



TESIS DOCTORAL

LOS SISTEMAS KÁRSTICOS DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA Y SU EVOLUCIÓN: CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO PALEOCLIMÁTICO DEL CUATERNARIO EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

El Director de la Tesis

Firma manuscrita de Jerónimo López Martínez.

Fdo.: Dr. Jerónimo López Martínez
Departamento de Química Agrícola,
Geología y Geoquímica.
Universidad Autónoma de Madrid.

La Tutora

Firma manuscrita de Guillermina Garzón Heydt.

Fdo.: Guillermina Garzón Heydt
Departamento de Geodinámica.
Universidad Complutense de Madrid.

Madrid, 1996

A mis padres

"¡Oh, sierras malagueñas!, admiradas
tenéis que ser por todo aquel que os vea;
¡qué hermosa tu altitud, Sierra Tegea!,
y aun más si están tus cimas blanqueadas....
Crestas que, al parecer, fueron labradas
las del Torcal, porque nos dan la idea,
cuando el alma sobre ellas fantasea,
de ingentes construcciones derrumbadas.
¡Sierras de cumbre cónica o redonda!,
que tanto estimulasteis mis afanes,
por ver las de Tolox y las de Ronda,
y las de Abdalajís y los Gaitanes"

A Málaga (Cimas de Málaga y algunas otras béticas)
Luis Cambroner, 1950.

"¡Geólogos tenaces! ¿Pensáis que los arcanos
de la Naturaleza se pueden inquirir?..."

El Torcal de Antequera (Cimas de Málaga y algunas otras béticas)
Luis Cambroner, 1950

"Hacer ciencia es proponer reducciones
a la naturaleza. Otra cosa, claro, es que la
naturaleza se deje"

El País, 27 de Junio de 1996
Jorge Wagensberg, Director del
Museo de la Ciencia de Barcelona

INDICE

	Página
Agradecimientos	13
Resumen	17
Summary	19

PARTE I. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y MARCO GEOLÓGICO

1. Introducción, Objetivos y Método de trabajo	23
1.1. Planteamiento general	23
1.2. Ámbito geográfico	25
1.3. Ámbito geológico	30
1.4. Ámbito cronológico	30
1.5. Objetivos	35
1.6. Metodología de trabajo	36
1.6.1. Métodos de campo	37
1.6.2. Métodos de laboratorio	38
1.6.3. Métodos de gabinete	40
1.7. Antecedentes	40
2. Encuadre geológico	45
2.1. La Cordillera Bética	45
2.1.1. Esbozo general	45
2.1.2. Síntesis evolutiva	47
2.2. Rasgos geológicos de la provincia de Málaga	48
2.2.1. Características generales	48
2.2.2. Materiales presentes y dominios geológicos	49
2.2.2.1. Materiales <i>preorogénicos</i>	49
2.2.2.1.1. Zonas Internas	49
2.2.2.1.2. Zonas Externas	51
2.2.2.1.3. Unidades del Campo de Gibraltar	51
2.2.2.2. Materiales <i>postorogénicos</i>	52
2.3. Rasgos estructurales y neotectónicos	52
2.3.1. De la Cordillera Bética	53
2.3.2. La fracturación en el conjunto de la cordillera y en la provincia de Málaga ..	54
2.3.3. Estudio de los lineamientos en la provincia de Málaga	58
2.3.4. Las estructuras de plegamiento	79
2.4. Principales unidades litoestratigráficas karstificables	87
2.4.1. En la Cordillera Bética	87
2.4.2. En la provincia de Málaga	89
2.4.2.1. El Mesozoico subbético	89
2.4.2.2. El Mesozoico penibético	91
2.4.2.3. El Mesozoico de la Dorsal Bética	91
2.4.2.4. El Triás del Complejo Alpujárride	92
2.4.2.5. El Mesozoico y Cenozoico de la cobertera Maláguide	92
2.4.2.6. Materiales no carbonatados	93
2.4.2.6.1. El Triás subbético	93
2.4.2.6.2. Otros materiales karstificables	95

PARTE II. LOS SISTEMAS KÁRSTICOS DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA

3. El karst en la provincia de Málaga	99
3.1. Antecedentes	101
3.1.1. Las exploraciones espeleológicas	102
3.1.2. El estudio científico de los macizos kársticos	106
3.2. Principales macizos kársticos	108
3.3. Rasgos fundamentales del exokarst	116
3.3.1. Formas	116
3.3.2. Depósitos	117
3.4. Rasgos fundamentales del endokarst	119
3.4.1. Formas	119
3.4.2. Depósitos	125
3.5. Características de las unidades hidrogeológicas kársticas de la provincia	125
3.5.1. Descripción de las unidades hidrogeológicas kársticas	126
3.5.2. Los manantiales kársticos y su relación con las principales formas kársticas	146
3.5.3. Termalismo y karstificación	153
4. Fracturación y desarrollo del karst	157
4.1. Planteamiento y antecedentes	157
4.2. La fracturación en los macizos kársticos	157
4.3. Análisis de las direcciones de desarrollo preferencial en las cavidades	165
4.4. Relaciones entre fracturación y karstificación	171
5. El registro paleoclimático en los macizos kársticos	175
5.1. De las formas y depósitos kársticos	175
5.1.1. Formas exokársticas	175
5.1.2. Formas endokársticas	178
5.1.3. Depósitos exokársticos	179
5.1.4. Depósitos endokársticos	182
5.2. De las formas y depósitos periglaciares	184
5.3. De las formas y depósitos litorales	187
5.4. Otras evidencias	192

PARTE III. ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS KÁRSTICOS

6. Geocronología de depósitos ligados al karst	197
6.1. Introducción	197
6.2. Métodos de datación absoluta	197
6.2.1. <i>Electron Spin Resonance</i> (E.S.R.)	199
6.2.2. Series de Uranio	200
6.2.3. Carbono -14 (¹⁴ C)	202
6.2.4. Termoluminiscencia	202
6.3. Resultados de los análisis geocronológicos de travertinos	203
6.3.1. Los travertinos de la Serranía de Ronda (sector septentrional)	205
6.3.2. Los travertinos de Tolox-Yunquera-Jorox	208
6.3.3. Los travertinos de la Sierra de Mijas	215
6.3.4. Los travertinos de las sierras de Tejeda, Almijara y Alhama	219
6.4. Resultados de los análisis geocronológicos de espeleotemas	224
6.4.1. Cueva de Nerja y su entorno	226
6.4.2. Cuevas de Los Cantales	241
6.4.3. Cuevas de la Sierra de Mijas	247
6.4.4. Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales	248
6.4.5. Cavidades y paleocavidades de la Sierra de las Nieves	252
6.4.6. Sistema Húndidero-Gato y otras cavidades de la Sierra de Líbar	254
6.4.7. Otras cavidades	261
6.5. Discusión de los resultados geocronológicos	261
6.5.1. Tratamiento de los datos	261

6.5.2. Análisis de los datos geocronológicos de los travertinos	262
6.5.3. Análisis de los datos geocronológicos de los espeleotemas	264
6.6. Estudio comparativo de los resultados geocronológicos con los de otros ámbitos geográficos	268
6.6.1. De la Península Ibérica y el Mediterráneo occidental	268
6.6.2. De otras regiones	277
7. Isótopos estables en carbonatos	287
7.1. Introducción	287
7.2. Métodos utilizados	288
7.2.1. Isótopos del Carbono	288
7.2.2. Isótopos del Oxígeno	289
7.3. Resultados de isótopos estables en travertinos	290
7.3.1. Los travertinos de Tolox-Yunquera-Jorox	290
7.3.2. Los travertinos de la Sierra de Mijas	291
7.3.3. Los travertinos de las Sierras de Alhama y Almijara	291
7.4. Resultados de los análisis de isótopos estables en espeleotemas	295
7.4.1. Cueva de Nerja	297
7.4.2. Cuevas de Los Cantales	300
7.4.3. Sistema Húndidero-Gato	300
7.5. Discusión e interpretación de los resultados isotópicos	303
7.5.1. En los travertinos	303
7.5.2. En los espeleotemas	306
7.5.3. Interpretación de conjunto	311
7.6. Estudio comparativo de los análisis isotópicos de travertinos y espeleotemas con los de otros ámbitos geográficos	311
7.6.1. De la Península Ibérica	312
7.6.2. De otras regiones	314
8. Sedimentos detríticos endokársticos	315
8.1. Introducción y métodos de estudio empleados	315
8.2. Resultados de los sedimentos estudiados	316
8.2.1. Cueva de Nerja	316
8.2.2. Cueva del Lobo Marino	322
8.2.3. Sistema Húndidero-Gato	325
8.2.4. Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales	328
8.2.5. Cavidades de Los Cantales	331
8.2.6. Cueva de los Órganos	334

PARTE IV. DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN DEL KARST Y ASPECTOS PALEOCLIMÁTICOS

9. Evolución de los sistemas kársticos e interpretación paleoclimática	337
9.1. Fases de karstificación precuaternarias	338
9.1.2. De ámbito regional	338
9.1.3. En la provincia de Málaga	340
9.2. Reconstrucción de las principales etapas evolutivas del karst	341
9.2.1. Fases de karstificación	341
9.2.2. Fases de sedimentación detrítica endokárstica	342
9.2.3. Fases de crecimiento de espeleotemas	344
9.2.4. Fases de formación de travertinos	344
9.3. Aportaciones al conocimiento paleoclimático regional en base a los datos geocronológicos absolutos y de isótopos estables	347
9.4. Análisis comparativo de la información paleoclimática inferida del estudio de karst en la provincia de Málaga	348
9.4.1. Comparación con otras secuencias continentales del Mediterráneo occidental	348
9.4.1.1. Europeas	348
9.4.1.2. Del norte de Africa	351

9.4.2. Correlaciones con secuencias marinas en los ámbitos local, regional y global .	352
9.4.2.1. Cambios regionales y locales del nivel del mar	353
9.4.2.2. Curvas isotópicas de los sondeos oceánicos profundos	354
9.5. Los carbonatos continentales terrestres como sumideros de CO ₂ y su posible papel como reguladores climáticos	357

PARTE V. CONCLUSIONES GENERALES

10. Conclusiones	363
10.1. Sobre los resultados obtenidos	363
10.2. Sobre los métodos y técnicas empleados	367

PARTE VI. BIBLIOGRAFÍA

11. Referencias bibliográficas	371
Abreviaturas y acronismos utilizados	409

Agradecimientos

Como casi toda obra, esta Tesis, aunque firmada individualmente, es, en parte importante, fruto de una labor colectiva. Son numerosas las personas e instituciones que han contribuido con su apoyo y colaboración, a lo largo de la realización de los trabajos que finalmente han conducido a la presentación de esta memoria.

Sin duda, la contribución más importante ha sido la del Dr. Jerónimo López Martínez, Profesor Titular de la Universidad Autónoma de Madrid. Sus constantes ánimos, consejos y orientaciones han sobrepasado con mucho la esperable dedicación de un Director de Tesis. Por todo ello le estoy especialmente agradecido, y así lo quiero expresar aquí públicamente. En esa misma línea de apoyo constante, no puedo olvidarme de mi Tutora en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, la Dra. Guillermina Garzón, que amablemente aceptó desde el primer momento esa responsabilidad.

Desde el punto de vista económico y laboral, he de agradecer a dos instituciones la ayuda recibida. Por un lado, al Patronato de la Cueva de Nerja, que ha financiado durante varios años la realización de proyectos de investigación en la Cueva de Nerja y su entorno, cuyos resultados han contribuido parcialmente a alguno de los capítulos de esta Tesis. Dicha financiación fue posible gracias al buen hacer del Dr. Francisco Carrasco, Profesor Titular del Departamento de Geología y Ecología de la Universidad de Málaga, y miembro de la Comisión Científica Asesora del Patronato de la Cueva de Nerja. Su apoyo a la línea de investigación planteada, resultó fundamental en todo momento. Por otro lado, el Instituto Tecnológico Geominero de España, organismo público de investigación donde desde hace ya bastantes años vengo desempeñando mi trabajo, ha favorecido de diversas maneras la elaboración de esta Tesis: mediante las facilidades para utilizar algunas de sus infraestructuras (biblioteca, laboratorios,) y con la concesión de un breve -pero útil- periodo de dedicación plena en los momentos finales de la elaboración de esta memoria.

Sobre el terreno, han sido varias las instituciones y muchas las personas que me han ayudado. Entre las primeras, la Federación Andaluza de Espeleología y la Sociedad Excursionista de Málaga (SEM). Ambas han colaborado decididamente en las labores de investigación in situ de las redes kársticas malagueñas. Además, el Grupo de Exploraciones Subterráneas de la SEM me ha facilitado la consulta de sus archivos bibliográficos y el acceso a los levantamientos topográficos de las cavidades kársticas de la provincia de Málaga. Esta colaboración estrecha ha vuelto a demostrar la enorme rentabilidad del buen entendimiento entre los grupos que realizan las exploraciones espeleológicas y los científicos investigadores del karst. También ha hecho que aumente mi respeto y mi cariño por el mundo espeleológico en general y por sus representantes malagueños en particular. Desde estas líneas quiero rendir tributo -si vale la expresión- al enorme esfuerzo que han realizado y realizan los espeleólogos andaluces para explorar, valorar, dar a conocer y conservar el auténtico tesoro naturalístico y científico que encierra el subsuelo kárstico.

Sin citarlos individualmente, pues a buen seguro que me olvidaría de alguno, agradezco sinceramente desde aquí a todos los *compañeros de cuevas*, que han compartido las alegrías -y algún que otro sinsabor, que todo hay que decirlo- de las numerosas jornadas

pasadas debajo o encima de la superficie del karst, realizando trabajos cuyo significado a veces era para mí muy difícil de explicar y para ellos de entender, pero que fueron realizados siempre con una entereza y un ánimo dignos de encomio. Federico Ramírez Trillo (*Fede*) ha sido algo más: apoyo y ayuda, continuos ánimos, y sobre todo, un amigo. Otro amigo, Manuel González Ríos, del Museo Andaluz de la Espeleología, me ha facilitado documentación histórica y espeleológica del máximo interés.

Importante ha sido también la colaboración, mediante las autorizaciones pertinentes para la realización de diversos trabajos en el interior de algunas cavidades habilitadas, de algunas personas y entidades. Así, los hermanos Bullón facilitaron el acceso a la Cueva de la Pileta; el ya fallecido Manuel Laza Palacios hizo lo propio con la Cueva del Tesoro; el Ayuntamiento de Ardales, con la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales; y, finalmente, el Patronato de la Cueva de Nerja, y especialmente José Andérica, siempre mostró su conformidad a cuantas visitas y labores fueron necesarias realizar.

De más allá de nuestras fronteras también he recibido numerosas colaboraciones. He de destacar al Dr. Rainer Grün, actualmente en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad Nacional de Canberra, en Australia, por su ayuda para la realización de dataciones absolutas mediante los métodos de *Electron Spin Resonance* y de las Series de Uranio, así como por sus sustanciosos comentarios sobre las distintas generaciones o ciclos de espeleotemas y de travertinos existentes en algunas de las regiones estudiadas. La Mc Master University (MMU) de Hamilton, Canadá, a través de sus departamentos de Geografía y de Geología, personificados en los Dres. D.C. Ford y H.P. Swcharz, ha contribuido realizando muchas de las dataciones absolutas mediante el método de las Series de Uranio. El profesor Ford, además, me ha orientado con consejos y comentarios puntuales para la interpretación de algunas muestras de espeleotemas. El Centre de Etudes et Recherches Appliquées au karst (CERAK), dirigido por el Dr. Y. Quinif, de la Universidad Politécnica de Mons (Bélgica), ha realizado, en condiciones económicamente ventajosas, algunas dataciones absolutas mediante el método de Th/U en espeleotemas y travertinos. A la Dra. Galina Hütt, del Instituto de Geología de la Academia Estonia de Ciencias, le agradezco sus esfuerzos -aunque infructuosos- de cara a obtener dataciones absolutas de sedimentos detríticos mediante Termoluminiscencia.

Una parte de los análisis de isótopos estables en carbonatos ha sido realizada en Viena, en el Laboratorio de la Agencia Europea de Energía Atómica, gracias a la colaboración del Dr. Luis Aragüás, al cual le agradezco vivamente su labor, así como las referencias bibliográficas facilitadas y sus comentarios. Otra parte de este tipo de análisis fue realizada en el Servicio Interdepartamental de Investigación (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM). A Ramón Redondo, del laboratorio de Isótopos Estables, le agradezco la colaboración prestada.

Los compañeros y compañeras del Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias de la UAM también echaron una mano cuando hizo falta, sobre todo en los meses finales de elaboración de esta tesis. La Dra. Isabel Herráez y el Dr. González Casado hicieron todo lo posible para que me sintiera *como en casa* durante los dos meses pasados en su compañía en los despachos del departamento. Con Julio Barea compartí conversaciones muy agradables, relacionadas o no con los contenidos de nuestras respectivas Tesis Doctorales. Le agradezco los numerosos detalles de atención que tuvo, localizando una cita bibliográfica *aquí*, colaborando en medir fracturas *allá*, etc. También

Ana Casado puso algún granito de arena con su asesoría informática, cuando algún gráfico se resistía. Los doctores José Casas y Manuel Pozo me ayudaron en la interpretación de los difractogramas realizados en los sedimentos detríticos presentes en algunas cavidades, y, en consecuencia, les expreso mi gratitud.

Entre mis compañeros y compañeras del Instituto también encontré el necesario apoyo cuando este fue preciso. Angel Paradas y Alfonso Arribas, ambos del Museo Geominero, estuvieron siempre atentos a todas mis demandas: realizar secciones de espeleotemas y travertinos ó clasificar los restos de micromamíferos de algunos yacimientos fueron algunas de las labores en las que me ayudaron, y por las cuáles les estoy muy agradecido. También Daniel Barettino me facilitó documentación relativa a proyectos dirigidos por él, que me resultó de mucha utilidad. Dentro de la Dirección de Aguas Subterráneas, Juana Baeza, encargada del Banco de Datos de Puntos de Agua del ITGE, hizo honor a su fama de mujer amable y eficaz: mis solicitudes fueron atendidas rápidamente y de manera más que satisfactoria, lo cual, por otra parte, es lo normal en ella. Valgan estas líneas para agradecerle su colaboración. Igualmente, Loreto Fernández hizo todo lo que pudo por ayudarme y, sobre todo, por animarme en los momentos más duros. El Dr. Pablo Gumiel estuvo siempre solícito a cualquiera de mis demandas.

No puedo olvidar tampoco el ánimo de algunos colegas y amigos de mi entorno más cercano, que constantemente me han apoyado en variopintas tareas relacionadas con la tesis. Así, por ejemplo, Javier Burillo, del Servicio de Minas e Investigación Minera de la Diputación General de Aragón, me cedió algunos datos inéditos de la región de Tejeda-Almijara, y contribuyó, en su momento, al análisis de los lineamientos de toda la provincia. En la misma línea, el Dr. Jesús Soria me mostró su solaridad continua y contribuyó con su revisión de algún capítulo de esta memoria.

Son numerosos igualmente los *colegas del sur*, que me han facilitado informaciones diversas. El Dr. Bartolomé Andreo, de la Universidad de Málaga me ha suministrado información sobre sus trabajos, y juntos hemos recorrido algunos macizos kársticos de la provincia, en especial los de su Tesis Doctoral, las Sierras de Blanca y Mijas. Sus conversaciones siempre han sido gratas e interesantes y su disposición a la colaboración, proverbial. El Dr. Emilio Reyes, de la Estación Experimental de Zaidín (Granada), perteneciente al Consejo Superior de Investigaciones Científicas, me facilitó igualmente documentación bibliográfica muy valiosa. Con los Dres. Carlos Sanz de Galdeano y Angel Carlos López Garrido compartí alguna jornada de campo, de la que saqué indicaciones y sugerencias del mayor interés.

En lo relativo al aspecto formal, la delineación de parte de las figuras ha corrido a cargo de Fernando Berlanga, y el tratamiento del texto ha sido realizado por Fátima Camacho. A ambos es de justicia agradecerles su buen hacer y su paciencia, por *traducir* mis originales, no siempre fáciles de entender. El montaje del original se benefició de la colaboración de Luis Cordovilla y Eduardo Chicharro, que pusieron en ello todo su entusiasmo, que yo devuelvo con mi agradecimiento.

Por último, aunque no en *último lugar*, tengo una deuda enorme con Virginia Laforet y con Violeta Durán, a causa de la *cesión*, por su parte, de tantos *ratos perdidos*, días festivos, noches y vacaciones. Este tiempo, que en buena ley les debía corresponder a ellas, prometo devolverlo en cuanto pueda.

Es posible -es más, creo que es casi seguro- que aún teniendo el ánimo de ser exhaustivo, me haya olvidado de citar expresamente a alguien a lo largo de las anteriores líneas. Espero que sepa achacárselo entonces a mi mala memoria, nunca a mi falta de agradecimiento.

Gracias a todos.

Juan José Durán Valsero

RESUMEN

Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga ocupan una sexta parte de su superficie, correspondiendo la mayor parte de ellos (4/5) a afloramientos carbonatados, fundamentalmente mesozoicos, de las zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética. El Penibético y la Dorsal Bética son los dominios paleogeográficos donde la karstificación está más desarrollada, aunque existen formas endokársticas notables en los materiales de los complejos Alpujárride y Maláguide. Las características generales (litoestratigráficas, estructurales, geomorfológicas e hidrogeológicas) de los principales macizos kársticos evidencian una dilatada evolución de los procesos de disolución, con una amplia gama de formas endo y exokársticas, tanto pretéritas como actuales.

La karstogénesis queda reflejada en la existencia de redes subterráneas de trazado horizontal de hasta 8 km de desarrollo (Sistema Hundidero-Gato), cavidades de más de 1.100 m de profundidad (Sima GESM) y volúmenes de vacío subterráneo superiores a los 800.000 m³ (Cueva de Nerja). De la misma manera, existen notables depósitos ligados a la dinámica kárstica: travertinos en el exterior, y espeleotemas y sedimentos detríticos en el interior de las cavidades.

En la presente Tesis Doctoral se estudia la evolución geológica de los principales sistemas kársticos de la provincia de Málaga, con especial énfasis en la identificación e interpretación de las evidencias paleoclimáticas conservadas en dicho medio. Los diferentes macizos kársticos son descritos en su contexto litoestratigráfico y estructural dentro de la Cordillera Bética. El análisis de las formas kársticas, fundamentalmente las cavidades, en relación con los elementos estructurales de la zona correspondiente, sobre todo con las fracturas, ha permitido obtener deducciones sobre las pautas que han condicionado el desarrollo de la karstificación y su relación con fases tectónicas. Las evidencias morfosedimentarias presentes en los macizos kársticos han conducido a la identificación de cambios paleoclimáticos ocurridos durante el Cuaternario en la región estudiada. Para localizar temporalmente estos cambios ambientales se ha procedido al análisis geocronológico de 77 muestras de espeleotemas y travertinos, mediante los métodos de datación absoluta de las series de uranio (Th/U) y de *Electron Spin Resonance* (ESR). Con la aplicación de estas técnicas y tras el adecuado tratamiento de los datos obtenidos, se ha podido detectar la existencia de ciertos periodos claramente favorables al depósito de estos carbonatos continentales. Estos periodos están en clara concordancia con los estadios isotópicos de carácter cálido definidos por Shackleton y Opdyke (1973) en sedimentos oceánicos profundos para los últimos 450.000 años (estadios 11, 9, 7, 5, 3 y 1). Los espeleotemas y travertinos se confirman así como buenos marcadores climáticos ante impulsos cálidos, en áreas de carácter templado como las del Mediterráneo occidental. No obstante, también se han detectado fases de travertinización y de crecimiento de espeleotemas durante estadios isotópicos generalmente considerados fríos, como el 6 y el 2. Esto se ha interpretado en tres posibles sentidos diferentes: por un lado, por la mayor inercia climática del medio kárstico subterráneo (en el caso de los espeleotemas, relativamente frecuentes en el estadio 6); por otro, por la existencia de desajustes entre la curva del ¹⁸O en los sedimentos oceánicos y las curvas frecuenciales de los carbonatos continentales, como consecuencia de las diferentes

respuestas que marcadores sedimentarios distintos ofrecen ante idénticos cambios climáticos; y, por último, la consideración de peculiaridades ambientales propias de la región estudiada, diferentes de la tendencia global.

Algunos periodos fríos han sido posiblemente favorables a la erosión de los carbonatos y al depósito de sedimentos detríticos endokársticos, aunque las dificultades de datación directa de estos últimos materiales citados no ha permitido obtener precisiones. El análisis de los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de muestras de carbonatos sólidos, ha conducido a estimar las paleotemperaturas de algunos de los episodios de deposición o crecimiento de los travertinos y espeleotemas. En general, puede afirmarse que las condiciones ambientales de los estadios cálidos de los últimos 250.000 años han sido muy similares, con variaciones de muy pocos grados en las temperaturas medias, explicables en el marco de las diferencias existentes actualmente entre los distintos sistemas kársticos, debido al gradiente térmico altitudinal.

Por último, se discute el papel de los sistemas kársticos como elementos que contribuyen en cierta medida a la regulación climática del planeta, actuando como sumideros de CO_2 a través del mecanismo deposicional de volúmenes importantes de carbonatos continentales durante las épocas de clima cálido.

SUMMARY

The karstic systems of Málaga occupies a sixth part of the surface of the province. The main part of them (4/5) are carbonate outcrops, mainly Mesozoic, of the External and Internal zones of the Bética mountain range. The Penibético and the Dorsal Bética are the palaeogeographic domains where the karstification is more developed, although their exist notable endokarstic features in the materials of the Alpujárride and Maláguide complexes. The general characteristics (lithostratigraphical, structural, geomorphological and hydrogeological) of the main karstic massifs evidences an evolution of the solution processes, with a wide variety of past and present endo and exokarstic landforms. The importance of the karstogenic processes is reflected in the existence of underground nets with horizontal lengths until 8 km (Hundidero-Gato System), cavities of more than 1.100 m of depth (Sima GESM) and underground volumes of void of more than 800.000 m³ (Nerja Cave). They also exist notable deposits associated to the karst: travertines in the exterior, and speleothems and detritic sediments in the interior of the cavities.

In this Doctoral Thesis the geological evolution of the principal karstic systems of the province of Málaga is studied, with special emphasis in the identification and interpretation of the palaeoclimatic evidences conserved in the karst. The different karstic massifs are described in their lithostratigraphic and structural context within the Bética mountain range. Deductions about the development of the karstification and their relation with tectonic phases have been obtained from the analyse of the karstic features, mainly the caves, and the structural elements of the corresponding areas, mainly the fractures.

Morphosedimentary evidences in the karstic massifs have permitted the identification of Quaternary palaeoclimatic changes in the studied region. In order to obtain ages of these environmental changes, 77 samples of speleothems and travertines have been dated. The Uranium series (Th/U) and the Electron Spin Resonance (ESR) have been the used methods. The obtained data show the existence of several favourable periods for the deposit of these continental carbonates. These periods are in agreement with the warm isotopic stages of Shackleton and Opdyke (1973) in deep oceanic sediments of the last 450.000 years (stages 11, 9, 7, 5, 3 and 1). The speleothems and travertines are confirmed as good climatic markers of warm periods in temperate areas as the Western Mediterranean region. However, phases of travertines and speleothems formation have also been detected during isotopic stages generally considerate cold, as the stages 6 and 2. This fact has been interpreted in three possible different senses: a) for the greater climatic inertia of the underground karstic environment (in the case of the speleothems, relatively common in the stage 6; b) for the existence of differences between the curve of the ¹⁸O in oceanic sediments and the curves of continental carbonates frequency, like consequence of the different responses of different sedimentary markers in front of identical climatic changes; and c) for particular environmental peculiarities of the studied region, different of the global tendency.

Some cold periods have possibly been favourable to carbonates erosion and to detritic endokarstic sediments accumulation, although the difficulties of dating these last cited deposits have not allowed to get precisions.

Palaeotemperatures of some of the episodes of travertines and speleothems formation have been estimated by means of stable isotopes analysis ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) of solid carbonates. In general, can be said that the environmental conditions of the warm stages of the last 250.000 years have been very similar, with variations of very few grades in the average temperatures, that can be justified, like the present differences between the different karstic massifs, because the thermic altitudinal gradient. Finally, the role of the karstic systems like elements that contribute to the climatic regulation of the planet has been discussed, acting as CO_2 sinks because the formation of important volumes of continental carbonates during warm periods.

**PARTE I. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y MARCO
GEOLÓGICO**

1. Introducción, Objetivos y Método de trabajo

1.1. Planteamiento general

Como indica el título de la presente Tesis Doctoral, su contenido versa sobre los sistemas kársticos de la provincia de Málaga (sur de España). Se hace especial hincapié en las cuestiones relacionadas con su evolución, deducida fundamentalmente del estudio de los sedimentos ligados a los procesos kársticos (espeleotemas, travertinos y sedimentos detríticos endokársticos), así como en la interpretación paleoclimática de estos depósitos y su variación temporal a lo largo del Cuaternario. En ella se ha intentado el acercamiento regional y metodológico al karst desde la perspectiva global (la del estudio del *Sistema kárstico* de Ford y Willians, 1989).

La elección de este tema de investigación ha sido motivada por varios factores, entre los que pueden citarse:

- La inexistencia o escasez de trabajos regionales sobre el karst en la provincia de Málaga, a pesar de ser esta un área con una alta proporción de afloramientos karstificables y de manifestaciones kársticas. Puede decirse sin temor a exagerar que el territorio kárstico malagueño es el más rico y variado del sur peninsular.
- El interés de aplicar técnicas y métodos modernos -sin olvidar los tradicionales a los sedimentos exo y endokársticos (dataciones absolutas, isótopos estables, análisis sedimentológicos y faunísticos) para, con su contribución, llegar a establecer secuencias paleoambientales de periodos de tiempo recientes, y ayudar a la comprensión de la dinámica de los cambios climáticos, de especial trascendencia para predicciones futuras.
- La necesidad de avanzar aún más en el establecimiento de correlaciones entre las secuencias cronológicas y ambientales establecidas en medios oceánicos y marinos, y las que se puedan establecer en medios continentales. El ámbito kárstico puede

ofrecer numerosos alicientes y posibilidades en este sentido, siendo un medio especialmente conservativo y con una alta calidad de los registros paleoambientales contenidos en él.

- La privilegiada situación de la provincia de Málaga en relación con distintos ámbitos geográficos y climáticos: en una encrucijada entre el norte de Africa y el sur de Europa; entre el oeste del Mediterráneo y a las puertas del Océano Atlántico. Esta situación ha provocado en el pasado la alternancia de diversas situaciones paleoclimáticas asimilables a algunos de los diferentes ámbitos citados.

La Tesis se ha estructurado en seis partes: en la primera, se introducen una serie de cuestiones generales (ámbito, objetivos, metodología y antecedentes básicos) y se esboza el marco geológico del territorio donde se han desarrollado los estudios, con un doble punto de vista (la Cordillera Bética, y un enfoque más restringido al ámbito provincial de Málaga); en la segunda parte, se analizan pormenorizadamente los principales sistemas kársticos de la provincia, prestando especial énfasis a los aspectos relativos a las relaciones entre fracturación y karstificación, y al registro paleoclimático presente en los diferentes macizos kársticos.

En la tercera parte, el análisis se centra en los depósitos kársticos, esto es, en los espeleotemas y sedimentos detríticos del interior de algunas cavidades especialmente representativas de la provincia de Málaga (p.e., Cueva de Nerja, Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales, cuevas de Los Cantales, Sistema Hundidero-Gato, entre otras), así como en numerosos edificios travertínicos repartidos por el territorio provincial. La aplicación a estos materiales carbonatados de métodos geocronológicos e isotópicos y su estudio comparativo constituyen el grueso de los capítulos correspondientes a esta parte.

La cuarta parte se dedica a la discusión de los aspectos evolutivos del karst, especialmente durante los tiempos cuaternarios, y a la interpretación paleoclimática de los resultados obtenidos mediante la aplicación de las distintas técnicas empleadas. El análisis comparado con otras secuencias paleoclimáticas, continentales y oceánicas de marcos

geográficos diversos constituye otro de los núcleos de esta parte. La quinta parte está dedicada a la exposición de las conclusiones obtenidas, tanto en relación con los resultados como sobre las metodologías empleados. La memoria se completa con las referencias bibliográficas citadas, que constituyen la sexta y última parte del texto.

1.2. **Ámbito geográfico**

El ámbito básico de trabajo ha sido el territorio comprendido dentro de los límites político-administrativos de la provincia de Málaga (Fig. 1.1). Obviamente, este marco nunca ha sido considerado un límite en sentido estricto: los sistemas kársticos no *entienden* de fronteras administrativas, y en numerosas ocasiones se encuentran a caballo entre varias provincias. Dos casos son especialmente significativos: el de la Sierra de Líbar, entre las provincias de Málaga y Cádiz; y el de las sierras Tejeda-Almijara, entre las de Málaga y Granada. Existen además algunas formas kársticas singulares que se sitúan precisamente en los límites interprovinciales: por ejemplo, el complejo de Motillas-Parralejo-Ramblazo, entre los términos municipales de Cortes de la Frontera (Málaga) y Jerez de la Frontera (Cádiz).

Por otra parte, no todos los macizos kársticos existentes en la provincia han sido considerados con igual intensidad. Un cierto nivel general de estudio ha sido llevado a cabo en todos ellos (fracturación, cavidades principales, características hidrogeológicas, etc), pero sólo en algunos se han realizado labores de investigación de mayor detalle. Estos han sido los que concentran importantes cavidades, bien por su desarrollo (Sierra de Líbar, donde se localiza el Sistema Hundidero-Gato y la Cueva de la Pileta, entre otras redes subterráneas), por su accesibilidad (la Serrezuela de Carratraca y la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales), o bien por la variedad y el interés del registro endokárstico existente (Cueva de Nerja). En el caso de los edificios travertínicos se han estudiado sobre todo aquellos sectores donde no habían sido realizadas investigaciones previas por otros autores (casos de los travertinos de la región de Cuevas del Becerro-Cañete la Real, estudiados por Cruz San Julián, 1981; los de Jorox-Tolox-Yunquera, estudiados sucesivamente por Delannoy *et al.*, 1989, Delannoy *et al.*, 1993, y Baretino, 1994). La mayor parte de los travertinos estudiados en este trabajo se concentran en la Sierra de Mijas y el borde meridional de las sierras de Alhama, Tejeda

y Almirajara.

En cualquier caso, la provincia de Málaga presenta una variedad geográfica tal (con alturas entre cero y 2000 m s.n.m., poseyendo regiones con características climáticas templado-húmedas y otras prácticamente subáridas), que ha permitido seleccionar un número de sistemas kársticos que puede considerarse suficientemente representativo, por lo variado de sus localizaciones y ambientes climáticos: costeros y de interior, de baja y de media montaña, secos y pluvio-nivales húmedos.

La provincia de Málaga abarca una superficie de 7.276 km², distribuidos en 26 hojas topográficas a escala 1:50.000, correspondientes a los números 1.005 (Osuna), 1006 (Benamejí), 1007 (Rute), 1022 (Campillos), 1023 (Antequera), 1024 (Archidona), 1025 (Loja), 1036 (Olvera), 1037 (Teba), 1038 (Ardales), 1039 (Colmenar), 1040 (Vélez-Málaga), 1055 (Motril), 1063 (Ubrique), 1051 (Ronda), 1052 (Alora), 1053 (Málaga), 1054 (Vélez Málaga), 1055 (Motril), 1063 (Algar), 1064 (Cortes de la Frontera), 1065 (Marbella), 1066 (Coín), 1067 (Torremolinos), 1071 (Jerez de la Frontera) y 1072 (Estepona), del Instituto Geográfico Nacional. El territorio provincial se encuentra comprendido entre los paralelos 37° 17' y 36° 18' de latitud Norte y los meridianos 3° 47' y 5° 37' de longitud oeste. Linda por el norte con la provincia de Córdoba; por el noroeste y este, con la de Granada, con el mar mediterráneo por el sur, a lo largo de 161 km de litoral; por el oeste, con la provincia de Cádiz; y por el noroeste, con la de Sevilla. La sexta parte de su superficie está ocupada por afloramientos de materiales karstificables, repartidos en una proporción de 1 a 5 entre yesos y sales, y carbonatos.

El relieve es acusadamente montañoso, con altitudes máximas en torno a los 2.000 m, en las cumbres de Sierra Tejeda (cuyo pico más elevado, la Maroma, se encuentra ya en la provincia de Granada) y de la Sierra de las Nieves (Torrecilla, 1.919 m s.n.m.). De manera muy aproximada, puede decirse que un tercio del territorio malagueño se encuentra entre el nivel del mar y los 400 m de altitud, otro tercio, entre 400 y 800 m s.n.m.; y el tercio restante, por encima de esta última cota. En función del relieve y otras características, pueden establecerse cinco grandes regiones naturales:

- La Serranía de Ronda, con un relieve muy acusado y amplias zonas por encima de los 1000 m s.n.m., ocupa el sector oeste de la provincia; algunas sierras litorales del occidente malagueño pueden considerarse su prolongación topográfica, como las sierras Blanca y de Mijas.

- La zona de Antequera, que coincide con el sector septentrional de la provincia, de relieves muy suaves y altitudes en torno a 400-700 m s.n.m.

- La Axarquía, o región al este de Málaga, constituye una zona montañosa, con dos subregiones bien diferenciadas: el arco montañoso formado por los relieves de la *Alta Cadena* y las sierras Tejeda y Almijara, con alturas importantes, por encima de los 1.000 m s.n.m.; y los Montes de Málaga, con altitudes menores, pero un relieve muy accidentado.

- La Hoya de Málaga, o región del Bajo Guadalhorce, *encerrada* en el anfiteatro montañoso dibujado por algunos de los relieves de la Serranía de Ronda y de la Axarquía, con altitudes mayoritariamente entre 400 m y el nivel del mar.

- Las vegas litorales, representadas por una estrecha franja costera y algunas pequeñas depresiones cercanas a la línea de costa, entre las que destaca la de Vélez Málaga.

Desde el punto de vista hidrográfico, la provincia de Málaga es compleja: aproximadamente el 90% de su superficie está ocupada por cuencas vertientes al Mediterráneo (Cuenca Sur); el resto, se reparte entre cuencas vertientes al Guadalquivir, a través de los ríos Corbones, Almargen, Arroyo de Navahermosa, Arroyo de Burriana y Genil, en el extremo norte provincial; al Guadalete, mediante el río Setenil y el Arroyo de Montecorto en el rincón noroccidental; y una zona endorreica entre la divisoria de aguas atlántico-mediterránea, cuya máxima expresión de endorreísmo está constituida por la Laguna de Fuentedepiedra, con una cuenca vertiente de 153 km².

En la Cuenca Sur, la mayor parte de los ríos son de corto recorrido, debido a la

proximidad de los relieves al mar, y de regímenes irregulares, estando con frecuencia prácticamente secos sus cauces en verano. Los cursos de agua principales son el Guadiaro, que nace en la proximidades de Ronda y tras 79 km de recorrido desemboca entre los límites provinciales de Cádiz y Málaga; y el Guadalhorce, una de las principales arterias fluviales de la Cuenca Sur, con 154 km de recorrido. Nace en el Puerto de los Alazores y presenta un trazado considerado por muchos autores como *aberrante*: de W a E, primero; de S a N, después; nuevamente de W a E y posteriormente de N a S, atravesando la barrera montañosa de las sierras de El Chorro, mediante un profundo y espectacular cañón fluvio-kárstico, el Desfiladero de los Gaitanes. Desemboca finalmente al oeste de la ciudad de Málaga.

Desde la capital hacia el este, los ríos son de menor entidad. Merecen destacarse el Guadalmedina, famoso por ser durante muchos siglos un auténtico *azote* de la ciudad, a causa de sus temidas inundaciones. El río Vélez, de 50 km de recorrido, es la arteria mayor de la Axarquía, naciendo en la vertiente meridional del puerto de los Alazores y desembocando en el Mediterráneo al oeste de Torre del Mar.

En cuanto a las características climáticas, Málaga es una región de contrastes, quizás más importantes de lo que en una primera aproximación pudiera parecer. Las temperaturas medias anuales oscilan entre los 12°C (Alfarnate) y los 19°C (Maro) pero éstas pueden ser mucho más bajas en las zonas montañosas, por encima de los 1.000 m, donde se registran con cierta frecuencia temperaturas por debajo de cero en los meses invernales. En las precipitaciones medias se observan unas diferencias notables: de casi 2.000 mm en los relieves más occidentales (Sierra de Líbar) a 400 mm en algunos sectores de la Cuenca del Guadalhorce y de la zona litoral oriental. En conjunto, la distribución geográfica de las precipitaciones medias responde bien a las pautas del relieve, y de la proveniencia de los frentes borrascosos: un máximo centrado en la Serranía de Ronda, con precipitaciones superiores a los 1.000 mm; una zona con precipitaciones escasas, entre 400 y 500 mm, centrada en el valle del Guadalhorce y la zona norte; y otro máximo de menor intensidad en torno a los relieves montañosos de la Axarquía, con precipitaciones de 800-1.000 mm. Los regímenes de humedad característicos oscilan entre el mediterráneo húmedo en la Serranía de Ronda y la Axarquía, y el mediterráneo seco, en el resto de la provincia.

1.3. Ámbito geológico

La provincia de Málaga se enclava en su totalidad dentro de una de las grandes unidades geológicas de la Península Ibérica: la Cordillera Bética (Fig. 1.2). Esta cordillera es una de las cadenas perimediterráneas alpinas, caracterizada por poseer elementos pertenecientes a dos megadominios estructurales; las *Zonas Externas*, pertenecientes al paleomargen sudibérico y las *Zonas Internas*, asociadas al dominio cortical de Alborán. Ambos se sitúan en un contexto geodinámico conformado por la evolución del Mar de Tethys y el acercamiento de las grandes placas Europea y Africana.

Las principales características geológicas de la Cordillera Bética y de la provincia de Málaga se expondrán posteriormente con más detalle. Únicamente subrayamos aquí que la provincia de Málaga se localiza en el sector centro-occidental de la cordillera, con unos rasgos propios y diferenciados de los presentes en otras transversales. Ofrece una amplia representatividad de los principales dominios paleogeográficos del conjunto, con la excepción del más profundo de los complejos existentes en el edificio bético (el Nevado-Filábride) y del más externo, o cercano al paleocontinente (el Prebético).

La representatividad geológica de los macizos kársticos estudiados queda asegurada, pues se han elegido casos en dominios geológicos diferentes: Penibético y Subbético, en las Zonas Externas; Dorsal Bética, Alpujárride y Maláguide, en las Zonas Internas. La variedad de secuencias litológicas (mármoles, calizas, dolomías, yesos y sales), de edades geológicas (desde el Triás hasta el Pleistoceno) y de estilos de deformación (cabalgamientos, fallas inversas, normales y de salto en dirección y pliegues, aseguran la cobertura de una amplia gama de situaciones posibles en relación con el desarrollo de los fenómenos kársticos, y su estudio.

1.4. Ámbito cronológico

A la hora de delimitar un ámbito temporal para el análisis de la evolución de un conjunto de sistemas kársticos, se plantean algunos problemas de método. En primer lugar,

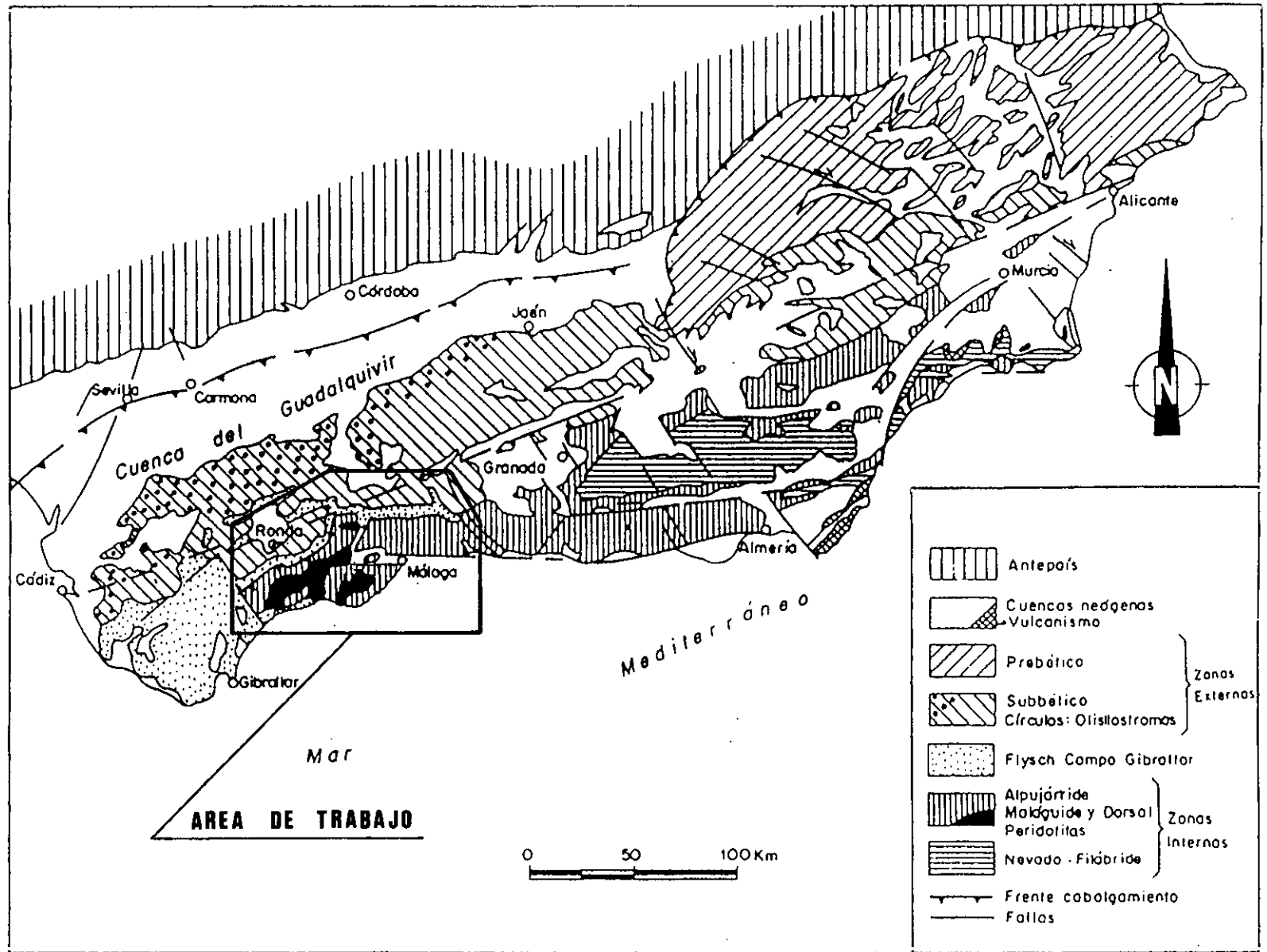


Figura 1.2 Situación del área de estudio en el marco de la Cordillera Bética.

están los factores que condicionan la génesis de dichos sistemas, entre los cuáles destacan los relativos a la arquitectura de los propios macizos kársticos. Dicho de otra manera, ¿cuándo arranca la historia geológica de los sistemas kársticos *actuales* de la provincia de Málaga?. Evidentemente, de cuando los volúmenes de rocas susceptibles de karstificación estuvieron *dispuestos* (es decir, emergidos y lo suficientemente fracturados) para que los procesos de disolución a gran escala tuvieran lugar. Esta situación se produjo en la Cordillera Bética con posterioridad a las fases paroxismales de la tectogénesis, que, como veremos posteriormente, tuvieron lugar en el Mioceno Medio. Es por tanto, a partir del Mioceno Superior cuando existen importantes volúmenes carbonatados emergidos, en los cuáles pudieron comenzar a actuar los fenómenos kársticos. Un ejemplo notable puede observarse en El Chorro, donde las calizas jurásicas del penibético, con un paleorrelieve acusado, se ven recubiertas por unos conglomerados del Mioceno Superior.

Pero, obviamente, no es suficiente que existan volúmenes carbonatados disponibles; es necesario un cierto grado de fracturación. Los macizos kársticos de la Cordillera Bética aprovechan preferentemente las fracturas *modernas*, denominando así a las generadas a partir del Mioceno Medio ó Superior, o sea en los últimos 11 millones de años. Sin embargo, no son muchas las evidencias que demuestren la existencia de estas posibles fases tempranas de karstificación.

Posteriormente, en el Plioceno, existen datos de índole estratigráfica que avalan la existencia de fases de karstificación, endo y exokárstica. Sin embargo, desde el punto de vista de los métodos de cronología absoluta y de los estudios micropaleontológicos, las evidencias de sedimentos ligados al karst en la provincia de Málaga abarcan sólo el Cuaternario. E incluso, la mayoría de los datos se concentran en las fases finales del Pleistoceno Medio y durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno. Esto es debido, obviamente, a los métodos de datación absoluta utilizados. Así, las series de uranio poseen un límite máximo de resolución cronológica de 350.000 años desde la actualidad. No obstante, mediante la aplicación de otros métodos (ESR) han podido detectarse *fases* del Pleistoceno Inferior (en torno a 800.000 B.P.). Por este motivo, puede decirse que el ámbito cronológico al que se ha prestado mayor atención en este trabajo es al Cuaternario, en

especial a su tercio final. Precisamente en este periodo es cuando la evolución paleoclimática regional ha dejado mayores improntas en el registro de las formas y los sedimentos kársticos.

En este trabajo, se ha considerado oportuno utilizar fundamentalmente dos escalas temporales de referencia: la cronoestratigráfica y la isotópica. La primera, la correspondiente a la cronoestratigrafía del Cenozoico establecida por la IUGS, considera el Cuaternario como un sistema constituido por el Pleistoceno, cuyos límites temporales van de 1,64 m.a. a 0,01 m.a.) y el Holoceno (10.000 B.P., hasta el presente). El primero se divide en Pleistoceno Superior, Medio e Inferior, cuyos límites temporales respectivos se sitúan en 120.000 años B.P. y 700.000 años B.P. (Fig. 1.3). El *problema* del límite Neógeno-Cuaternario sigue estando vigente (Aguirre y Pasini, 1985); algunos autores opinan que debe ser revisado, y situarse mucho más atrás en el tiempo (Bonadonna y Alberdi, 1987), cuando se detectan las primeras evidencias de "deterioro climático" en el hemisferio Norte, y profundos cambios en el registro de los vertebrados fósiles en las secuencias continentales, esto es hacia los 2,5 -2,3 m.a. Estos problemas de delimitación del límite Plio-Pleistoceno se ven, en parte, superados, al referirse a la escala basada en los estudios de los isótopos del oxígeno, surgida a partir de las Curvas de Emiliani (1955). Shackleton y Opdike (1973) reconocieron hasta 23 estadios diferentes en los sedimentos del testigo procedente de un sondeo del Océano Pacífico, correspondientes al intervalo cronológico entre la actualidad y el subcron Jaramillo (aproximadamente 900.000 B.P.). y definieron *formalmente* hasta el estadio 21, cuyo límite inferior se sitúa en 0,729 m.a.. Williams *et al.* (1988) han extendido la cronología del registro isotópico del oxígeno a todo el Pleistoceno y a una pequeña parte del Plioceno terminal (hasta 1,838 m.a.). El Cuaternario queda así dividido en 56 estadios isotópicos del oxígeno, de los cuales el primero corresponde, aproximadamente, al Holoceno; del 2 al 5 al Pleistoceno Superior; 13 estadios al Pleistoceno Medio (del 6 al 18); y el resto (es decir, 38 estadios, del 19 al 56) al Pleistoceno Inferior.

En ocasiones, se hará referencia a la escala *paleoclimática* de etapas glaciales alpinas, si bien existen serias dudas sobre la conveniencia de mantener esta nomenclatura. Valga como ejemplo la polémica asignación en Europa Central de los estadios isotópicos 7 y 9 al penúltimo estadio interglacial (Sarnthein *et al.*, 1986; Schwarz y Grün, 1988). En este

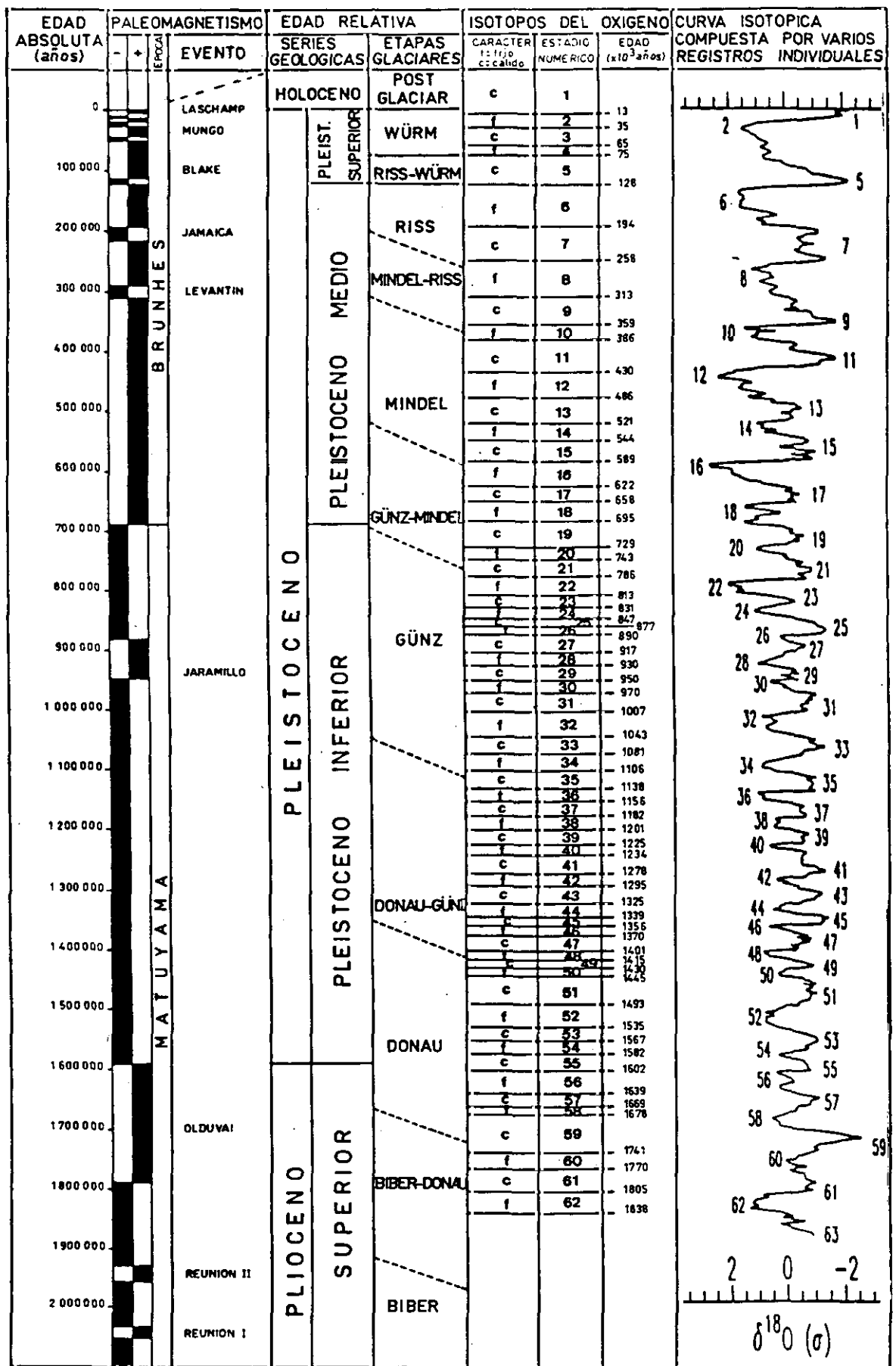


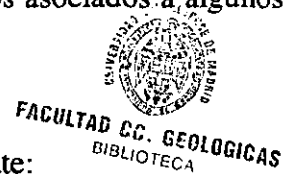
Figura 1.3

Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario, con indicación de las secuencias paleomagnéticas, glaciares y de isótopos del Oxígeno. La curva isotópica incluida está compuesta por varios registros individuales y procede de Williams *et al.* (1988).

sentido, creemos que conviene ir realizando una progresión adaptación de la información preexistente expresada en términos de la cronología alpina clásica relativa, y *volcarla* a las escalas isotópicas, que, al tener más referencias cronológicas absolutas y una buena discriminación temporal para el conjunto del Cuaternario constituyen una excelente herramienta de trabajo.

1.5. Objetivos

Como ya se ha expuesto anteriormente, la provincia de Málaga reúne condiciones excepcionales para el estudio de los sistemas kársticos, en relación con su génesis y evolución, debido a la diversidad geológica y geográfica de los mismos. Dado que el karst puede ser considerado un ámbito muy *conservativo*, desde el punto de vista del registro de las condiciones reinantes durante su evolución, las reconstrucciones paleoambientales pueden tener una buena fuente de información en el análisis dinámico de las formas y los depósitos kársticos. Desde esta óptica, el objetivo principal de este trabajo es el análisis de conjunto de los sistemas kársticos de la provincia de Málaga, el estudio de su evolución y la extracción de información paleoambiental de las formas y los depósitos asociados a algunos de estos sistemas.



En detalle, el listado de los objetivos perseguidos es el siguiente:

- Obtención de una visión de conjunto y sintética del karst en la provincia de Málaga, a través del análisis de sus características principales, así como de los factores geológicos condicionantes de las mismas.
- Estudio de una serie de sistemas kársticos determinados escogidos en función de su representatividad geológica y geográfica, de cara a la obtención de datos sobre su evolución durante el Cuaternario.
- Aplicación de técnicas de datación absoluta a depósitos carbonatados ligados al karst (espeleotemas y travertinos), para la obtención de marcadores temporales a lo largo

de las secuencias evolutivas.

- Utilización de diversas técnicas de análisis y métodos de estudio de sedimentos carbonatados y detríticos (isótopos estables del carbono y del oxígeno, granulometrías, difracción de rayos X, estudios paleontológicos, etc.), para la obtención de datos paleoambientales.

- Establecimiento de secuencias evolutivas de los distintos sistemas kársticos y del karst regional, basadas en la determinación de etapas favorables o no al depósito de espeleotemas y travertinos, períodos de erosión ó no deposición de espeleotemas, y episodios de depósito de sedimentos detríticos endokársticos.

- Extracción de información paleoclimática de las formas y depósitos kársticos y de otros indicadores de caracter regional.

- Contribuir al establecimiento de secuencias continentales con base paleoambiental.

- Comparar estas secuencias con otras existentes en diferentes regiones y con la escala temporal de isótopos del oxígeno de los sedimentos oceánicos.

- Contribuir, desde el punto de vista metodológico, a la incorporación de los estudios globales del karst a las tendencias modernas de investigación del Cuaternario.

1.6. Metodología de trabajo

La metodología empleada para la elaboración de este trabajo ha constado de cinco fases, más o menos encadenadas en el tiempo:

- La primera fase ha consistido en una revisión y recopilación bibliográfica preliminar, encaminada a reunir distintos tipos de trabajos existentes: de tipo regional, sobre geología de la Cordillera Bética en general y de la provincia de Málaga en

particular; relacionados con el karst en los distintos macizos de la provincia, y otros trabajos de tipo doctrinal o metodológico; estudios paleoclimáticos puntuales o globales, relacionados o no con el ámbito kárstico, con especial énfasis en los referidos al Mediterráneo occidental; trabajos sobre travertinos y espeleotemas, así como sobre la aplicación de las técnicas geocronológicas e isotópicas para su estudio e interpretación. Naturalmente, esta fase ha permanecido abierta a lo largo de todo el periodo durante el que se ha realizado la investigación.

- La segunda fase se ha centrado en los trabajos de campo, realizados en sucesivas campañas sobre el terreno y cuyo alcance se expondrá a continuación.
- La tercera fase ha englobado las labores llevadas a cabo en el laboratorio, con la aplicación de los métodos y técnicas que se describirán posteriormente.
- La cuarta fase se ha realizado en el gabinete, tratando y elaborando los datos procedentes de las tres fases anteriores.
- La quinta y última fase ha consistido en la elaboración de la presente memoria.

1.6.1. Métodos de campo

Las labores efectuadas sobre el terreno han sido:

- Realización de itinerarios geológicos y geomorfológicos de la provincia de Málaga y su entorno.
- Reconocimiento de cavidades kársticas, con utilización de las técnicas espeleológicas al uso para la localización de espeleotemas y sedimentos detríticos endokársticos.
- Confección de croquis y esquemas sobre afloramientos diversos (edificios travertínicos, generaciones de espeleotemas, etc...).

- Levantamiento de secuencias estratigráficas de sedimentos detríticos endokársticos.
- Recolección de muestras de carbonatos (espeleotemas, travertinos, huesos y conchas fósiles).
- Recolección de muestras de sedimentos detríticos para análisis granulométricos, mineralógicos y levigados (micromamíferos), así como de macrofauna fósil continental.
- Medidas de fracturación y estratificación en macizos y cavidades kársticas.
- Toma de fotografías.

1.6.2. Métodos de laboratorio

Se han utilizado, en función de los objetivos y de los tipos de muestras, los métodos y técnicas siguientes:

- Corte de muestras sólidas con sierra circular, para reducir el tamaño de muestras recogidas in situ, realizar láminas delgadas, conseguir superficies planas y continuas de muestreo, etc.
- Preparación de muestras sólidas de carbonatos para análisis de isótopos estables, mediante fragmentación y molturación en mortero de ágata, a tamaños menores de 0,05 mm.
- Muestreo selectivo mediante microtaladros, de niveles continuos de espeleotemas y travertinos para el estudio del equilibrio isotópico.
- Análisis de isótopos estables (^{13}C y ^{18}O) en carbonatos (conchas fósiles, espeleotemas y travertinos). Los análisis se han realizado en los laboratorios del SIDI

de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM) y en los de la Agencia Internacional de la Energía Atómica en Viena, con la colaboración del Dr. Luis Aragüas.

- Análisis geocronológicos, mediante la utilización de métodos diversos. En travertinos y espeleotemas se han utilizado los métodos de las Series de Uranio y de *Electron Spin Resonance* (ESR). Los laboratorios que han realizado los análisis han sido varios: los de la Mc Master University canadiense (MMU) (Series de Uranio y ESR) y el CERAK belga (Series de Uranio). La colaboración en el laboratorio y en el campo del Dr. Rainer Grün ha resultado fundamental, sobre todo en la aplicación del método de ESR. Los Drs. Ford (MMU) y Quinif (CERAK) han realizado los análisis correspondientes al método de las Series de Uranio. En algunos sedimentos detríticos se ha intentado aplicar, sin éxito, la datación absoluta mediante Termoluminiscencia, con la colaboración de la Dra. Hütt, de la Academia de Ciencias de Estonia.

- Estudio mineralógico de sedimentos detríticos del interior de cavidades, mediante difracción de rayos-X, con la correspondiente obtención e interpretación de difractogramas. Estos análisis han sido realizados en la UAM.

- Estudio mineralógico de otros materiales, mediante fluorescencia de rayos X, en especial carbonatos y algunas mineralizaciones.

- Análisis granulométricos de sedimentos detríticos.

- Separación y estudio de restos de micromamíferos.

- Análisis petrográficos al microscopio óptico de láminas delgadas de muestras de diferentes materiales.

1.6.3. Métodos de gabinete

Podríamos incluir aquí tres de las fases anteriormente citadas: la de recopilación bibliográfica, la de "gabinete" en sentido estricto y la de redacción final de la presente memoria. Entre los métodos y técnicas empleados, merecen destacarse:

- Reconocimiento de fotografías aéreas de algunas áreas (Sierra de Líbar-Sierra Tejeda, Cantales), a escalas 1: 30.000, 1:18.000 y 1:5.000.
- Realización de esquemas cartográficos geomorfológicos de algunos sectores puntuales.
- Cartografía de lineamientos de toda la provincia, a partir de imágenes de satélite (Landsat 5, TM 7), a escalas 1:500.000 y 1:200.000.
- Tratamiento y representación de datos direccionales por ordenador (lineamientos, orientaciones de galerías de cavidades), mediante el programa Rose.
- Análisis de los datos de campo y de los resultados de los métodos de laboratorio.
- Confección y tratamiento del texto, y realización de la parte gráfica de la memoria.

1.7. Antecedentes

En un trabajo con información, métodos y datos procedentes de numerosos campos (Geología, Geomorfología, Hidrogeología, Geoquímica, etc), los antecedentes doctrinales, metodológicos y regionales son numerosos. Sin embargo, desde la óptica globalizadora de este estudio existen muy pocos trabajos realizados con anterioridad en esta región. Por este motivo, sólo se citarán aquí algunos trabajos generales, que, por su representatividad, importancia o cercanía a los temas abordados en esta Tesis se puedan considerar especialmente reseñables. Posteriormente, a lo largo de los distintos capítulos se irán

detallando con mayor minuciosidad toda una serie de trabajos más específicos y/o puntuales. En relación con la geología regional, destaca el trabajo de Martín Algarra (1987), que pese a referirse en principio a las unidades del contacto entre las Zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética, realiza una extraordinaria síntesis de las principales unidades geológicas de la provincia de Málaga, entre otras regiones. En concreto, las unidades de la Dorsal Bética y el Penibético encuentran un tratamiento realmente exhaustivo. Tubía (1985) había estudiado previamente con detalle los Alpujárrides occidentales, al oeste del meridiano de Málaga. El Complejo Maláguide en sus afloramientos al este de la ciudad de Málaga ha sido recientemente reinterpretado por Serrano *et al.* (1995), cambiando profundamente la interpretación clásica de Azema (1960, 1961). Los grandes macizos carbonatados del Complejo Alpujarride situados en el extremo oriental de la provincia de Málaga han sido estudiados, en lo relativo a sus secuencias estratigráficas y a su estructura interna, por Sanz de Galdeano (1986, 1989). Más recientemente, Andreo y Sanz de Galdeano (1994) y Sanz de Galdeano y Andreo (1995) han realizado trabajos similares en los macizos alpujárrides del extremo oeste provincial (sierras de Mijas y de Blanca, respectivamente). En las Zonas Externas, destacan los trabajos de Cruz San Julián (1974) en el sector de Cañete la Real-Teba-Osuna, en el límite con la provincia de Sevilla, y de Peyre (1974), en la región de Antequera. La cuenca miocena de Ronda ha sido estudiada por Serrano (1979) y, posteriormente, por Rodríguez Fernández (1982) en el contexto de todo el Mioceno del sector central de la Cordillera Bética. Aguirre (1995) ha descrito e interpretado los materiales de edad pliocena de todo el litoral malagueño. Jordá Pardo (1992) ha estudiado los sedimentos neógenos-cuaternarios del extremo oriental de la costa malagueña, entre Torre del Mar y Nerja. El Cuaternario marino del litoral ha sido descrito por Lario *et al.* (1992). Previamente, Fourniguet (1975) había realizado investigaciones sobre el Cuaternario marino y la neotectónica del sur de Sierra Nevada. Desde el punto de vista de la neotectónica, los trabajos de Santanach *et al.* (1980) y del Groupe de Recherche Neotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977) son destacables. Más localmente, Sanz de Galdeano y López Garrido (1991) estudian la evolución tectónica reciente de la cuenca de Málaga. Sanz de Galdeano (1983a) ha establecido los principales sistemas de fracturación presentes en la Cordillera Bética, mientras que Vidal (1986) ha ensayado la correlación entre neotectónica y sismicidad en el ámbito Bética-Mar de Alborán. Relacionando la fracturación con el karst y el termalismo en

el conjunto de la cordillera se encuentra el trabajo de Benavente y Sanz de Galdeano (1985).

Dentro de los trabajos regionales centrados en el karst, destaca la Tesis Doctoral de Pezzi (1977b) centrada en las Zonas Externas de la cordillera, principalmente el Subbético. Ayala *et al.* (1986) realizan una síntesis sobre el karst en la Cordillera Bética dentro de la Memoria del Mapa del Karst en España. Díaz del Olmo y Delannoy (1989), y López Bermúdez y López Limia (1989) describen las principales características kársticas del Subbético, y de las Zonas Internas y del Prebético, respectivamente. La Tesis Doctoral de Lhénaff (1977b), dedicada a la geomorfología de la Cordillera Bética centro-occidental, abarca prácticamente la totalidad de la provincia de Málaga y contiene abundantes referencias a los macizos kársticos. El mismo autor, en otros trabajos, desarrolla ciertos aspectos relacionados con el karst, como los poljes (Lhénaff, 1968, 1975, 1977a, 1978, 1986b), ó los rasgos y las condiciones generales de evolución de los macizos kársticos andaluces (Lhénaff, 1986a, 1989). Delannoy (1984, 1987, 1992) realiza varios trabajos sobre la geomorfología kárstica y la evolución de las serranías de Ronda y Grazalema, en especial sobre las sierras de Líbar y de las Nieves. Los karsts yesíferos de la provincia repartidos por la franja triásica de la zona central, también han sido objeto de atención (Durán, 1984, Durán y Burillo, 1985, Durán y Molina, 1986b).

En el apartado correspondiente al endokarst existen algunas síntesis o inventarios, con la descripción de las cavidades más notables, sobre todo en lo referente a su desarrollo y/o profundidad (Pérez Berrocal y Moreno, 1988; Ramírez Trillo, 1995), o sus usos turísticos (Durán, 1994). Algunas de las más importantes cavidades cuentan con trabajos monográficos sobre aspectos diversos de las mismas. La Sima GESM, (GES de la SEM, 1983), la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales (Ramos *et al.*, 1992), y la Cueva de Nerja (Carrasco, 1993), constituyen buenos ejemplos de este tipo de estudios.

Los aspectos hidrogeológicos han sido abordados desde distintos ángulos. Por un lado, los trabajos del Instituto Geológico y Minero de España (actual ITGE) relacionados con el PIAS (Plan de Investigación de las Aguas Subterráneas) supusieron un gran avance en el conocimiento de la infraestructura hidrogeológica, sintetizados en documentos como el Atlas

Hidrogeológico de la provincia de Málaga (Diputación de Málaga, 1988). Con posterioridad, al margen de artículos y comunicaciones de carácter parcial, sólo se han producido tres aportaciones importantes, procedentes de las Tesis Doctorales de Carrasco (1986) en la cuenca del río Guadalhorce; Linares (1990) en los acuíferos de la cuenca endorreica de la Laguna de Fuentedepiedra; y Andreo (1996) en los mármoles alpujárrides de las sierras de Blanca y de Mijas.

Existen también algunos trabajos sobre depósitos relacionados con el karst, tanto travertinos como espeleotemas. El primer trabajo realizado en esta línea fue el de Cruz San Julián (1981) en el sector Teba-Cañete la Real, analizando la evolución geomorfológica y paleohidrogeológica regional mediante la datación de varios edificios travertínicos. Durán *et al.* (1988b) ofrecieron datos geocronológicos de los travertinos del borde meridional de la Sierra de Mijas; en un trabajo más amplio, Durán *et al.* (1988a) recogen numerosas dataciones absolutas de espeleotemas y travertinos de la Península Ibérica y Baleares, analizando su distribución temporal a lo largo de los últimos 400.000 años y poniendo en relación los episodios de máximos frecuenciales de este tipo de depósitos kársticos con los últimos episodios climáticos cálidos deducidos de las curvas de isótopos del oxígeno en sedimentos oceánicos. Otros travertinos analizados han sido los de la región de Tolox. Delannoy *et al.* (1989a,b y 1993) abordan su estudio mediante dataciones absolutas por series de Uranio y establecen su secuencia evolutiva en relación con la del marco geomorfológico circundante. Baretino (1994) ha vuelto a estudiar estos afloramientos travertínicos desde el punto de vista estratigráfico-sedimentológico y del análisis de los isótopos estables del carbono y del oxígeno. En esta misma línea isotópica y paleoambiental se incluyen algunos trabajos realizados en la Cueva de Nerja (Reyes *et al.* 1993a y b, Caballero *et al.* 1993), culminados en la Tesis Doctoral de Jiménez de Cisneros (1993), donde se aborda ampliamente la geoquímica isotópica de carbonatos continentales de la Cordillera Bética, así como su interpretación paleoambiental.

Por último, cabe citar algunos trabajos fuera del ámbito geográfico de la presente Tesis, pero cuyo enfoque tiene aspectos coincidentes, como son el de Maire (1990) en karsts de alta montaña, ó el de Ginés y Ginés (1995) en la isla de Mallorca.

2. Encuadre Geológico

En este capítulo se describen los principales rasgos geológicos de la Cordillera Bética, unidad geológica mayor del sur de la Península Ibérica, descendiendo posteriormente a un análisis más detallado de la provincia de Málaga. También se ofrece una visión general y particular de las características deformacionales más recientes, que condicionan el desarrollo del relieve y la evolución de los sistemas kársticos actuales. Por último, se analizan las características litoestratigráficas de las unidades karstificables de mayor trascendencia.

2.1. La Cordillera Bética

2.1.1. Esbozo general

La Cordillera Bética constituye el conjunto de alineaciones montañosas alpinas que ocupa el sur de la Península Ibérica; se extiende desde la provincia de Cádiz hasta el sur de la de Valencia. El límite norte viene marcado por la cuña sedimentaria de la Depresión del Guadalquivir (ligada tectosedimentariamente al orógeno Bético) y, hacia el NE por los materiales mesozoicos de la cobertera del Macizo Hespérico y los pertenecientes al Sistema Ibérico.

Dentro de la Cordillera Bética, pueden distinguirse diversos conjuntos de rango diferente (Zonas, Dominios, Unidades) que, respondiendo a criterios estructurales, estratigráficos y paleogeográficos, tienen también un claro reflejo geomorfológico e hidrogeológico; su caracterización es, pues, de gran interés para el estudio del karst.

La Cordillera Bética puede dividirse, en primera instancia, en Zonas Externas e Internas, dos dominios estructurales que han evolucionado independientemente durante las etapas eoalpina y neoalpina (Boccaletti *et al.*, 1987). Las primeras, también conocidas como Dominio Sudibérico (Comas y García Dueñas, 1988), responden a un conjunto de materiales mesozoicos y terciarios, de naturaleza sedimentaria detrítico-carbonatada. Estas se depositaron en una cuenca marina de tipo margen continental y quedarán estructuradas

posteriormente en mantos de corrimiento, con tectónica de cobertera, bien diferenciada del zócalo paleozoico, no aflorante. Las Zonas Internas, también denominadas Bloque de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971) ó Dominio Sursardo (Sanz de Galdeano, 1990), corresponden a materiales afectados, en mayor o menor grado, por metamorfismo. Están estructuradas en grandes mantos de corrimiento, sin diferenciación de zócalo y cobertera. Las edades abarcan desde el Precámbrico hasta el Terciario, si bien mayoritariamente puede admitirse una edad Paleozoico-Trías superior.

Ambas zonas se subdividen en unidades de menor entidad: las Zonas Externas comprenden, de N a S (de mayor a menor cercanía al paleocontinente ibérico):

- Prebético
- Unidades Intermedias
- Subbético/Penibético

A su vez, Prebético y Subbético se dividen en Externo, Medio (sólo el Subbético) e Interno, presentando variaciones en las respectivas series estratigráficas.

En las Zonas Internas se diferencian, en función de su posición estructural, tres conjuntos apilados tectónicamente; son, de abajo hacia arriba:

- Complejo Nevado-Filábride
- Complejo Alpujárride
- Complejo Maláguide

A estos grandes conjuntos habría que añadir la denominada Dorsal Bética (Complejo Rondaide, de Blumenthal, 1927 y Martín Algarra, 1987), constituida por un ribete de materiales post-paleozoicos, mayoritariamente carbonatados. Se sitúa discontinuamente a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, entre los complejos Alpujárride y Malaguide.

Además de las Zonas Externas e Internas, existen otros dominios individualizables en las Cordilleras Béticas. Estos son: El Complejo de Flyschs del Campo de Gibraltar, las Depresiones Intramontañosas y los materiales volcánicos recientes del SE.

2.1.2. Síntesis evolutiva

Siguiendo a Soria (1994), la historia evolutiva de la Cordillera Bética se inició con una compleja etapa de geosinclinal que abarca desde el Lías medio hasta el Mioceno Inferior. En esta etapa los diferentes dominios de la Cordillera Bética y del Rif formarían la terminación occidental del Tethys, en proceso de rifting originado por la divergencia y/o separación lateral (transformante) de las placas Ibérica y Africana. Así, las Zonas Externas Béticas y Rifeñas constituirían márgenes continentales pasivos adyacentes a ambas placas, respectivamente, desarrollados sobre segmentos de corteza continental adelgazada. En la parte más interna del geosinclinal se situarían los dominios de las Zonas Internas. Esta primera etapa evolutiva es sustituida por una etapa de tectogénesis, que abarca fundamentalmente el Mioceno Inferior y Medio, cuando tienen lugar los procesos orogénicos que condujeron a la completa desarticulación del geosinclinal y a la configuración estructural del Orógeno Bético-Rifeño. Un gran número de autores sostienen la hipótesis de la deriva hacia el oeste de la microplaca de Alborán (donde se situarían las Zonas Internas) como el proceso causante de la deformación orogénica de la Cordillera Bética y el Rif. Según esta hipótesis, la microplaca de Alborán en su movimiento de deriva hacia el oeste colisionaría contra los márgenes pasivos de Africa e Iberia deformándolos profundamente. Tales deformaciones en el margen norteafricano (Zonas Externas Rifeñas) y Sudibérico (Zonas Externas Béticas) se manifiestan por grandes pliegues y cabalgamientos de vergencia general hacia el sur y norte, respectivamente, así como también por zonas de falla transpresivas, dextrales en la Cordillera Bética y sinistralas en el Rif. Tras la etapa de tectogénesis se iniciaría la etapa neotectónica. Esta comenzó en el Mioceno Superior y dió lugar a la formación de un gran número de nuevas estructuras, tanto en régimen compresivo como distensivo.

2.2. Rasgos geológicos de la provincia de Málaga

La provincia de Málaga se encuadra desde el punto de vista geológico en la Cordillera Bética, gran unidad morfoestructural del sur y sureste de la Península Ibérica. Esta cordillera, de orientación general ENE-WSW, presenta características generales diferentes en los sentidos longitudinal, según los paralelos, y transversal, según los meridianos. En ella se distinguen tradicionalmente tres sectores: Oriental, Central y Occidental, que se corresponden aproximadamente con los tres tercios en que puede subdividirse la cadena.

2.2.1. Características generales

El territorio malagueño se sitúa entre los sectores Central y Occidental de la cordillera, siendo sus características más relevantes las siguientes:

- La ausencia de los materiales pertenecientes a las unidades estructurales más profundas de las Zonas Internas (Complejo Nevado-Filábride).
- El desarrollo arealmente importante de los mantos superiores de las zonas citadas (Complejo Maláguide).
- La aparición de materiales peridotíticos procedentes del manto superior estructurados entre los mantos del Complejo Alpujárride (Alpujárrides Occidentales).
- La presencia de afloramientos extensos de materiales triásicos de facies germánica en las Zonas Externas.
- El desarrollo de la denominada Dorsal Bética. (Complejo Rondaide).
- La existencia de unidades subbéticas *sensu lato* con determinadas peculiaridades.
- El incremento de materiales de facies flysch, que llegan a ser mayoritarios en el sector

Occidental.

- La existencia de una estructura de carácter regional muy marcada: el cierre occidental de la cordillera en el llamado Arco de Gibraltar.

2.2.2. Materiales presentes y dominios geológicos

En la provincia de Málaga afloran casi todas las grandes unidades en las que se subdivide la Cordillera Bética (Fig. 2.1). Sus materiales pueden agruparse en *preorogénicos*, afectados e implicados por las grandes deformaciones alpinas; y *postorogénicos*, únicamente afectados por deformaciones neotectónicas, más tardías.

2.2.2.1. Materiales *preorogénicos*

Constituidos por los de edad anterior al Mioceno Medio; pueden dividirse en los tres dominios que se describen a continuación.

2.2.2.1.1. Zonas Internas

Llamadas así por estar situadas más *interiormente*, hacia el núcleo central de la cordillera, es decir, en una posición distal en relación con el paleocontinente constituido por la Subplaca Ibérica. Las Zonas Internas se caracterizan por presentar materiales metamórficos de manera generalizada, -aunque también existen rocas no metamórficas- y por la existencia de materiales más antiguos que en las Zonas Externas, con amplia representación del Paleozoico.

En la provincia de Málaga sólo afloran tres de los cuatro grandes complejos estructurales de las Zonas Internas, faltando como ya se ha indicado anteriormente el Complejo Nevado-Filábride:

- El Complejo Alpujárride, con dos regiones bien diferenciadas: al este de Málaga capital, con mantos similares a los del tercio central de la cordillera, y al oeste de Málaga,

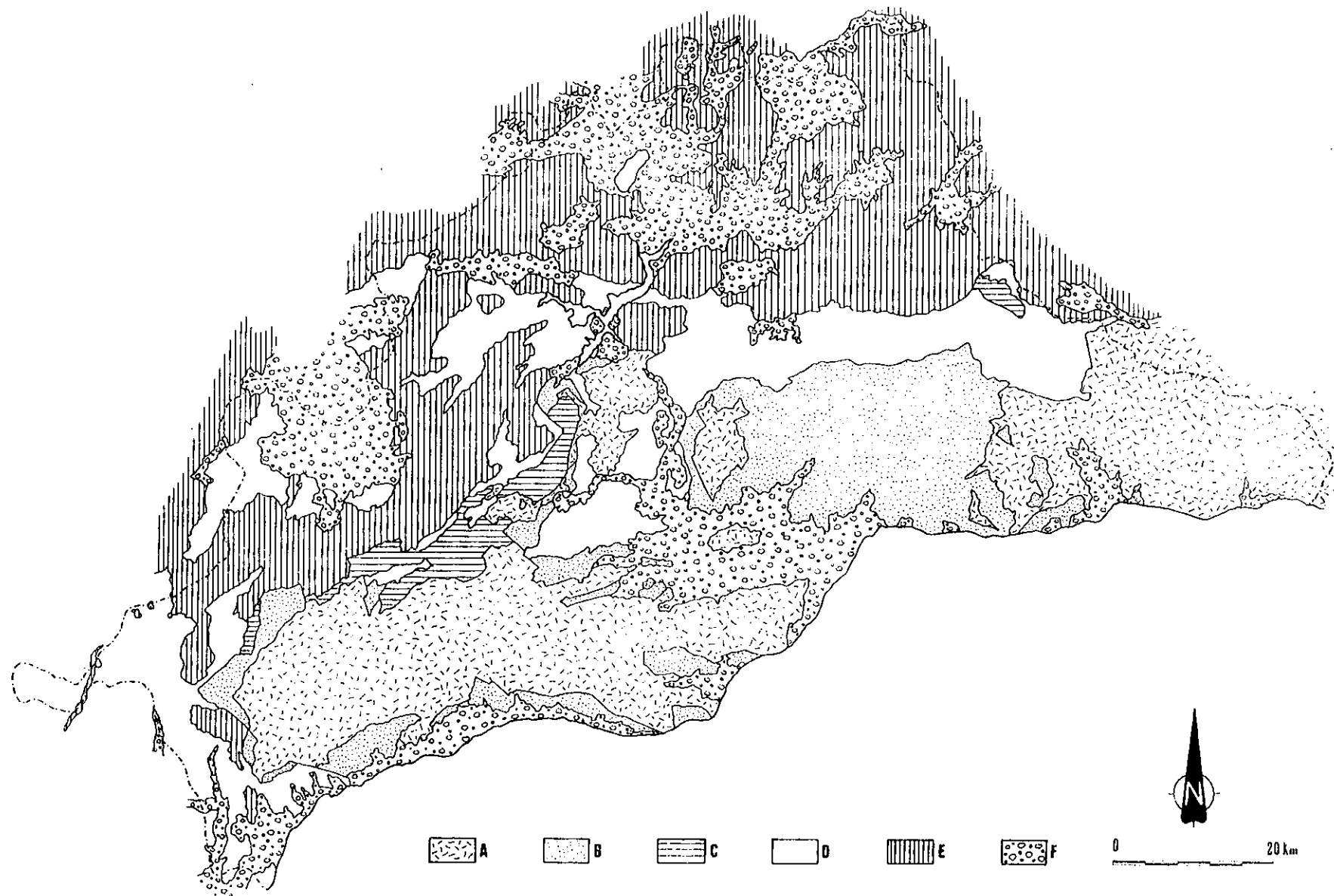


Figura 2.1

Esquema geológico de la provincia de Málaga: A, Complejo Alpujarride; B, Complejo Maláguide; C, Dorsal Bética; D, Unidades tipo flysch del Campo de Gibraltar; E, Penibético

con la singular presencia de materiales peridotíticos.

- El Complejo Málagaide, situado sobre el anterior y representado fundamentalmente en la región de los Montes de Málaga, separando en superficie los dos dominios alpujárrides antes citados.

- La Dorsal Bética (Complejo Rondaide), conjunto de unidades a caballo entre las Zonas Internas y Externas, con características intermedias entre ambas, aunque asimilables a las primeras, y especialmente desarrolladas en la región de Ronda.

2.2.2.1.2. Zonas Externas

Se denominan así al conjunto de unidades más próximas al paleocontinente, representado por la Subplaca Ibérica. Sus características más notables son la ausencia de metamorfismo y el rango de edades comprendido entre el Triás y el Mioceno Inferior. En la provincia de Málaga no está representado el Prebético. El Subbético está presente en las zonas más septentrionales de la provincia, con los siguientes dominios:

- Penibético, equivalente lateral del Subbético Interno de más al este.
- Subbético Medio, de carácter más margoso. Coincide a veces con el Subbético Ultrainterno de algunos autores y con un conjunto de unidades de difícil atribución.

El Subbético Externo no está presente.

2.2.2.1.3. Unidades del Campo de Gibraltar

Ocupa una franja central a lo largo de toda la provincia, en el entorno del contacto entre Zonas Externas e Internas. Es un conjunto de unidades, variables según los distintos autores, aunque con el denominador común de presentar facies detríticas de carácter tectosedimentario (flysch y similares). Las más importantes son: las areniscas del Aljibe o

Numídico, el Neonumídico o Numinoide, la Unidad de Algeciras, las arcillas escamosas y las denominadas Unidades Predorsalinas.

2.2.2.2. Materiales *postorogénicos*

Con posterioridad a las fases paroxismales de la estructuración de la cordillera se depositan una serie de materiales sedimentarios, mayoritariamente detríticos, producto de la desmantelación de los relieves emergidos.

En la provincia de Málaga pueden encontrarse estos materiales en dos tipos de cuencas:

- Cuencas del Mioceno Superior: Cuenca de Ronda, Depresión de Antequera y Paleostrecho del Bajo Guadalhorce, las dos primeras conectadas con el Océano Atlántico a través de la Depresión del Guadalquivir, y el último, abierto por los dos extremos al Atlántico (al norte) y al Mar Mediterráneo (al sur).

- Cuencas pliocenas: donde pueden distinguirse una gran cuenca situada en torno a la actual Hoya de Málaga, y una serie de pequeñas cuencas localizadas a lo largo de la costa, con algunos pequeños entrantes coincidentes con los ríos actuales (Río Vélez e Higuera, al este de Málaga; Río Fuengirola, al oeste).

Por último, existen también depósitos cuaternarios ligados a rellenos aluviales y terrazas, depósitos de ladera, fondos de poljes, travertinos, piedemontes, playas fósiles, sedimentos kársticos, etc.

2.3. Rasgos estructurales y neotectónicos

Los rasgos estructurales del territorio malagueño deben ser analizados en el contexto de la evolución geológica del Mediterráneo occidental y del conjunto de la Cordillera Bética en particular.

2.3.1. De la Cordillera Bética

Los rasgos estructurales mayores de la Cordillera Bética encuentran su explicación en la íntima relación de ésta con el resto de las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental. El más destacado de ellos es la existencia del denominado Arco de Gibraltar, cuyo origen ha sido ampliamente discutido. Algunos autores han defendido el carácter *paleogeográfico* de esta megaestructura (Jerez, 1981), aunque la mayoría opina que su origen es tectónico, bien por *arrastre y torsión* de las estructuras debido al funcionamiento de accidentes mayores de desgarre (Durand Delgá, 1980), bien como consecuencia del desplazamiento hacia el oeste de la microplaca de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971).

En relación con la disposición general en sentido transversal de las grandes unidades estructurales del edificio bético, ésta presenta una estructura que podría definirse como "en abanico": desde un eje situado en el contacto entre las Zonas Externas y las Zonas Internas aquellas se disponen como *hojas* verticalizadas en las cercanías del eje y subhorizontales al alejarse de él.

La estructura de las Zonas Externas se caracteriza por presentar un despegue generalizado de los materiales de la *cobertera* en relación con los del *zócalo*. Este último no llega a aflorar, aunque se ha especulado sobre su naturaleza. Así, por ejemplo, Pineda (1985) opina que debe ser de tipo maláguide, basándose en la presencia de bloques exóticos de esta naturaleza englobados en las masas triásicas subbéticas de la región de Antequera, frente a otros autores que apoyan la continuidad de los materiales del macizo hercínico hacia el sur.

Salvo el Prebético, cuyas unidades tienen un carácter paraautóctono, aunque presentan pliegues y cabalgamientos menores, el resto de las Zonas Externas posee una estructuración en mantos de corrimiento, con un carácter claramente alóctono. Son frecuentes igualmente los pliegues, por lo general de dirección *bética*, y las fracturas de diversos tipos. Dependiendo de los sectores de la cordillera, esa estructura pasa a ser más *desorganizada* hacia el oeste, dominando la tectónica de gravedad, con grandes masas desenraizadas y la existencia de procesos olistostrómicos (borde meridional de la Depresión del Guadalquivir).

Las estructuras halocinéticas son puntualmente importantes en ciertos sectores, asociadas a materiales triásicos, muy ricos en sales y yesos, de gran plasticidad.

En las Zonas Internas, el dispositivo estructural más importante es el megaapilamiento de sus cuatro grandes complejos (incluyendo la Dorsal Bética), y de las propias unidades presentes dentro de cada uno de ellos. Los mantos de corrimiento, por lo general vergentes hacia el NNW, implican a todos los materiales, sin diferenciación de zócalo y cobertera. Su estructuración es posterior a varias etapas de deformación y metamorfismo alpinos. Conviene señalar al respecto que todas las unidades de las Zonas Internas sufrieron un proceso de despegue gravitacional, fundamentalmente a partir del Mioceno Medio, que modificó la naturaleza de los contactos previos de cabalgamiento (García Dueñas *et al.*, 1992).

Las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar presentan una estructura en mantos y escamas, desenraizadas, con frecuencia muy compleja, sobre todo en los afloramientos a lo largo de la franja del contacto entre las Zonas Externas e Internas.

2.3.2. La fracturación en el conjunto de la cordillera y en la provincia de Málaga

La fracturación ha sido bien estudiada en el conjunto de la cordillera por Sanz de Galdeano (1983), estableciendo la existencia de tres sistemas principales de fracturas, de direcciones aproximadas N 10°-30°E, N 70°E y N 120°-150°E (Fig. 2.2).

El primero de estos sistemas, el N 10°-30°E está constituido por fracturas de pequeño tamaño, pero muy numerosas. Este sistema está bien representado en el tercio oriental de la cordillera, con accidentes como el de Carboneras ó el de Palomares. El sistema N 70°E presenta algunos de los accidentes de mayor longitud de toda la cordillera, cuyos mejores exponentes son el contacto Zonas Externas-Zonas Internas y el denominado Accidente de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983a). Ambos son de carácter dextroso, y están relacionados con la deriva hacia el oeste de las Zonas Internas desde posiciones más orientales. Este sistema abarca con frecuencia un abanico de fracturas de direcciones más cercanas a la E-W, y constituye el más antiguo de los tres existentes. Por último, el sistema

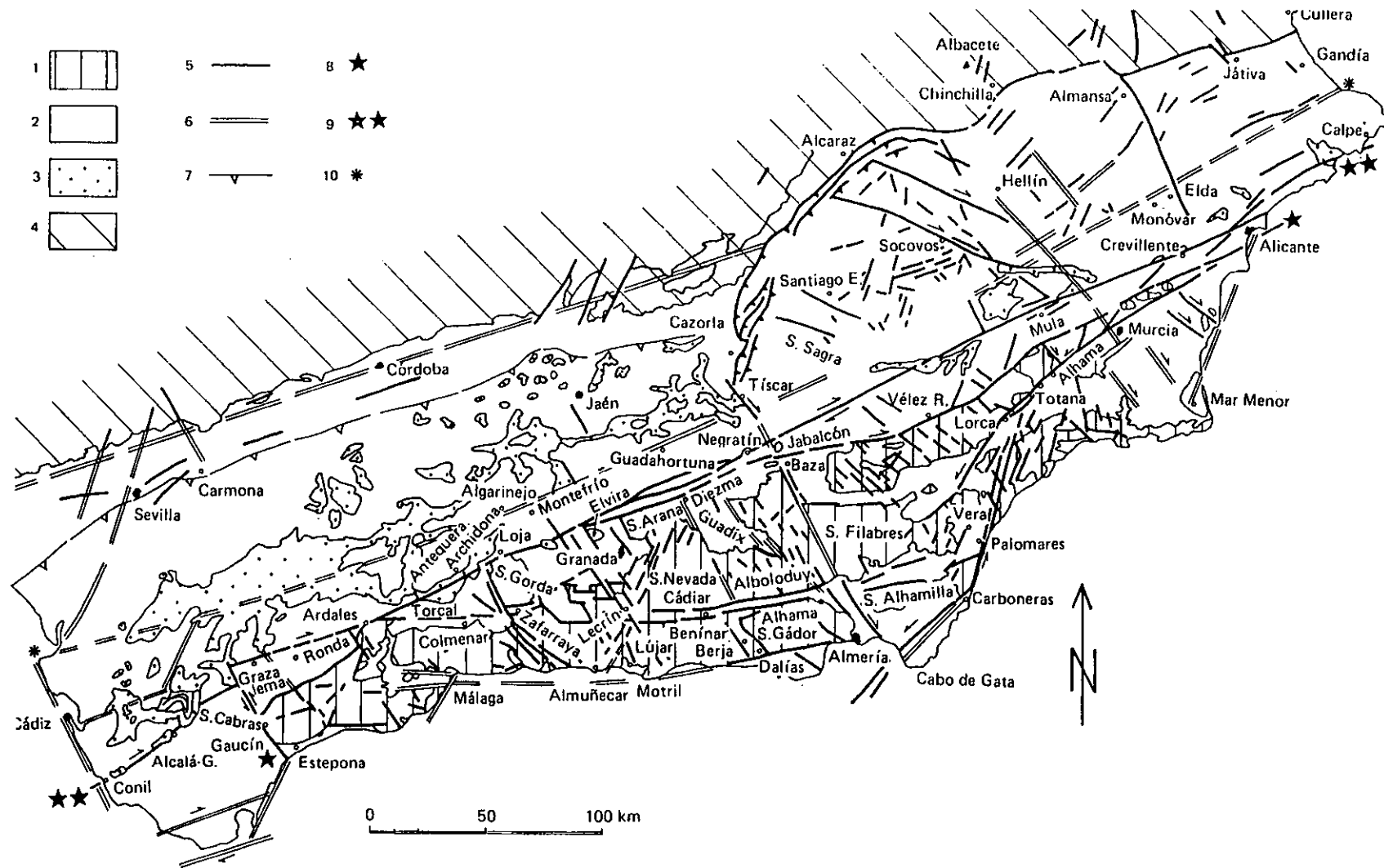


Figura 2.2

Mapa de las principales fracturas de la Cordillera Bética (según Sanz de Galdeano, 1983a). 1, Zonas Internas; 2, Zonas Externas y materiales de las depresiones; 3, Trías Subbético; 4, materiales de la Meseta y de la Cordillera Ibérica; 5, fallas; 6, posibles fallas; 7, límite de los sedimentos trasladados por gravedad en la depresión del Guadalquivir; 8, extremo de la línea de contacto entre las Zonas Internas y Externas; 9, extremo del accidente Cádiz-Alicante; 10, extremo del posible accidente al norte del de Cádiz-Alicante.

N120°-150°E, transversal a la dirección de elongación máxima de las estructuras, está constituido por fracturas de cierta envergadura, aunque de menor recorrido que las anteriores.

Posteriormente, otros autores han analizado la fracturación en sectores más restringidos de la cordillera. Vidal (1986) encuentra en el sector central tres máximos, prácticamente idénticos a los detectados por Sanz de Galdeano (1983a): N 10°-30°E, N 70°-100°E, y N 40°-60°W (es decir, N 120°-140°E). El mismo autor, en un estudio sobre los lineamientos del conjunto de la cordillera encuentra cuatro direcciones predominantes: N 20°-30°E, N 60°-80°E, E-W (N 90°E) y N 120°-150°E. Quizás lo más destacable sea la ausencia en este análisis de las fracturas más cercanas a la dirección N-S, aunque como ya quedó dicho son precisamente las de menor desarrollo, y pueden pasar desapercibidas en un examen a pequeña escala.

En la zona bética occidental, Martín Algarra (1987) distingue también cuatro sistemas de fracturación: N 20°-30°E, N 60°-70°E, N 90°-100°E y NW-SE (o sea, N 135°E), claramente coincidentes con los lineamientos de Vidal (1986). En cuanto a la cronología de estas deformaciones frágiles y la situación de los ejes de esfuerzos, la secuencia sintética podría resumirse así (Sanz de Galdeano, 1983a; Benavente y Sanz de Galdeano, 1985):

- Máximo eje de esfuerzos en dirección WNW-ESE, durante el Mioceno Inferior y Medio, con generación del sistema N 70°-100°E, y movimientos dextrosos.
- Con posterioridad, en el Mioceno Superior cambio en la orientación del eje de máximo esfuerzo, hacia NNW-SSE, con aparición de los sistemas N 130°-160°E y N 5°-35°E, con movimientos dextrosos y sinistrosos, respectivamente. Esta orientación se alterna con la N-S, posiblemente más tardía.
- Por último, el eje de máximo esfuerzo ha podido situarse en ocasiones cercano a la vertical, con reajustes muy importantes de estos sistemas de fracturas según movimientos como fallas normales.

El régimen compresivo ha sido dominante en toda la cordillera (eje de máxima compresión N-S y NNW-SSE). No obstante, en el sector centro-occidental existen ciertas particularidades. En el Mioceno Superior existe un máximo compresivo NE-SE en vez de N-S y NNE-SSE. Ya en el Plio-Cuaternario vuelve a ser N-S (NNW-SSE). Esto se explica por la rotación de bloques en sentido antihorario del sector centro-occidental, ocurrida antes del intervalo Plio-Cuaternario, en conexión con fracturas transcurrentes dextrales de dirección N 70°E/E-W, interrelacionadas con otras de dirección N 120°E/150°E.

Desde el punto de vista de las deformaciones recientes, es decir de la neotectónica, es muy difícil, de acuerdo con Vidal (1986), distinguir en este dominio entre *TECTÓNICA*, *TARDITECTÓNICA* y *NEOTECTÓNICA*. Si parecen de acuerdo la mayoría de los autores en considerar como tal, las deformaciones producidas después de las fases tectogenéticas mayores, esto es a partir de la fase de compresión finiserravalliense (Estévez *et al.*, 1984). Se inicia así la fase *distensiva* del Tortoniense, establecida por Armijo *et al.* (1977), entendida siempre dentro del marco general compresivo producido por el acercamiento de las placas Africana y Europea. De hecho, la existencia de una fase de deformación intratortoniense ha sido puesta de manifiesto, al menos, en el sector central de la cordillera (Estévez *et al.*, 1976; Rodríguez Fernández, 1982; Soria, 1994).

Durante el Tortoniense se produce una fracturación muy importante, con individualización de las depresiones intramontañosas. En el Tortoniense Superior se originan vertidos olistostrómicos de materiales de las Zonas Externas béticas en la Depresión del Guadalquivir. El Messiniense debió ser un momento importante de destrucción de relieves. A finales del Mioceno parece detectarse otra fase compresiva en el sector occidental (Benkhelil y Giraud, 1976). En el sector oriental se producen emisiones volcánicas, en el Mioceno Superior y en el Plioceno.

La *revolución pliocena* llevó consigo un importantísimo rejuvenecimiento de los relieves, en particular de muchos de los grandes macizos kársticos, como ha demostrado Sanz de Galdeano (1986, 1989) en las sierras alpujárrides entre Málaga y Granada. La apertura del Estrecho de Gibraltar significó el restablecimiento en algunas cuencas de un medio

marino, abandonadas por el mar desde el Tortoniense (Cuenca de Málaga). También existen datos puntuales sobre una posible discordancia intrapliocena.

El final del Plioceno ó el principio del Pleistoceno Inferior vienen marcados por una clara etapa compresiva, con acortamiento en la dirección NW-SE, ó N-S a NNW-SSE, según los sectores. Durante el Pleistoceno se constatan deformaciones de gran radio de curvatura, fallas de desgarre y, sobre todo, normales con saltos importantes, de centenares de metros (Fig. 2.3).

Las deformaciones más recientes han sido estudiadas en el litoral, en función de la situación en el presente de antiguas líneas de costa pleistocenas y holocenas. Pierre y Gigout (1976) detectan movimientos diferenciales en el sector occidental del orden de la decena de metros, analizando depósitos costeros de los últimos 120.000 años. Posiblemente estos movimientos hayan sido de una magnitud muy superiores a lo largo de la costa, donde se detectan con claridad sectores deprimidos y elevados.

Las relaciones entre neotectónica y sismicidad han sido estudiadas por Vidal (1986) y otros autores. Este autor establece que los sistemas de esfuerzos predominantes en la cordillera son uno, actual, de orientación N-S a NNW-SSE; y otros, antiguos, de orientaciones E-W a NE-SW. La sismicidad es mucho más activa en las Zonas Internas de la cordillera. Los epicentros de los terremotos mayores se alinean según las direcciones N 10°-20°E y N150°E, mientras que los microterremotos marcan actividad sísmica a lo largo de líneas N 10°-30°E, N 70°-90°E y N 40°-50°W (N 130°-140°E). Benavente y Sanz de Galdeano (1985) hacen notar que la intensa sismicidad del área, repartida en el conjunto bético sin que su ubicación pueda servir de orientación para establecer posibles límites de placas, viene fuertemente condicionada por las intersecciones de sistemas de fracturas, en especial las pertenecientes a las familias N 70°-100°E y N 130°-160°E.

2.3.3. Estudio de los lineamientos de la provincia de Málaga

Para el estudio de los lineamientos de la provincia de Málaga se han realizado dos

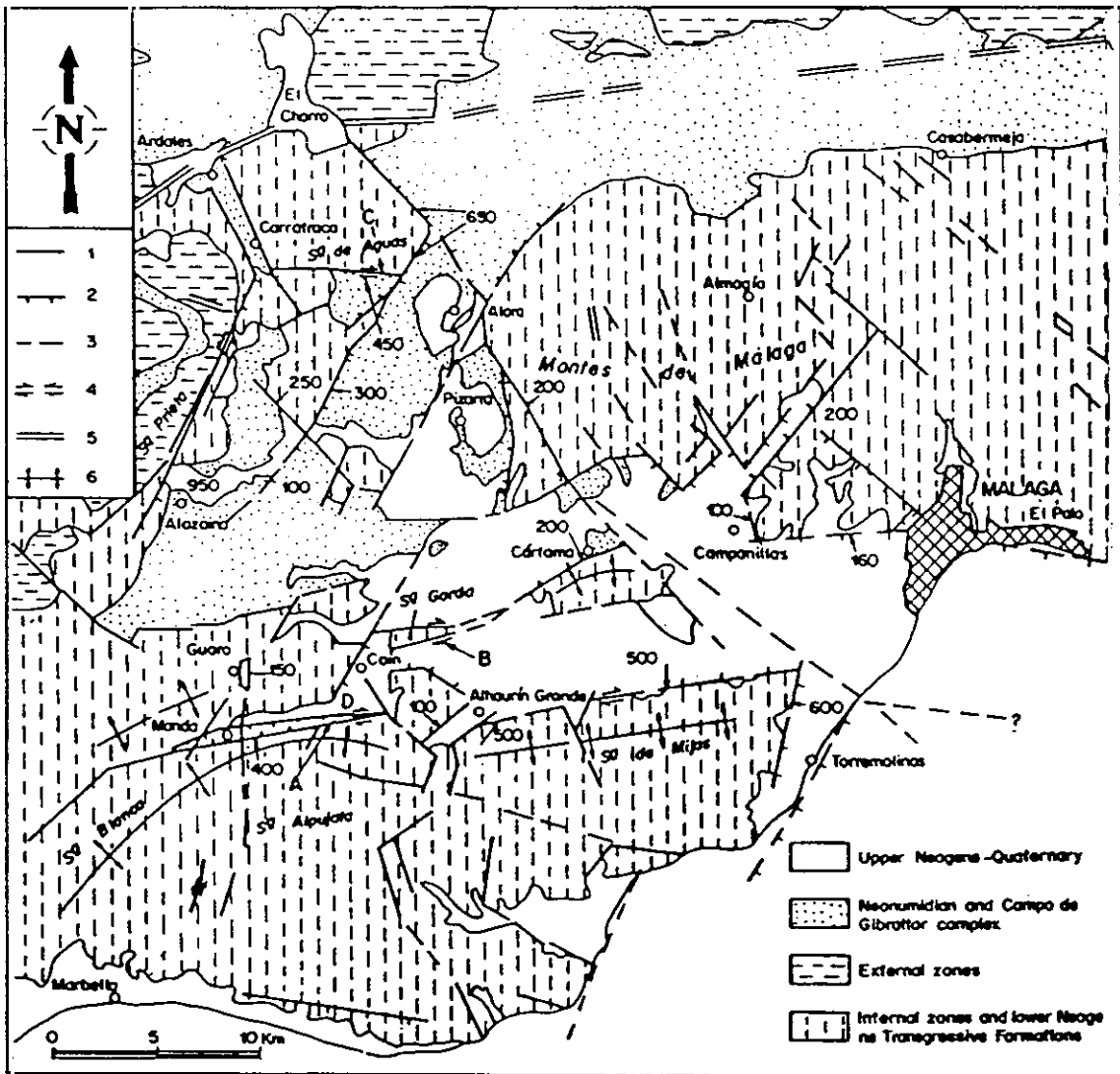


Figura 2.3

Principales fracturas de la Cuenca de Málaga y su entorno (según Sáenz de Galdeano y López Garrido, 1991). 1, fallas; 2, fallas normales; 3, fallas probables; 4, sentido del movimiento; 5, contacto entre las Zonas Internas y Externas béticas; 6, anticlinales. Los números indican el salto estimado de las fallas, en metros.

labores diferentes. En primer lugar, se ha elaborado un mapa provincial de lineamientos a escala 1:500.000 sobre imágenes LANDSAT 5, TM 7. (Fig. 2.4). En él se han identificado cinco tipos de lineamientos: a) lineamientos mayores, con continuidad regional y bien definidos; b) lineamientos mayores mal definidos o cuya significación estructural no es manifiesta; c) lineamientos menores, de menor longitud; d) lineamientos menores mal definidos, o cuya significación tectónica es dudosa; y, por último, e) lineamientos de tendencia marcadamente circular. En total, se cartografiaron 712 lineamientos, repartidos de la siguiente forma:

- 101 lineamientos mayores bien definidos
- 48 lineamientos mayores menos definidos
- 406 lineamientos menores bien definidos
- 153 lineamientos menores menos definidos
- 4 lineamientos de tendencia marcadamente circular

Estos lineamientos se han representado gráficamente en diagramas en rosa, con intervalos de 10°, separadamente y en conjunto (Fig. 2.15).

En segundo lugar, para poder discriminar por sectores, se elaboró otro mapa provincial de lineamientos, a escala 1:200.000, igualmente sobre imágenes LANDSAT 5, TM 7. En este mapa se cartografiaron un total de 2.899 lineamientos, sin que se hayan discriminando estos tipológicamente. Sí se ha realizado una diferenciación por zonas, dividiendo la mayor parte del conjunto provincial en 9 sectores:

<u>Sectores diferenciados</u>	<u>nº de lineamientos</u>
- Sector A ó suroeste	357
- Sector B ó de Blanca-Mijas	602
- Sector C ó de Nieves-Prieta	220
- Sector D ó norte y este de Ronda	441
- Sector E ó de Líbar	266

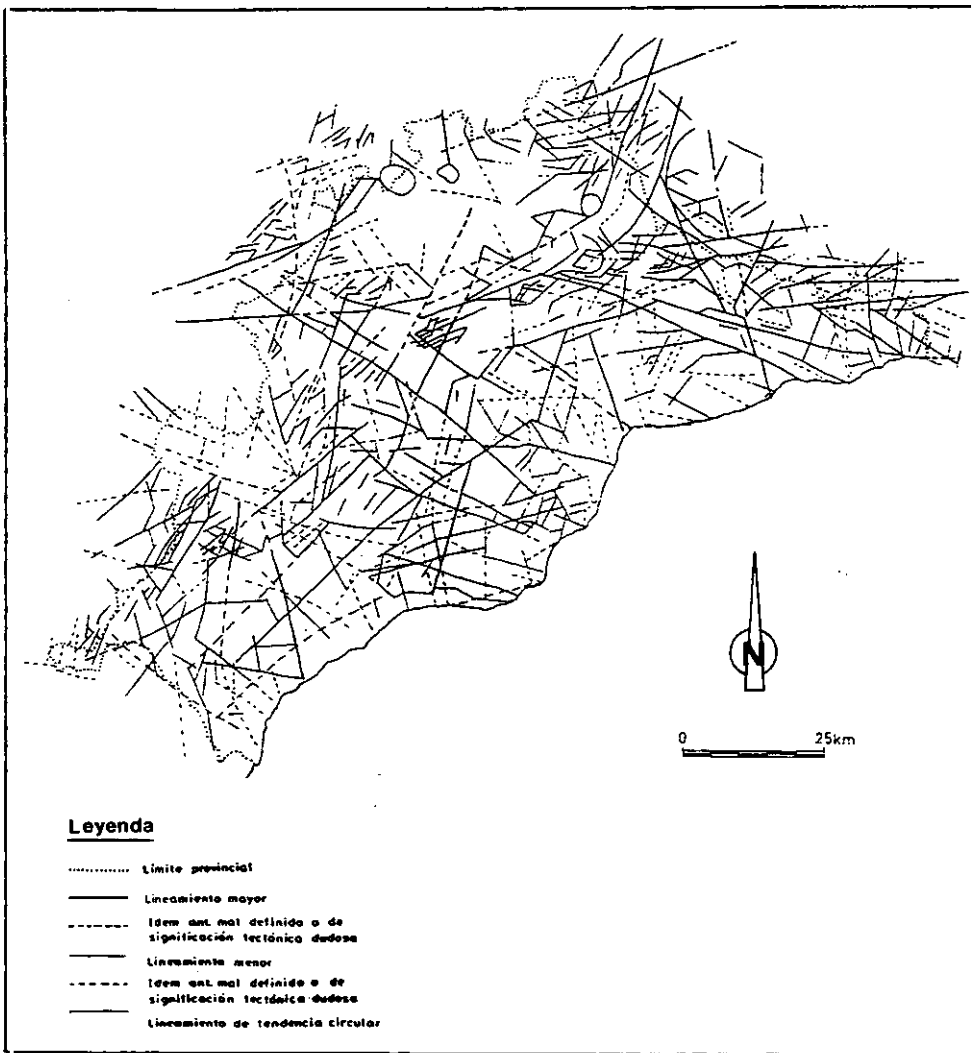


Figura 2.4

Reducción de la cartografía de lineamientos de la provincia de Málaga realizada originalmente a escala 1:500.000 sobre imágenes de satélite LANDSAT.

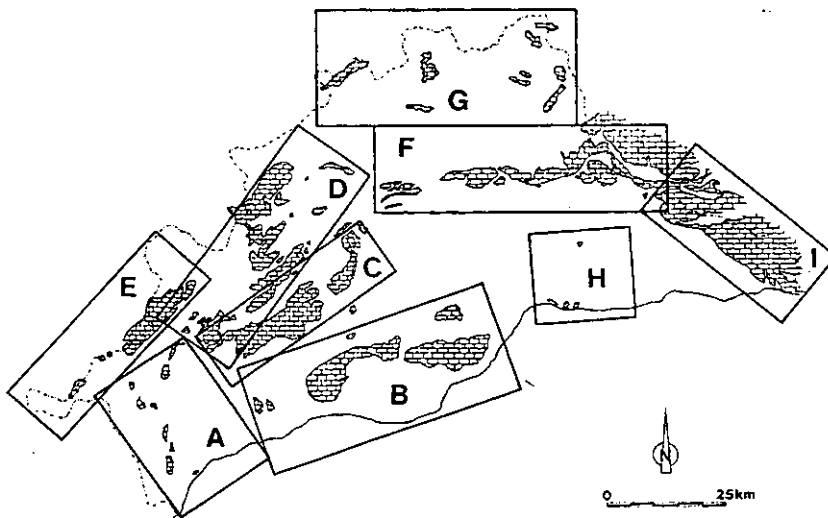


Figura 2.5

Situación de los distintos sectores considerados para el análisis de lineamientos, en relación con la localización de los macizos kársticos.

- Sector F ó de El Chorro - Torcal	380
- Sector G ó norte	358
- Sector H ó Málagaide	149
- Sector I ó de Tejeda-Almijara	223

La suma de los lineamientos de los nueve sectores ofrece un resultado de 2.996, algo superior al total anteriormente citado; esto es debido a que existen lineamientos comunes a varios sectores. En ambos casos, se han representado los lineamientos por número, no por longitudes.

Lineamientos por sectores

La localización de los sectores pueden observarse en la Fig 2.5. A continuación se describen las orientaciones presentes en los distintos sectores.

Sector A ó suroeste:

Comprende los relieves del extremo sur-occidental de la provincia, que dibujan el cierre del Arco de Gibraltar. Entre los afloramientos carbonatados más destacados están la Sierra Crestellina y la Sierra de la Utrera ó de los Canutos, así como el Hacho de Gaucín y el Peñón de Benadalid. Como puede verse en la Fig. 2.6, los lineamientos marcan un máximo claro en el intervalo N 0° -15°E, y otros máximos secundarios hacia N 45°-60°E, y menos marcados, N 105°-120°E, N 75°-90°E y N 135°-150°E.

Sector B ó de Blanca-Mijas:

Comprende un amplio sector del dominio de los Alpujárrides Occidentales, con relieves carbonatados tan importantes como las sierras Blanca y de Mijas, y otros secundarios, como la Sierra de Cártama y los afloramientos carbonatados de Benahavís. La distribución espacial de los lineamientos presenta un máximo neto en el intervalo N 60°-75°E, con un 15% del total. El resto de los lineamientos se distribuye con una frecuencia similar entre N 345°E y N 135°E, es decir fundamentalmente en un abanico comprendido en los cuadrantes primero y tercero (Fig. 2.7).

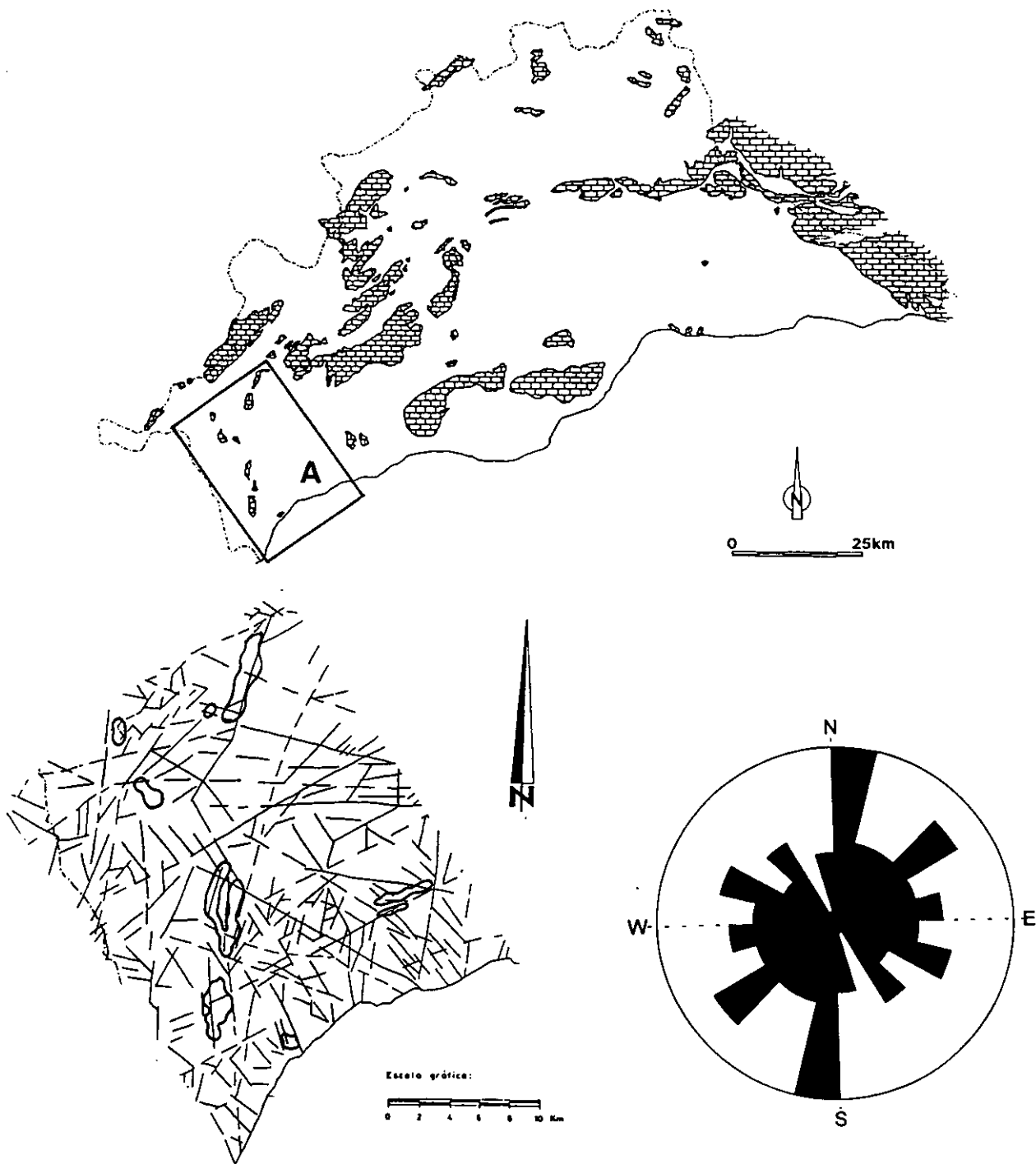


Figura 2.6

Lineamientos del sector suroeste de la provincia de Málaga (sector A). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje del 15%. El número de lineamientos considerados es de 356.

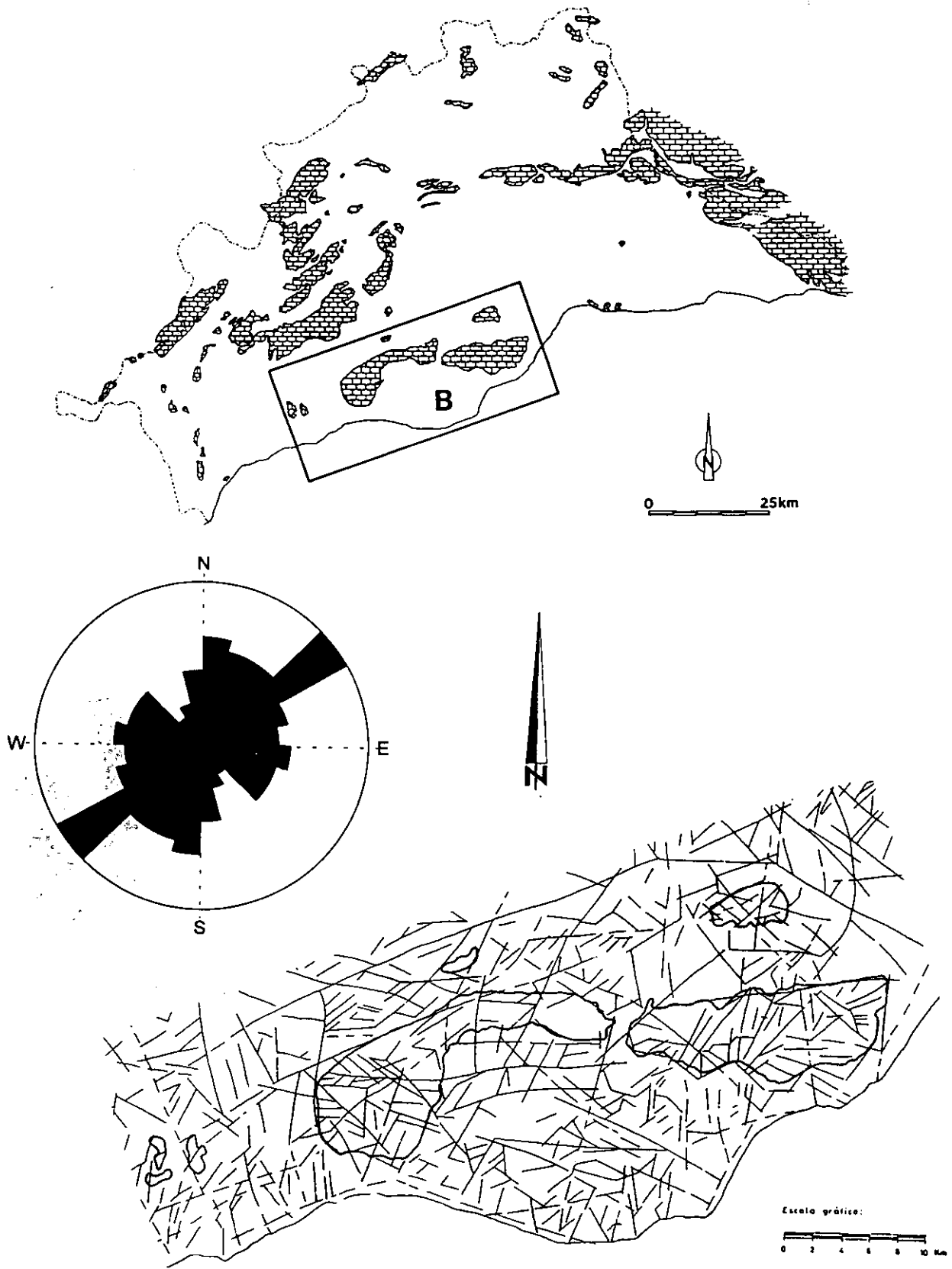


Figura 2.7 Lineamientos del sector de las Sierras Blanca y de Mijas (sector B). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje del 15%. El número de lineamientos considerados es de 595.

Sector C ó de Nieves-Prieta:

Abarca uno de los núcleos centrales de la Serranía de Ronda: la Sierra de Las Nieves y el conjunto de las Sierras Banquilla, Prieta y Alcaparín. Los dominios geológicos representados son los involucrados en el contacto entre las Zonas Externas e Internas de la cordillera, con gran extensión de los materiales de la Dorsal y Alpujárrides. La distribución espacial de los lineamientos es muy marcada, con un máximo absoluto del 17% en el intervalo N 60°-75°E y dos máximos secundarios en los intervalos N 15°-45°E y N 90° y 120°E (Fig. 2.8).

Sector D ó norte y este de Ronda:

Abarca un amplio conjunto de relieves localizados en torno a la Depresión de Ronda, en sus bordes meridional y oriental, constituidos fundamentalmente por materiales penibéticos y subbéticos. Entre los macizos kársticos más destacados cabe señalar: Jarastepar, Sierra de la Hidalga, Sierra de los Merinos, Sierra de Cañete y Sierra de Peñarrubia. Este sector se superpone parcialmente al anterior (sector C ó de Nieves-Prieta), en su extremo suroccidental. La orientación de los lineamientos es menos nítida que en el sector C, aunque mantiene un abanico de direcciones similares. El máximo absoluto se encuentra aquí en el intervalo N 30°-45°E, con varios máximos subordinados hacia N 60°-75°E y N 90-105°E, aunque todo el abanico N 0°-135°E presenta frecuencias significativas (Fig. 2.9).

Sector E ó de Líbar:

Este sector se localiza al oeste de la provincia de Málaga, a caballo con la de Cádiz, centrado en el macizo kárstico de la Sierra de Líbar. El diagrama de orientaciones presenta una gran concentración de lineamientos en torno a dos intervalos muy bien marcados: N 30°-60°E y N 105°-120°E (Fig. 2.10).

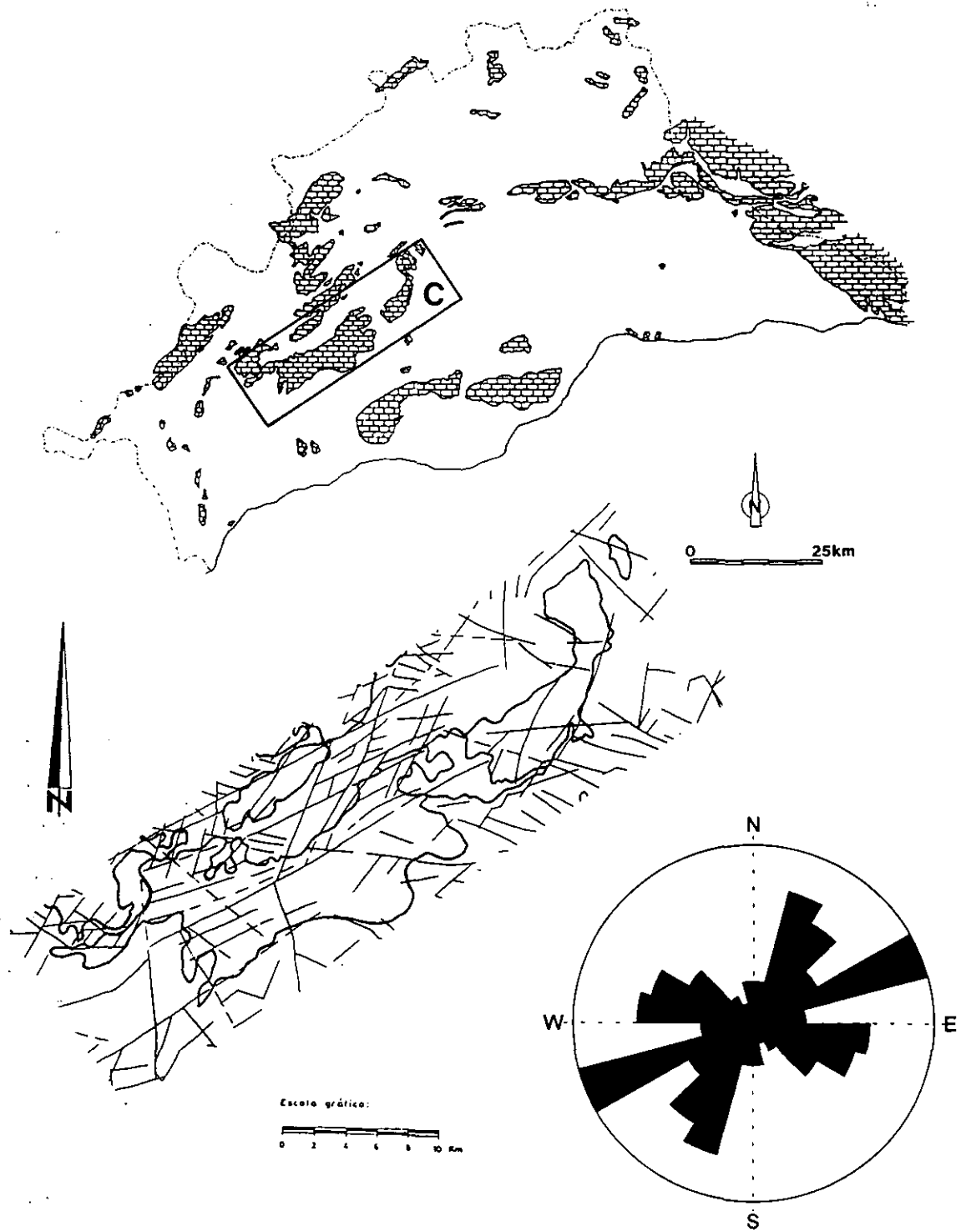


Figura 2.8 Lineamientos del sector central de la Serranía de Ronda: Sierra de Las Nieves y Sierra Prieta (sector C). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje del 17%. El número de lineamientos considerados es de 220.

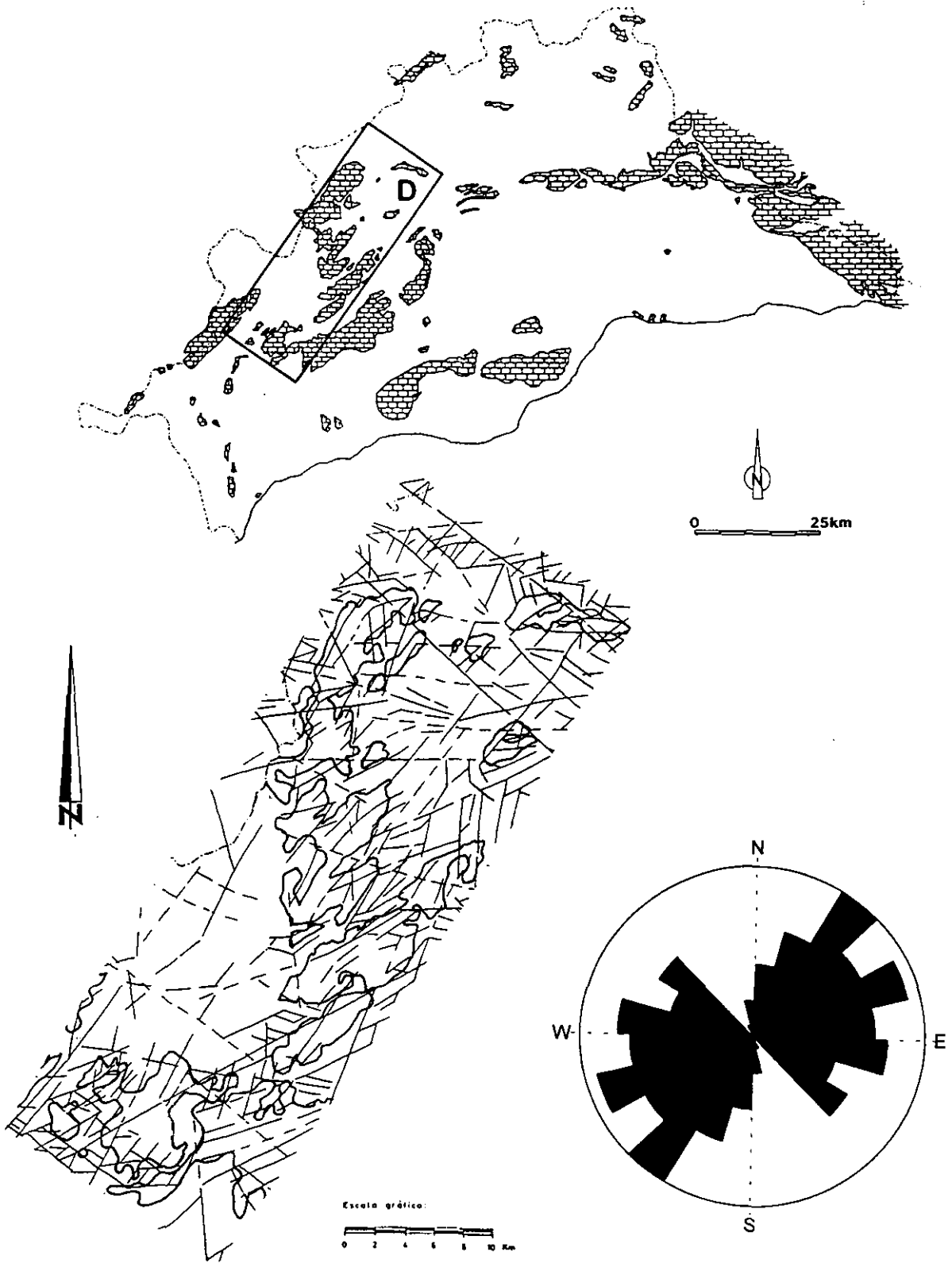


Figura 2.9

Lineamientos del sector del sur, este y norte de Ronda (sector D). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15° el círculo exterior representa un porcentaje del 14%. El número de lineamientos considerados es de 439.

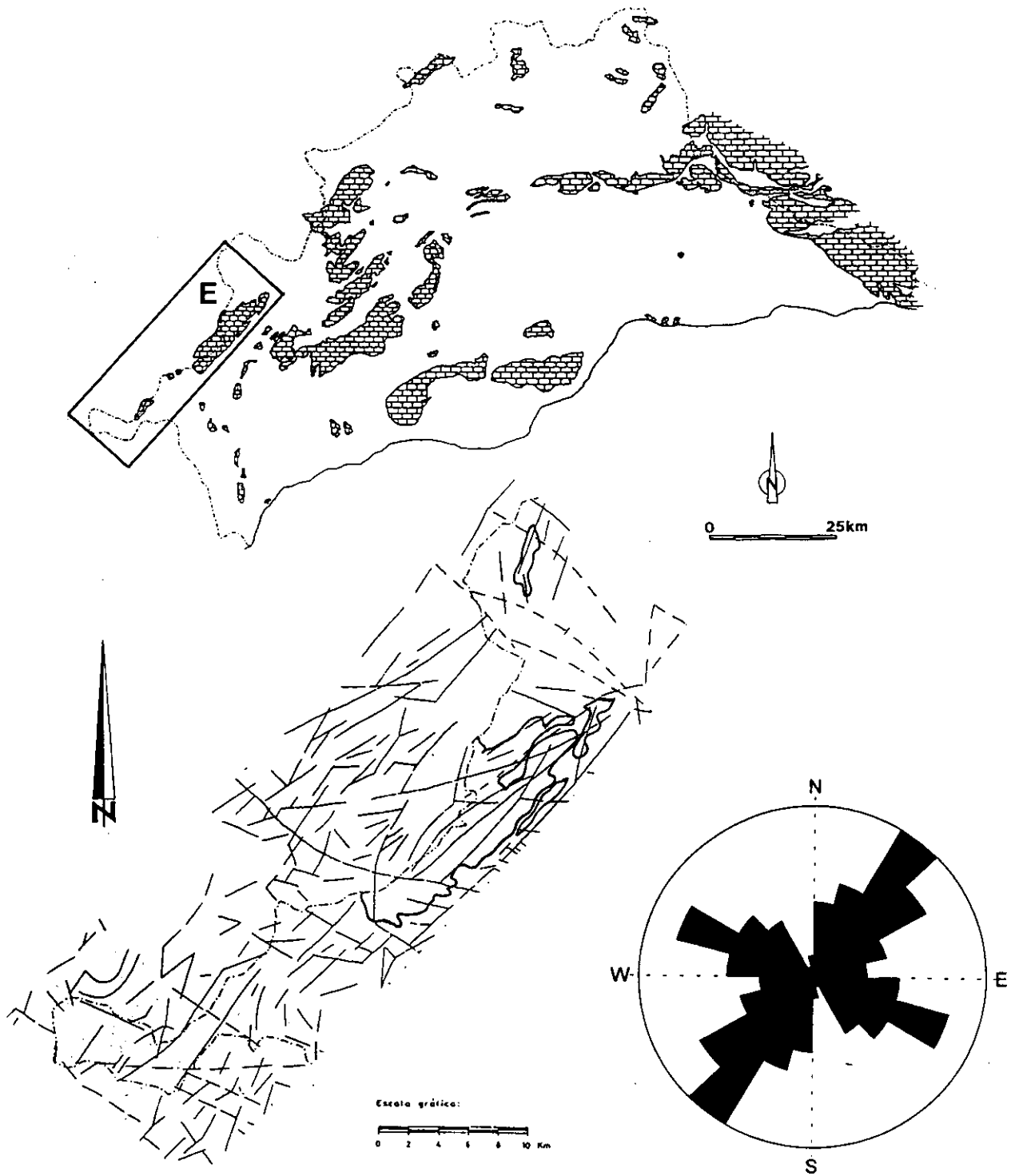


Figura 2.10 Lineamientos del sector de la Sierra de Libar (sector E). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15° ; el círculo exterior representa un porcentaje del 16%. El número de lineamientos considerados es de 266.

Sector F ó de El Chorro-Torcal

Abarca una franja de orientación este-oeste, que comprende el conjunto de relieves carbonatados que cierran por el norte las regiones de la Hoya y los Montes de Málaga. Esta gran alineación montañosa está formada por sierras penibéticas (Sierras de Huma, Llana, del Valle de Abdalajís, de Chimenea y Torcal de Antequera) y subbéticas (Cabras, Camarolos, Gallo-Vilo). La distribución de los lineamientos tiende a concentrarse en la dirección este-oeste, con un máximo en el intervalo N 75°-90°E (Fig. 2.11).

Sector G ó norte

Corresponde a un amplio territorio de la región septentrional de la provincia, con pequeños macizos kársticos diseminados entre el Trías subbético y afloramientos de otros materiales más modernos. La Sierra de los Caballos, la Camorra de Mollina, la Sierra de Humilladero, la Sierra de Arcas y las elevaciones calizas del extremo nororiental provincial son los relieves kársticos más destacados. Los lineamientos cartografiados presentan una distribución cerrada, con tres máximos destacados: el principal, en el intervalo N 60°-75°E, y dos secundarios, hacia N 30°-45°E y N 90°-105°E (Fig. 2.12).

Sector H o Maláguide

Localizado al este de Málaga ciudad; abarca una región ocupada exclusivamente por materiales del Complejo Maláguide, entre los que se encuentran las calizas y dolomías de la zona de los Cantales. Los lineamientos presentan una distribución muy marcada, con un máximo absoluto muy destacado (frecuencia del 21%) en el intervalo N 120°-135°E, y otro máximo relativo hacia N 30°-45°E (Fig. 2.13).

Sector I ó de Tejeda-Almijara

Abarca la región más oriental de la provincia, centrado en materiales del Complejo Alpujárride. Destacan en él los relieves carbonatados de las sierras Tejeda y Almijara. La

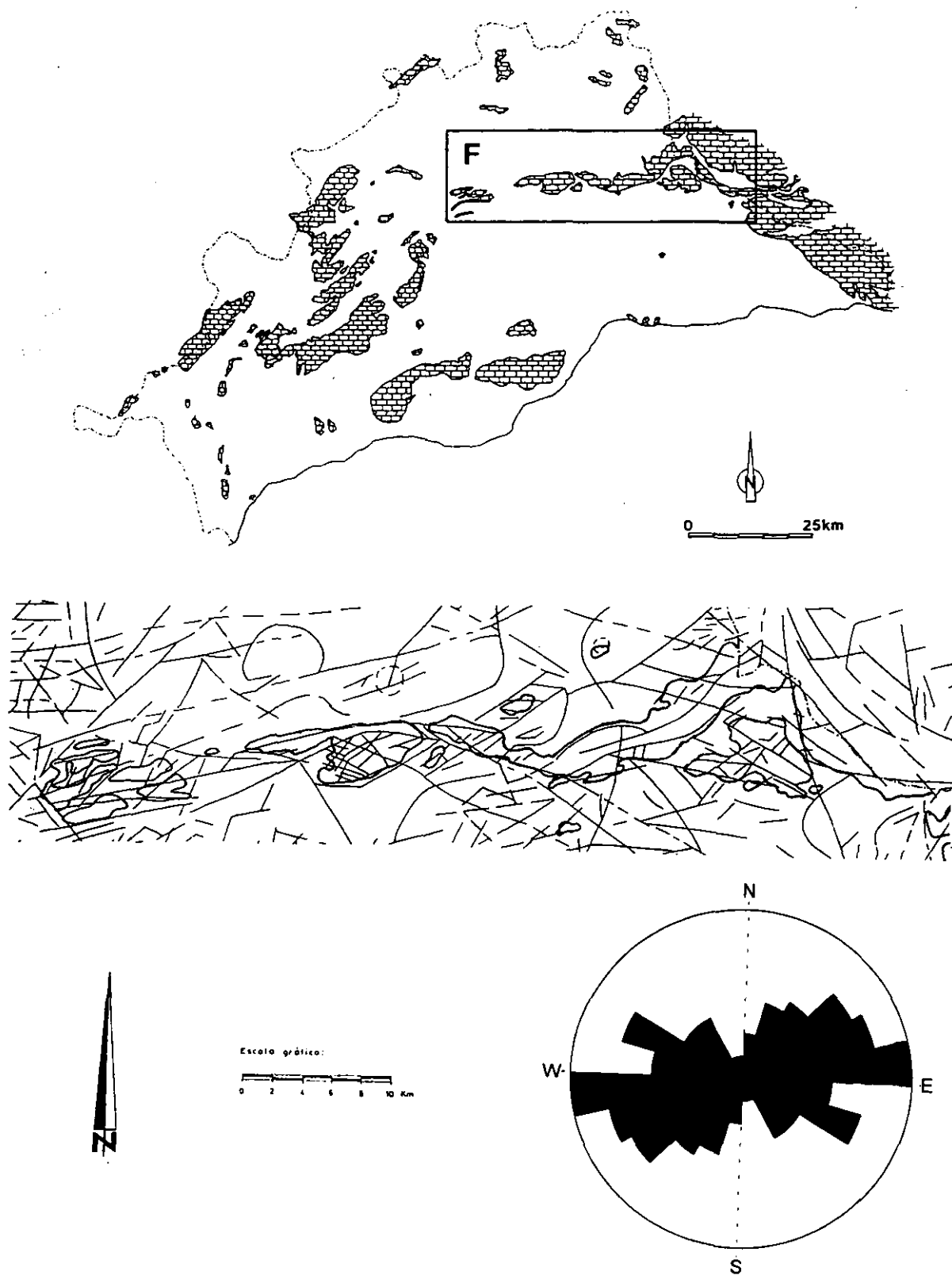


Figura 2.11

Lineamientos del sector centro-oriental de la provincia de Málaga: Sierras de El Chorro-Torcal-Alta Cadena (sector F). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15%; el círculo exterior representa un porcentaje del 15%. El número de lineamientos considerados es de 380.

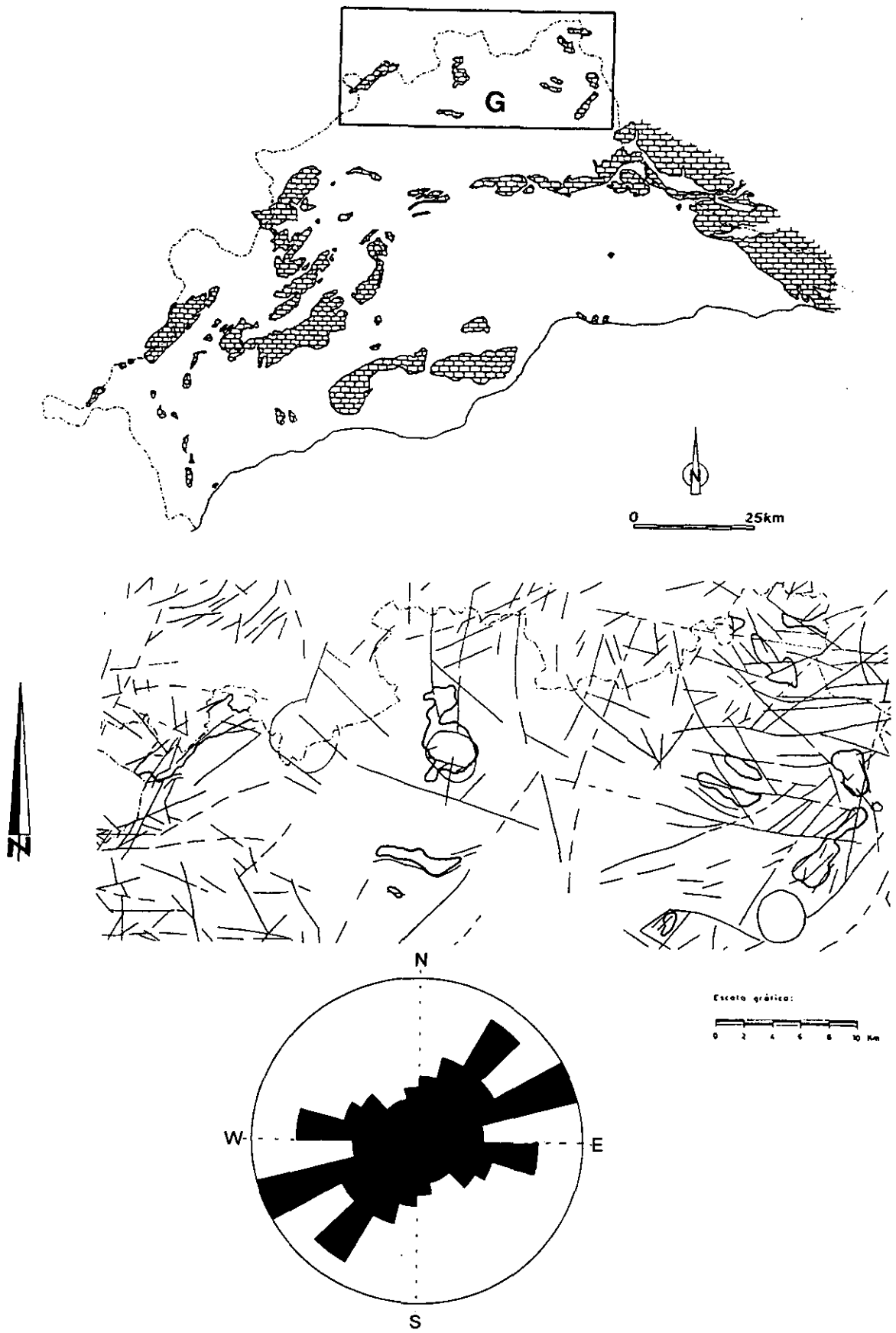


Figura 2.12

Lineamientos del sector septentrional de la provincia de Málaga (sector G). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase del 15%; el círculo exterior representa un porcentaje del 15%. El número de lineamientos considerados es de 358.

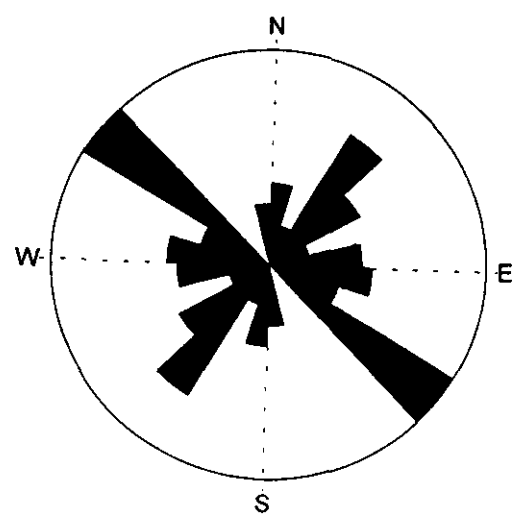
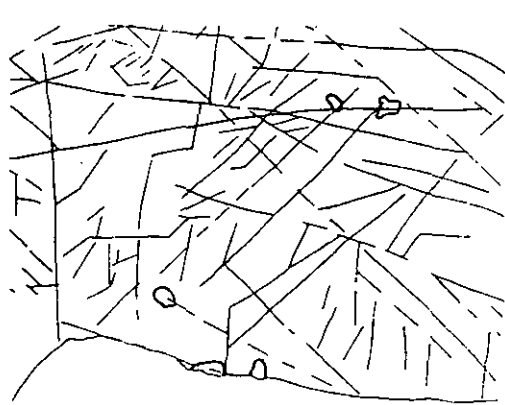
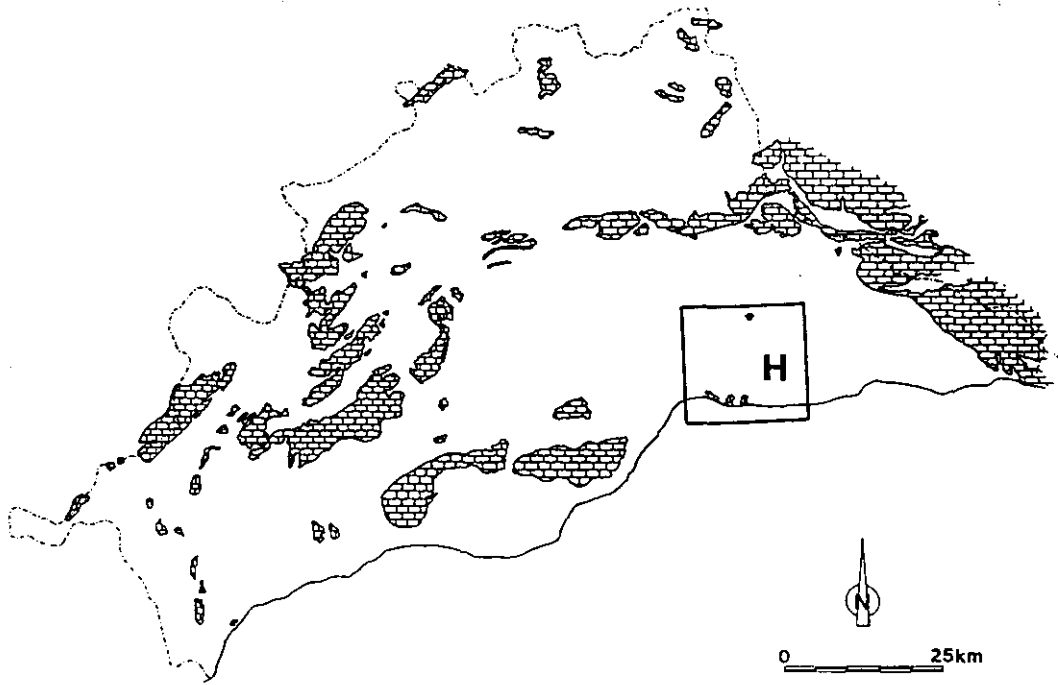


Figura 2.13 Lineamientos del sector al este de la ciudad de Málaga (sector H). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15%; el círculo exterior representa un porcentaje del 21%. El número de lineamientos considerados es de 148.

rosa de orientaciones de los lineamientos ofrece una distribución mayoritariamente concentrada en el abanico N 0°-45°E, con un máximo absoluto en el intervalo N 30°-45°E, y otro secundario, fuera de dicho abanico hacia N 75°-90°E (Fig. 2.14).

Para el análisis de conjunto de los lineamientos de la provincia de Málaga, se ha procedido a varias representaciones. En la Fig 2.15 pueden observarse los diagramas en rosa correspondientes a los lineamientos cartografiados a escala 1:500.000, tanto globalmente como distribuidos por su tipología. En el gráfico correspondiente a la totalidad de los lineamientos, puede verse una distribución polimodal, con un máximo absoluto que acumula el 15% de los lineamientos en el intervalo N 40°-50°E, y otros máximos relativos hacia N 90°-100°E y N 130°-140°E. No obstante, existe una orientación que aunque no ofrece una frecuencia elevada, destaca por su nitidez en relación con el entorno: el intervalo N 170°-180°E.

Si se analizan los diagramas en rosa según los distintos tipos de lineamientos diferenciados, pueden observarse diferencias claras entre la distribución de los lineamientos mayores y menores. En general, los lineamientos mayores bien definidos son los de mayor longitud y las direcciones representadas con más frecuencia son: N 130°-140°E, N 90°-100°E, y N 40°-50°E, aunque también hay que destacar el intervalo N 170°-180°E por su marcada representatividad respecto al entorno. Los lineamientos mayores menos definidos, siguen una distribución espacial parecida, incrementándose la representatividad del intervalo cercano a la dirección este-oeste (N 70°-100°E), y del norte-sur (N 170° N 10°E), en detrimento de la dirección NW-SE, que no es en estos lineamientos el máximo absoluto, pasando a serlo la conjugada: NE-SW. En cualquier caso, y resumiendo, se detectan cuatro familias de lineamientos mayores, siendo el último de ellos el menos frecuente:

- NW-SE
- NE-SW
- E-W
- N-S

En los lineamientos menores bien definidos la distribución cambia notablemente: la rosa presenta un único máximo absoluto bien definido en el intervalo N 40°-50°E, y

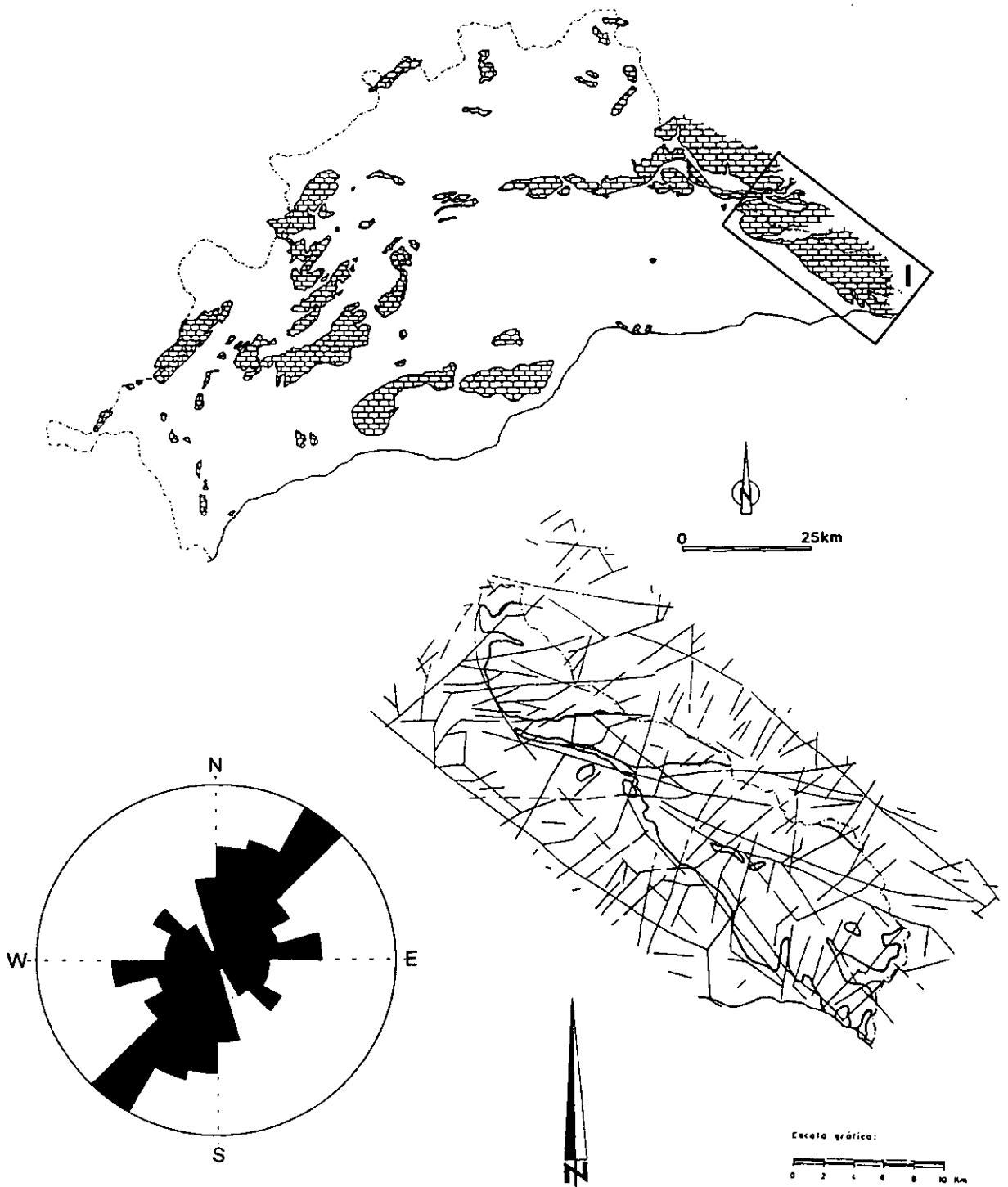


Figura 2.14 Lineamientos del sector suroriental de la provincia de Málaga: Sierras Tejeda y Almijara (sector I). El diagrama de orientación de los mismos está elaborado con intervalos de clase de 15%; el círculo exterior representa un porcentaje del 17%; el número de lineamientos considerados es de 221.

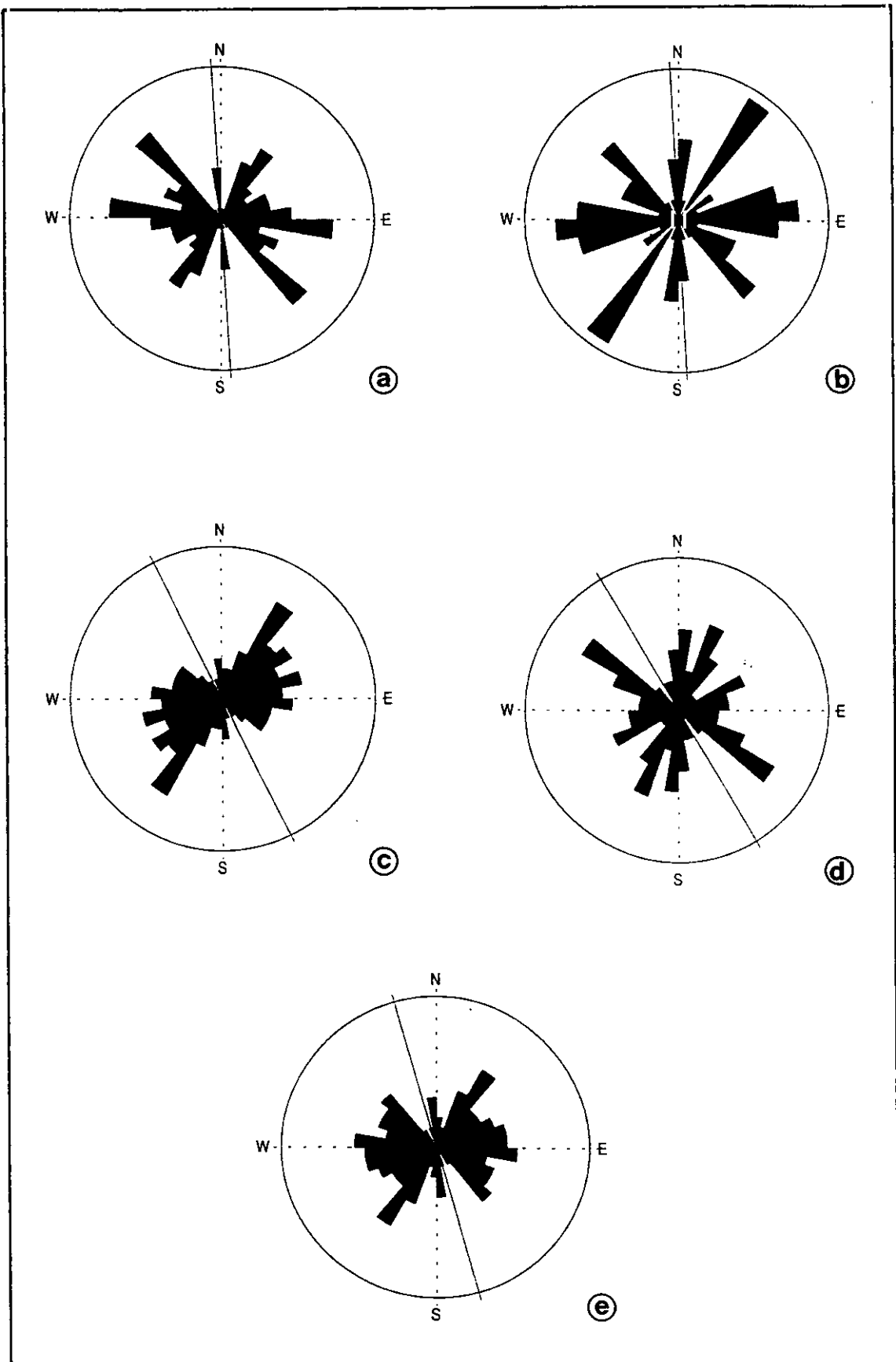


Figura 2.15

Diagramas en rosa de los lineamientos de la provincia de Málaga, cartografiados originalmente a escala 1:500.000; a, lineamientos mayores bien definidos; b, lineamientos mayores poco definidos; c, lineamientos menores bien definidos; d, lineamientos menores poco definidos; e, totalidad de los lineamientos. Todos los diagramas tienen como intervalo de clase 10°; el círculo exterior representa el 15%. El número de lineamientos representados es de 708, repartidos de la siguiente forma: a, 101; b, 48; c, 406 y d, 153.

desaparece la dirección NW-SE; la E-W se marca muy poco y pierde representatividad también la N-S. Las frecuencias se reparten bastante homogéneamente entre los intervalos del abanico N 50°-N100°E. Sin embargo, en el diagrama correspondiente a los lineamientos menores poco definidos, aparece como máximo absoluto el intervalo N 120-130°E. Igualmente se presentan varios máximos relativos, hacia N-S, N 30°-50°E, y N 60°-90°E.

Por otro lado, partiendo de los lineamientos procedentes de la cartografía 1:200.000, se han agrupado, en primer lugar, en dos diagramas diferentes: los correspondientes a las Zonas Internas y los de las Zonas Externas (Figs. 2.16 y 2.17). Los de las Zonas Externas presentan una fuerte concentración de orientaciones en el primer y tercer cuadrante, con dos máximos en los intervalos N 30°-45°E y N 60°-75°E. Los de las Zonas Internas presentan una mayor polimodalidad, con un máximo muy marcado hacia N 30°-60°E y otros máximos secundarios hacia N 0°-15°E y N 120°-135°E. Las diferencias importantes entre estos dos dominios son: la mayor representación de las direcciones N-S y NW-SE en las Zonas Internas, esta última prácticamente inexistente en las Zonas Externas; y la mayor representación de las direcciones comprendidos entre N 60° y N 105°E en las Zonas Externas.

En el diagrama en rosa que representa la totalidad de lineamientos de la provincia de escala 1:200.000, se observa un máximo en el intervalo N 30°-45°E y un bloque compacto de frecuencias relativamente altas entre N 0°E y N135°E.

Comparando los dos diagramas del conjunto de los lineamientos cartografiados a distintas escalas puede observarse que los máximos absolutos son coincidentes (salvando las diferencias de intervalos de representación): N 40°-50°E y N 30°-45°E. La existencia de vacíos de representación en los abanicos N 140°-170°E y N 135°-180°E es otra característica común. Sin embargo, las diferencias más notables son la mayor representación a escala 1:500.000 del intervalo N 170°-180°E, y la menor representación del abanico N 0°-70°E, con excepción del máximo anteriormente citado, comprendido en este intervalo. Como resumen final del análisis de todos los lineamientos, en sus distintos tipos y escalas, se detectan 4 grandes familias:

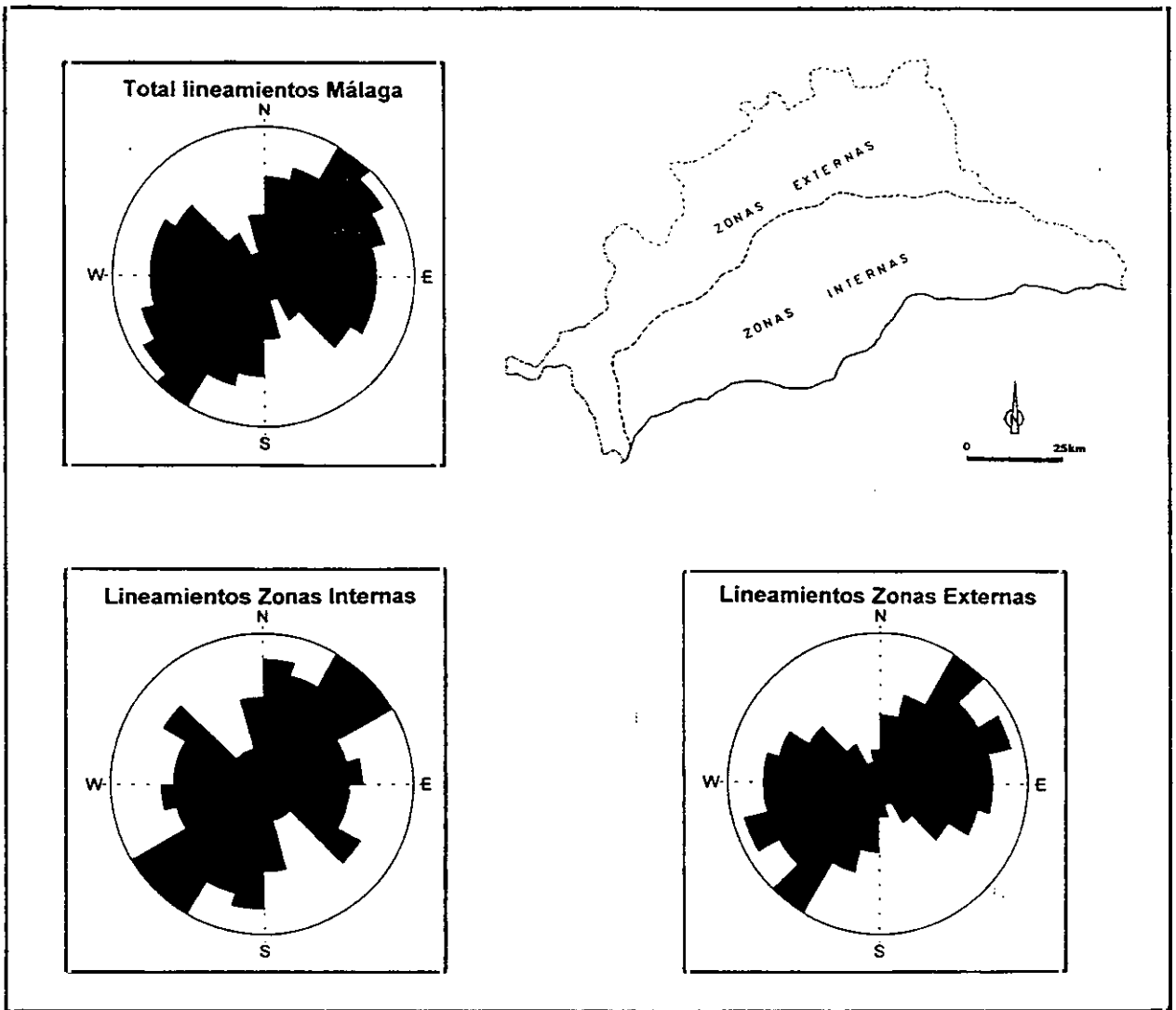


Figura 2.16 Diagramas de orientaciones de los lineamientos en la provincia de Málaga, cartografiados a escala 1:200.000. Arriba: total de lineamientos (2.983). Abajo: a la izquierda lineamientos de las Zonas Internas (964); a la derecha, lineamientos de las Zonas Externas (2.019). El intervalo de clase utilizado es, en todos los casos, del 15%. El círculo exterior representa el 12% de los lineamientos.

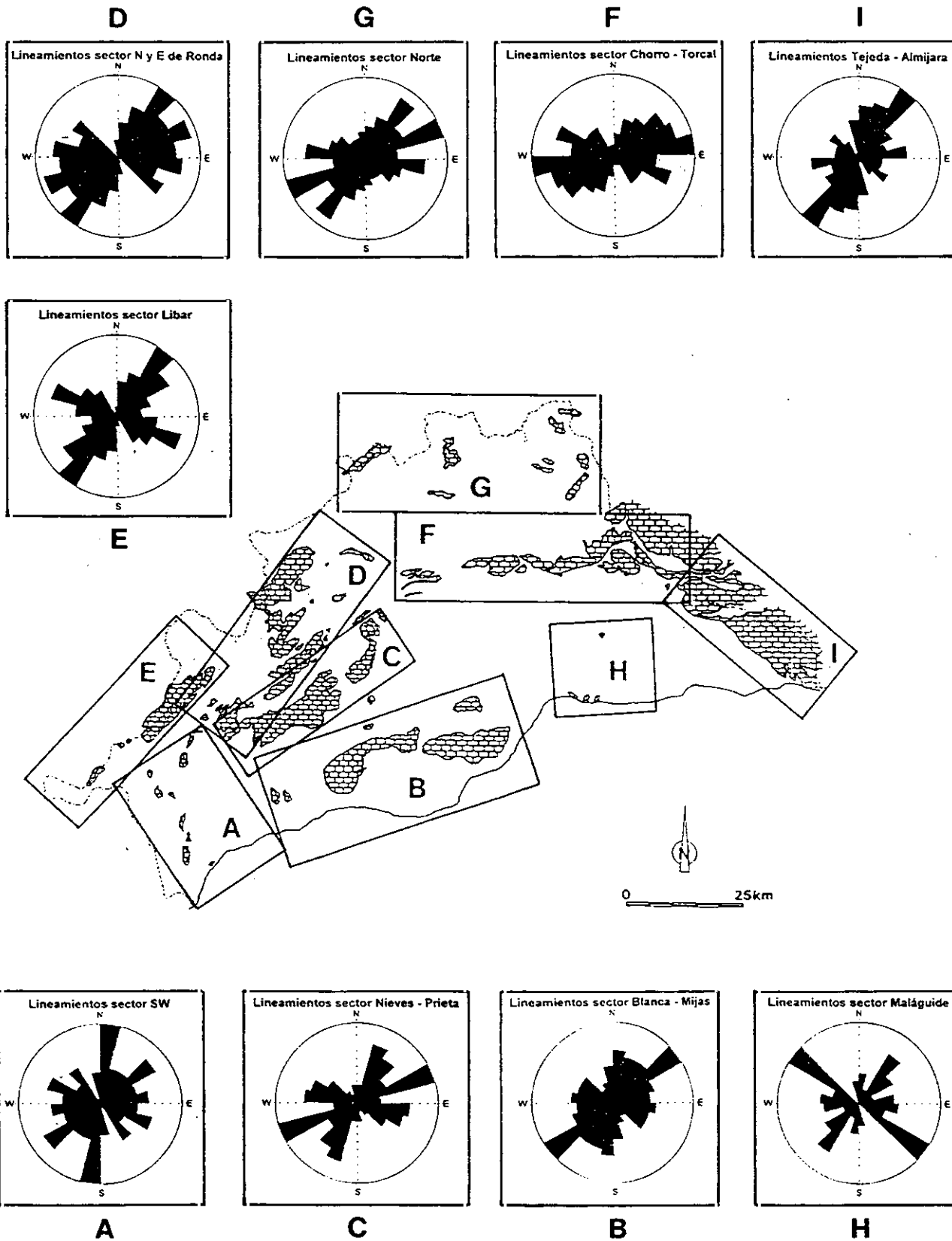


Figura 2.17 Distribución espacial de los lineamientos en los diferentes sectores de la provincia de Málaga. Los diagramas están elaborados con intervalos de clase de 15°, porcentaje del 14% (D), 15% (A,B,F y G), 16% (E), 17% (C, I) y 21% (H).

- N 170°-15°E
- N 30° - 50°E
- N 60° - 100°E
- N 120° - 140°E

2.3.4. Las estructuras de plegamiento

Este tipo de estructuras han sido mucho menos estudiadas que las estructuras frágiles existentes. En las Zonas Externas, dentro de los límites de la provincia de Málaga, el Penibético ha sido bien caracterizado estructuralmente por Martín Algarra (1987); presenta un dispositivo en bloques, relacionados con una tectónica de tipo transcurrente. Entre estos bloques, pueden distinguirse tres sectores (Fig. 2.18):

- El de la Serranía de Ronda, dividido a su vez en occidental y oriental por la cuenca Miocena de Ronda.
- El del Campo de Gibraltar, situado al suroeste del anterior, aproximadamente a partir de la línea Ubrique-Gaucín.
- El conjunto de bloques al oeste del primero, separados por la línea Ardales-Almargen.

En el sector de la Serranía de Ronda, Martín Algarra (1987) establece la existencia de una sucesión de anticlinorios y sinclinorios de dirección aproximada N 40°E, donde se alternan los relieves carbonatados y las depresiones labradas en materiales margosos. Así, de NW a SE podrían distinguirse: la Escama del Peñón Grande-Salto del Cabrero, el Anticlinorio de Ubrique y Grazalema, el Sinclinorio de la Barrida, el Anticlinorio de Líbar-Goterón, el Sinclinorio del Guadiaro y el Anticlinorio de Jarastepar-Sierra Blanquilla. Estos grandes ejes estructurales pueden continuarse hacia el NE, más allá de la cuenca miocena de Ronda. Por ejemplo, la ventana de Cañete constituiría la prolongación del Anticlinorio de Ubrique-Grazalema; y las sierras de Colorado y Ortegícar, extremidades del Anticlinorio de

Líbar-Goterón. Esta continuidad estructural en los pliegues del Penibético puede observarse también hacia el sector del Campo de Gibraltar, aunque los ejes de plegamiento muestren fuertes desviaciones, acorde con la megaestructura del Arco de Gibraltar. Al oeste de la línea Ubrique-Gaucín los ejes se incurvan progresivamente hacia el SSW, y finalmente se orientan N-S, como puede observarse en la Sierra de la Utrera ó de los Canutos, en las proximidades de Manilva.

En el sector más oriental del Penibético, los relieves más importantes también sufren un cambio brusco de orientación. Efectivamente, al este de la línea Ardales-Almargen los macizos kársticos penibéticos se orientan según una línea E-W. Sin embargo, como señala Martín Algarra (1987) esta orientación está determinada claramente por una tectónica posterior a las estructuras de plegamiento, puesto que estas muestran orientaciones N 40°-60°E (sobre todo en el caso de Sierra Chimenea-Torcal), coincidentes con las del sector de la Serranía de Ronda. No obstante, en algunos macizos (Sierra de Teba-Peñarrubia, sierras de El Chorro y del Valle de Abdalajis), los ejes principales del plegamiento se incurvan hacia el este, e incluso puntualmente ofrecen orientaciones hacia el ESE.

De igual manera que el Penibético se caracteriza por tener una *lógica estructural* más o menos clara y seguir las directrices del Arco de Gibraltar, el Subbético de la provincia de Málaga, asimilable en su conjunto al Subbético Medio, permanece ajeno a esta megaestructura, rasgo que persiste a lo largo de la Cordillera Bética (Hermes, 1985), manteniendo en general la denominada *dirección bética*.

Martín Algarra (1987) mantiene que la estructura interna de las regiones subbéticas no es un *caos*, pudiéndose constatar igualmente una cierta lógica estructural y una continuidad en algunos sectores. Así, por ejemplo, en el sector de la *Alta Cadena*, entre el Puerto de las Pedrizas y Sierra Gorda, existe un conjunto de ejes de pliegues posiblemente producto de la existencia de accidentes mayores trascurrentes, así como de la rotación del bloque de Sierra Gorda. La *Alta Cadena* dibuja una estructura en arco, incurvada desde posiciones cercanas a la este-oeste, hasta las próximas a la norte-sur hacia oriente. Los ejes de pliegues más frecuentes son de dirección NE-SE, chocando con las direcciones N-S de

Sierra Gorda y NW-SE de la Sierra de Enmedio (ó de Gallo-Vilo). En el resto de la zona subbética del norte de la provincia, predomina el desenraizamiento de la cobertera mesozoica y la tendencia a las estructuras gravitacionales y halocinéticas.

En las hojas 1:50.000 de Antequera, Archidona, Campillos, Benamejí y Rute, aparecen una serie de relieves calizos, pertenecientes todos ellos al dominio Subbético Medio, de pequeña extensión por lo general, con estructuras de plegamiento de orientaciones diversas. La Sierra de los Caballos aparece como un monoclinal invertido de dirección N 30°-45°E (IGME, 1986c). La Sierra de la Camorra de Mollina, ofrece una curiosa estructura domática, de posible génesis diapírica (IGME, 1986b). La Sierra de Humilladero presenta directrices aproximadamente este-oeste (IGME, 1986a) que se ven continuadas hacia oriente en la Sierra de Arcas. En la Sierra del Pedroso existe una secuencia de pliegues bien marcados que forman una estructura incurvada, simétrica a la existente en la *Alta Cadena*: hacia el este presenta ejes de dirección NNO-SSE, calificada de "anómala" (ITGE, 1991), mientras que hacia el oeste se suceden los pliegues anticlinales y sinclinales de dirección este-oeste. La Sierra de Archidona está representada por un sinclinal secundario complejo de orientación NE-SW (ITGE, 1990).

En las Zonas Internas, la información referida a las estructuras de plegamiento es más prolija en el ámbito de la provincia de Málaga, sobre todo en los materiales del Complejo Alpujárride. La Unidad de las Nieves, la más representativa de la Dorsal Bética presenta una estructura bien conocida en su parte central, en la Sierra de Las Nieves. Su borde meridional se ve afectado por un pliegue sinclinal tumbado de dirección N 40°-60°E, de vergencia hacia el NO (Martín Algarra, 1987). Es el denominado Sinclinal de la Torrecilla, por aparecer bien expuesto en esta cumbre; su génesis es contemporánea del depósito de la Brecha de la Nava. Esta estructura, relacionada con el contacto entre las Zonas Externas e Internas, presenta una gran continuidad regional, pudiendo identificarse hacia el este, en las sierras Prieta, Bonela y Alcaparaín, su prolongación, a través del "sinclinal tumbado de Sierra Prieta" (Martín Algarra, 1987). En este sector, no obstante, las estructuras de plegamiento son más complejas, como refleja el anticlinal en rodilla de la cumbre de Sierra Prieta, el anticlinal de la Cabrilla, y otros pliegues menores. La orientación de los ejes es, en este sector, más

norteada, en torno a la dirección NNE-SSW. Martín Algarra (1987) cita también en la parte alta de la Sierra de las Nieves, otros pliegues menores de direcciones N 40°E y N 130°E, que producen interferencias cartográficas según el modelo de *caja de huevos*.

En el Complejo Alpujárride, las aportaciones recientes de Sanz de Galdeano (1986 y 1989) en el sector de las sierras Tejeda y Almirajara, y de Andreo y Sanz de Galdeano (1994) y Sanz de Galdeano y Andreo (1995) en las Sierras de Mijas y Blanca, en el extremo opuesto de la provincia, han contribuido notablemente a la clarificación de la estructura interna de los principales macizos de los Alpujárrides occidentales.

En Sierra Blanca (Fig. 2.19), el más oriental de estos, se presenta una estructura caracterizada por la profusión de pliegues isoclinales, de diferentes direcciones según los sectores considerados (Sanz de Galdeano y Andreo, 1995). Según estos autores, en el sector oriental los ejes de los pliegues son de dirección predominante E-W, mientras que en el occidental ofrecen orientaciones N-S y E-W. En ambos sectores, los pliegues se encuentran dispuestos con vergencias contrarias al norte y al sur de la sierra, apuntando siempre hacia el interior de la misma. Esta disposición es explicada por la interferencia de dos mecanismos: el avance hacia posiciones más occidentales de la unidad de Blanca, solidaria con el conjunto de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, ocurrido a finales del Oligoceno-Mioceno Inferior, y un movimiento de rotación en sentido contrario a las agujas del reloj del orden de 90°, al objeto de acomodarse a la geometría del incipiente Arco de Gibraltar (Sanz de Galdeano y Andreo, 1995).

Algo más al este, la Sierra de Mijas (Fig. 2.20) muestra unos rasgos de conjunto del plegamiento similares, aunque con orientaciones diferentes de los ejes de los pliegues. Sanz de Galdeano y Andreo (1995) han establecido con detalle su geometría, con pliegues isoclinales recumbentes de dirección ESE-WNW, con vergencias al norte y al sur, según los sectores. En el extremo occidental de la sierra, los ejes de los pliegues presentan una fuerte incurvación, orientándose paralelos al Arco de Gibraltar.

De las sierras Tejeda y de Cómputa (Fig. 2.21), en el extremo oriental de la

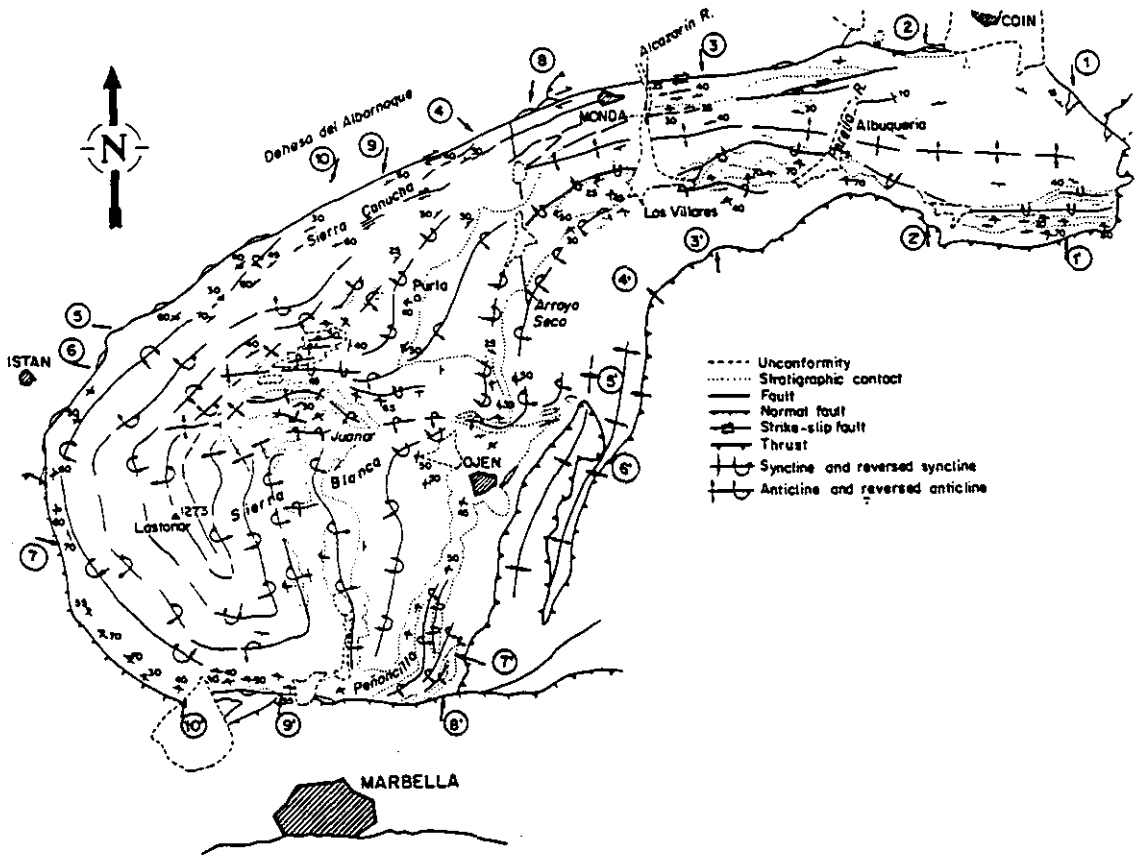


Figura 2.19 Esquema tectónico de Sierra Blanca (Sanz de Galdeano y Andreo, 1995).

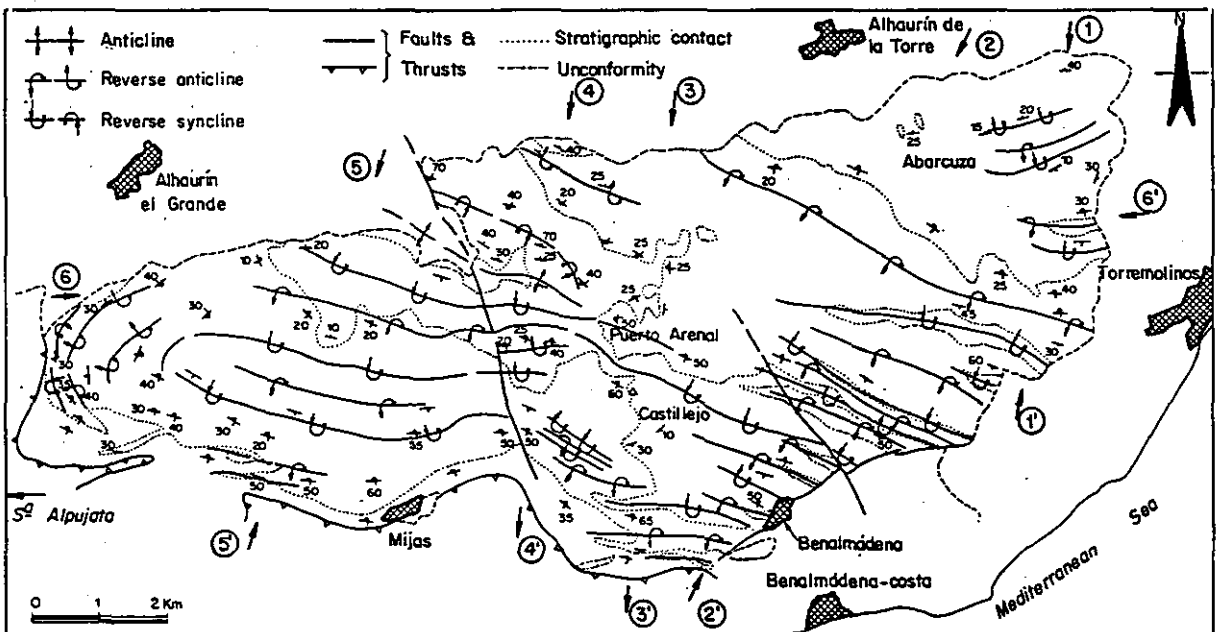


Figura 2.20 Esquema tectónico de la Sierra de Mijas (Andreo y Sanz de Galdeano, 1994).

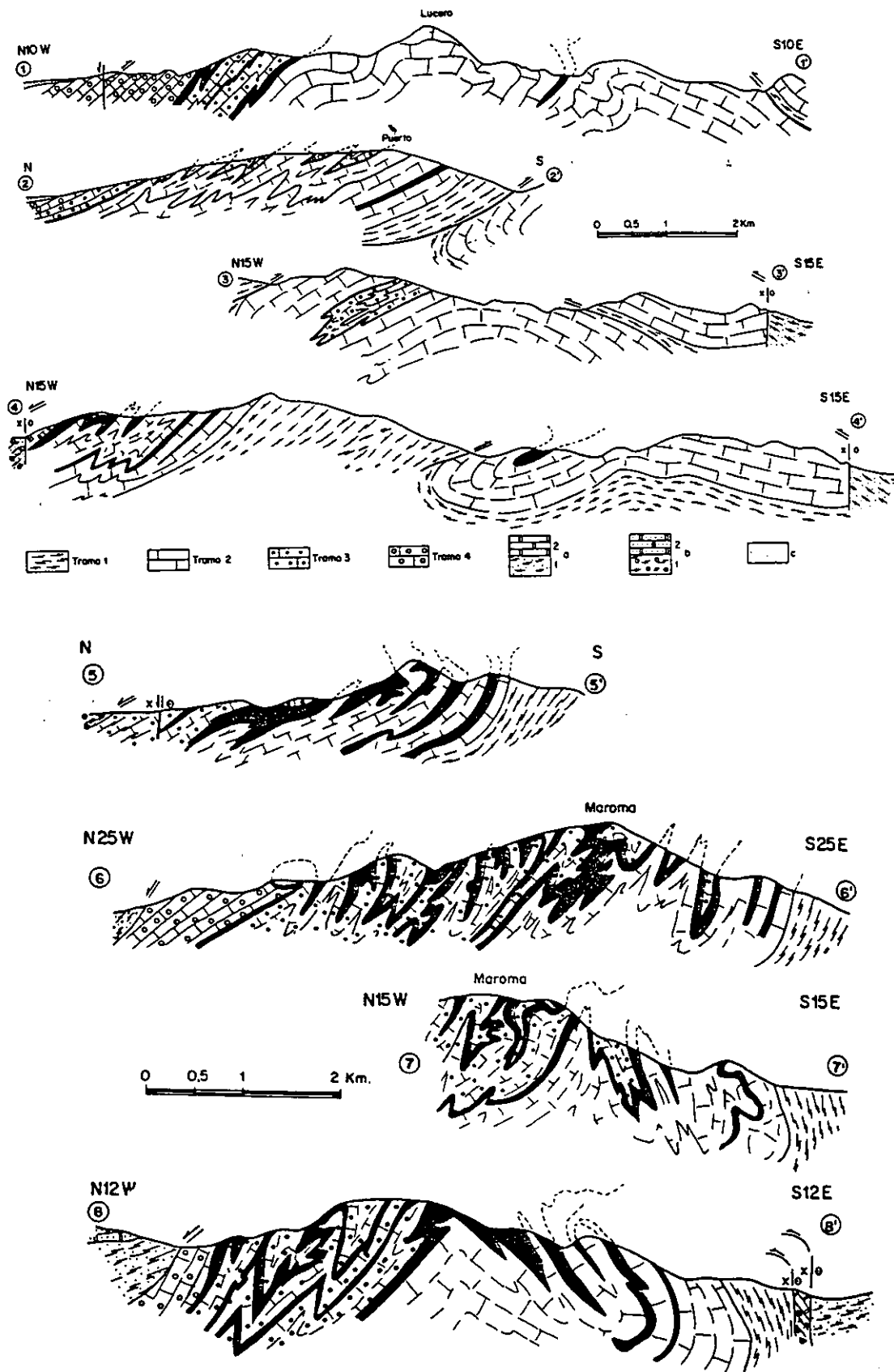


Figura 2.21

Cortes geológicos que muestran la complicada estructura de plegamiento de Sierra Tejada. Los cortes 1 a 4 corresponden al sector oriental y los 5 a 8, al occidental. Explicación de la leyenda: 1-4: Unidad de Almijara, a: Unidad de Sayalonga, 1: metapelitas, 2: mármoles. b: Unidades de Venta de Palma y Canillas, 1: gneisses y metapelitas, 2: mármoles. c: Neógeno Superior y Cuaternario (Sanz de Galdeano, 1989).

provincia, Sanz de Galdeano (1989) ha estudiado su estructura. A grandes rasgos, esta corresponde a un gran anticlinal vergente al sur, aunque en detalle es extremadamente complicada. La orientación de los pliegues isoclinales de escala regional es mayoritariamente N 70°-80°E, aunque existen excepciones de direcciones N-S y NW-SE. También existen pliegues menores de orientaciones N-S y E-W, cuya superposición ofrece estructuras en *caja de huevos*. En cualquier caso, este autor llama la atención sobre la complejidad de las superposiciones de las numerosas estructuras de plegamiento. Esta característica vuelve a repetirse en la Sierra Almajara, prolongación morfológica hacia el sur y este de las anteriores. En ella Sanz de Galdeano (1986) describe la presencia de pliegues de dirección N 70°E, así como de otros NNW-SSE, que, posiblemente son posteriores a los primeros. Las condiciones de gran plasticidad, con estiramientos de flancos, repliegues y transposiciones son comunes a todos los macizos alpujárrides.

Muy cerca de la provincia de Málaga, Sanz de Galdeano (1978) ha estudiado los pliegues en materiales neógenos del sector de Padul (Granada), detectando dos máximos claramente definidos en sus orientaciones: N 65°E y N 170°E, el primero de ellos mucho mejor definido. Este autor relaciona ambos máximos, con la existencia de compresiones de dirección N 20°-30°W y N 75°-85°E, esta última menos marcada.

Por último, en los materiales del Complejo Maláguide, la pequeña extensión de los afloramientos carbonatados hace difícil reconocer estructuras de plegamiento de carácter regional. Los afloramientos más importantes, los del sector de Los Cantales, al este de la ciudad de Málaga, han sido recientemente reinterpretados (Serrano *et al.*, 1995) como un complejo caótico, de tipo olitostromico de edad paleógena, que engloba materiales de la cobertera Maláguide de edad meso-cenozoica. Anteriormente, la interpretación de Azéma (1961) era la de un conjunto de escamas superpuestas, vergentes hacia el norte. Esta estructura en escamas, aunque generalmente verticalizadas, es frecuente en el resto de los afloramientos karstificables atribuidos al Complejo Maláguide; el alto grado de tectonización existente impide el establecimiento de la geometría de los pliegues presentes.

2.4. Principales unidades litoestratigráficas karstificables

No todas las unidades geológicas de la Cordillera Bética presentan las mismas aptitudes frente a los procesos de disolución y la consiguiente instauración de sistemas kársticos. Estas aptitudes dependen, en primer lugar, de sus características litoestratigráficas. A continuación se indican cuales son estas unidades en el ámbito bético y se detallan las características de las unidades presentes en la provincia de Málaga.

2.4.1. En la Cordillera Bética

Las unidades de las Zonas Externas presentan, en términos generales, materiales karstificables en el Jurásico; en todas ellas el Lías es de naturaleza carbonatada; en los dominios de umbral (Subbético Externo, Subbético Interno y Penibético), también el resto del Jurásico presenta potentes series carbonatadas karstificables. En el Prebético, el Cretácico Superior constituye igualmente un tramo apto para la karstificación, como ocurre en gran parte de la Cordillera Ibérica.

El Trías subbético comporta materiales yesíferos y salinos susceptibles de karstificación, aflorantes en ocasiones sobre áreas muy extensas (manchas triásicas de Antequera y Cambil). Una síntesis de los condicionantes geológicos del karst en las Zonas Externas de la Cordillera Bética se ofrece en la Tabla 2.1.

En las Zonas Internas, la formación kárstificable de mayor importancia la constituyen las calizas y dolomías (generalmente marmorizadas) del Trías Medio-Superior del Complejo Alpujárride. El Trías y Jurásico de la Dorsal Bética y los pequeños afloramientos jurásico-terciarios del Complejo Maláguide completan, genéricamente, los materiales karstificables de las Zonas Internas. Un cuadro resumen del karst en las Zonas Internas Béticas se ofrece en la Tabla 2.2.

Por último, tan sólo algunas depresiones intramontañosas, rellenas por materiales terciarios presentan materiales karstificables. Destacan por su interés los materiales yesíferos

Tabla II.1 Cuadro resumen del karst en las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Ayala *et al.*, 1986).

DOMINIOS	MATERIALES	EDADES	POTENCIA	PRINCIPALES MACIZOS KARSTICOS
COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE. (UNIDAD DE LAS SABINAS, fund.)	Mármoles.	Paleozoico-Trías.	Variable.	Algunos sectores de Sierra Nevada.
COMPLEJO ALPUJARRIDE.	Calizas, dolomías y mármoles.	Trías medio y superior.	Variable, del orden de centenares de metros.	Sierras de Tejeda y Almirajara, Sierra del Lújar...
COMPLEJO MALAGUIDE.	Calizas masivas y brechoides. Calizas organógenas.	Jurásico Eoceno.	50-100 m 40 m	«Cantales» entre Málaga y El Rincón de La Victoria.
«DORSAL BETICA».	Dolomías calizas, parcialmente metamorfizadas.	Trías Medio- Jurásico.	1.500 m	Sierra de Las Nieves.

Tabla II.2 Cuadro resumen del karst en las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Ayala *et al.*, 1986)

DOMINIOS	MATERIALES KARSTIFICABLES	EDADES	POTENCIA	PRINCIPALES MACIZOS KARSTICOS
PREBETICO	Dolomías, calizas, calizas nodulosas y calizas arenosas.	Lias y Dogger.	500 m	Sierras de Cazorra y Segura. Sierra de Taibilla. Macizo del Montduver.
	Calizas, dolomías y calizas detríticas.	Cretácico superior.	400 m	Calar del Río Mundo.
UNIDADES INTERMEDIAS	Dolomías y calizas. Calizas oolíticas y noduladas, turbiditas calcáreas.	Lias inf-medio. Dogger y Malm.	>400 m 500 m	Sierra de Jabalcuz.
SUBBETICO EXTERNO	Dolomías y calizas. Calizas nodulosas y oolíticas.	Lias inf-medio. Dogger y Malm.	200-600 m 50-300 m	Sierras de Cabra, Mágina, Rute, Carcabuey...
SUBBETICO MEDIO	Dolomías y calizas.	Lias inf-medio.	150-225 m	Sierras de Algarinejo, Archidona.
SUBBETICO INTERNO	Dolomías y calizas. Calizas nodulosas.	Lias inf-medio. Dogger y Malm.	500 m	Sierra Gorda, Sierra Arana, Sierra de María...
PENIBETICO	Dolomías. Dolomías y calizas. Calizas y calizas nodulosas.	Trías. Lias inf-medio. Dogger y Malm.	<100 m 250-700 m	El Torcal, Sierra de Libar.
TRIAS	Dolomías y calizas. Yesos.	Muschelkalk. Keuper (?).	10-100 m Muy variable, por tectonización y halocinesis.	Antequera, Archidona, Campillos (Málaga). Baena (Córdoba), Caravaca (Murcia). Vallada (Valencia).

fini-miocenos, que albergan sistemas kársticos de gran importancia (p.e., el karst yesífero de Sorbas, en la provincia de Almería).

2.4.2. En la provincia de Málaga

No todas las unidades aflorantes en el territorio provincial poseen materiales susceptibles de sufrir procesos de karstificación, aunque no obstante las unidades litoestratigráficas karstificables se encuentran muy repartidas geográficamente en todos los dominios. Las más importantes son (Fig. 2.22):

- El Mesozoico penibético y subbético
- El Mesozoico de la Dorsal Bética
- El Trías del Complejo Alpujarride
- Las calizas de la cobertera Maláguide
- Otros materiales karstificables

2.4.2.1. El Mesozoico subbético

El Subbético Medio posee un caracter predominante margoso y, en los tramos carbonatados, micrítico. También es representativa la presencia de rocas volcánicas básicas intercaladas en los tramos jurásicos, aunque este hecho, frecuente en otras transversales (p.e. la de Granada), es excepcional en Málaga. El Lías es calizo en la base y margoso posteriormente. Dogger, Malm y Cretácico Inferior están representados por margas, radiolaritas y calizas micríticas con sílex. El Cretácico Superior aparece, como en todo el Subbético, bajo las facies de "capas rojas".

En resumen, en la transversal de Málaga, el Subbético Medio, pese a ser margoso, presenta características paleogeográficas propias de un surco amortiguado, con facies cercanas a las de dominios más meridionales de más hacia el este.



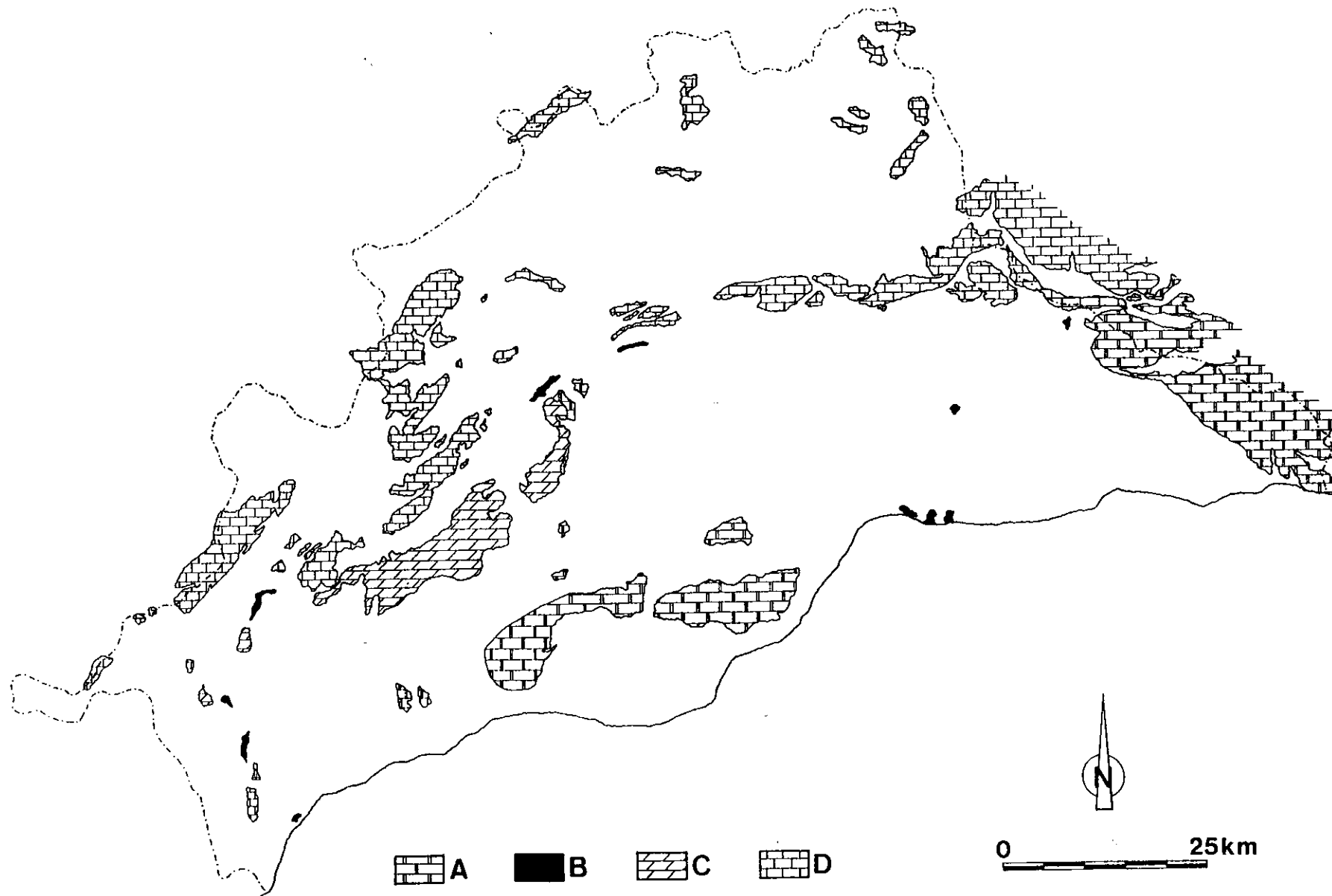


Figura 2.22 Distribución de los macizos kársticos malagueños en los diferentes dominios geológicos diferenciados en la Cordillera Bética; A, Complejo Alpujárride; B, Complejo Maláguide; C, Dorsal Bética; D, Zonas Externas (Penibético y Subbético)

2.4.2.2. El Mesozoico penibético

El Penibético presenta una serie sintética que puede resumirse en:

- Un Trías Medio (Muschelkalk) carbonatado, bien desarrollado, aflorante extensamente al sur de Ronda.
- Un Trías Superior, de facies Keuper, arcillo-arenoso y yesífero, menos desarrollado que en el Subbético típico.
- Un Jurásico de caracter marcadamente carbonatado, dolomítico en la base y calizo en el resto de la serie. Las facies dominantes son las oolíticas, las nodulosas y las micritas pelágicas.
- El final del Jurásico y principios del Cretácico viene caracterizado por una interrupción sedimentaria importante, interpretada como un paleokarst generado a partir de una emersión y la correspondiente disolución y erosión en los primeros momentos del Cretácico. El Cretácico Inferior es, pues, inexistente o está fuertemente condensado.
- El Cretácico Superior - Eoceno Inferior viene representado por la formación denominada "capas rojas", constituida por margas y margocalizas.
- El Eoceno Superior - Mioceno Inferior está representado por materiales de facies flysch, aunque en ocasiones las "capas rojas" continúan hasta el Oligoceno.

2.4.2.3. El Mesozoico de la Dorsal Bética

La Dorsal Bética engloba una serie de unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas (al sur) y Externas (al norte), la mejor expuesta de las cuales es la denominada Unidad de las Nieves. Esta unidad presenta una serie carbonatada muy potente

(más de 1.000 m) de edad triásica. Por encima existen términos calizos, radiolaríticos y margosos jurásicos. La serie termina con capas arcillosas y areniscosas de edad Eoceno-Mioceno Inferior y una formación muy característica, de carácter brechoide, conocida como "Brecha de la Nava". La Unidad de las Nieves se encuentra estructurada en un pliegue de fondo -sinclinal invertido- uno de cuyos flancos -el superior- se ve afectado por procesos de metamorfismo.

2.4.2.4. El Triás del Complejo Alpujárride

Ampliamente aflorante en la provincia de Málaga, el Complejo Alpujárride presenta dos tramos litológicamente bien definidos en cualquiera de los mantos en que se estructura:

- El inferior, metapelítico, de edad paleozoica, compuesto por micaesquistos y cuarzoesquistos, y otras rocas de mayor grado de metamorfismo.

- El superior, fundamentalmente carbonatado, de edad Permo-Werfenense en la base (filitas y calcoesquistos) y Triás Medio-Superior (calizas y dolomías, normalmente marmorizadas). Este tramo superior, carbonatado, constituye una formación karstificable de importancia regional.

2.4.2.5. El Mesozoico y Cenozoico de la cobertera Maláguide

El Complejo Maláguide se estructura en zócalo y cobertera. El zócalo, de edad paleozoica, presenta cuatro formaciones: la formación detrítica inferior, parcialmente metamórfica, y con frecuentes diques de rocas ígneas subvolcánicas, de edad Silúrico-Ordovícico; las calizas alabeadas, representadas por materiales diversos más o menos calcáreos, de edad Devónico; la formación detrítica superior, de pizarras y grauwacas posiblemente turbidíticas, de edad Devónico-Carbonífero Inferior; el "Conglomerado de Marbella", discordante sobre el término anterior, constituido por cantos de tamaño y naturaleza muy diversa, de edad Carbonífero Superior. La cobertera maláguide, apoyada discordante sobre los materiales del zócalo, está constituida por:

- Un Permotrías, arenisco-conglomerático, de colores intensos típicos, lutitas rojas y verdes, y yesos, de origen continental.

- Un conjunto de materiales con edades comprendidas entre el Trías y el Mioceno Inferior, que presentan en conjunto facies carbonatadas, con grandes lagunas estratigráficas y escasa potencia.

Este conjunto de materiales, que pueden considerarse como globalmente karstificables, afloran con nitidez en los alrededores de Málaga capital, entre La Cala y El Rincón de la Victoria.

2.4.2.6. Materiales no carbonatados

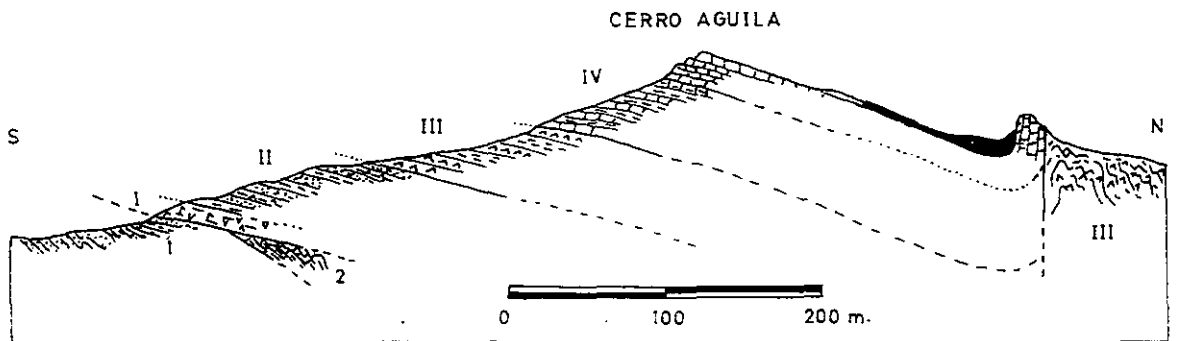
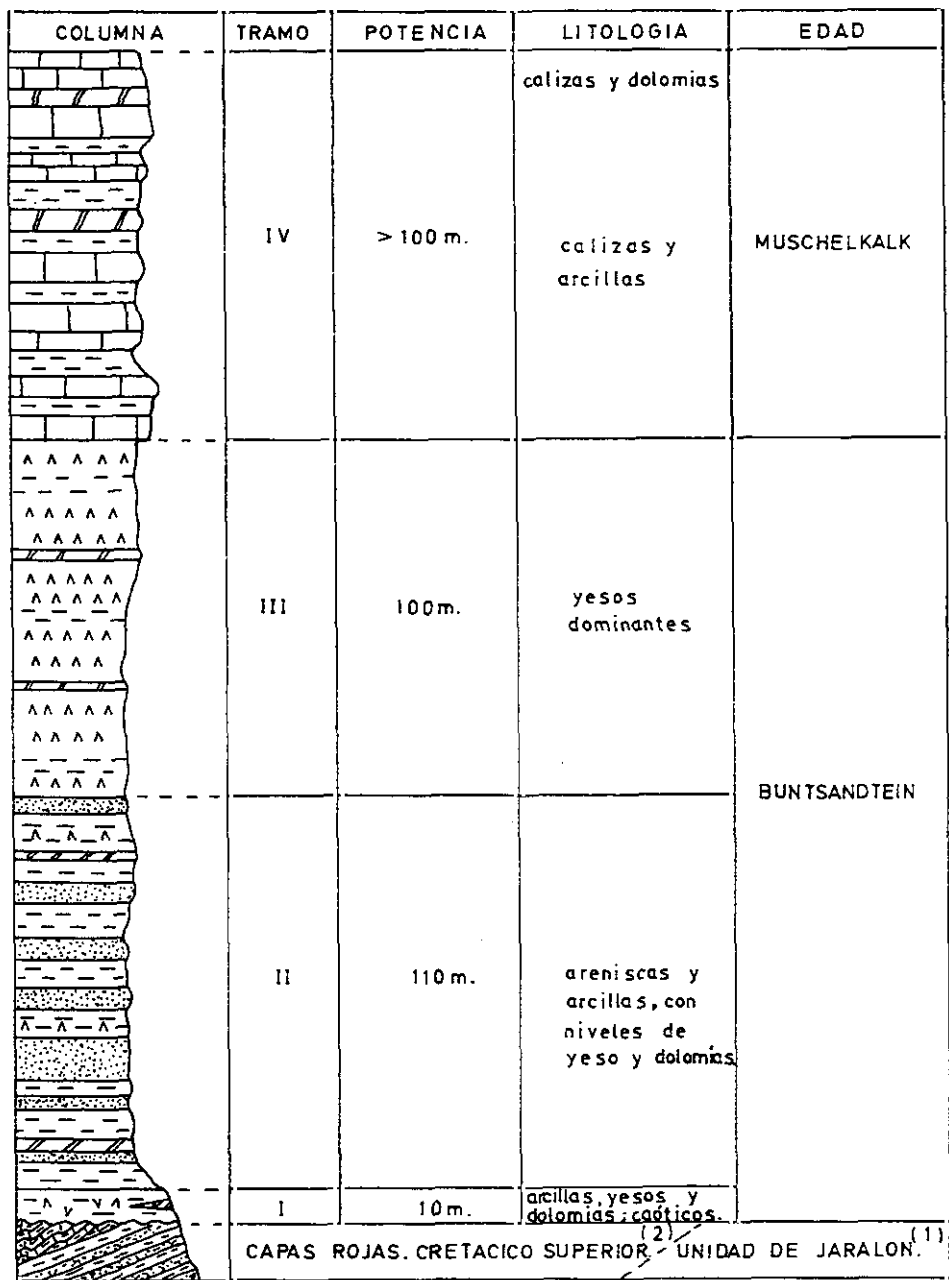
Bajo este epígrafe pueden encuadrarse dos tipos de materiales:

- Los yesos y sales del Trías de facies Keuper, ampliamente aflorantes en el denominado Trías de Antequera.

- Materiales neógeno-cuaternarios detríticos, de naturaleza carbonatada en algunos de sus componentes (matriz, cemento o clastos).

2.4.2.6.1. El Trías subbético

Constituido por afloramientos de yesos y anhidritas de estructura aparentemente caótica, en el seno de arcillas, arenas y carbonatos del Trías (Fig. 2.23). En profundidad se ha detectado, mediante sondeos mecánicos, la presencia de importantes paquetes de halita que en superficie tienen su reflejo en la existencia de manantiales salinos (Manantial de Meliones, por ejemplo). Debido a su intenso replegamiento, puede alcanzar espesores aparentes muy importantes, posiblemente superiores al kilómetro.



— CORTE del CERRO del AGUILA (PEYRE, 1974) —

Figura 2.23 Serie estratigráfica del Triás de Antequera y corte geológico del Cerro del Águila (según Peyre, 1974).

2.4.2.6.2. Otros materiales karstificables

Este grupo de materiales presenta un potencial de karstificación muy escaso; únicamente algunos afloramientos presentan indicios de karstificación: los conglomerados del mioceno superior de Alora, las areniscas y conglomerados pliocenos de Nerja y las brechas continentales pleistocenas de la vertiente norte de la Sierra de Mijas.

PARTE II. LOS SISTEMAS KÁRSTICOS DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA

3. El karst en la provincia de Málaga

Como anteriormente se apuntó, la provincia de Málaga es cuantitativa y cualitativamente rica en fenómenos kársticos. Un 17% de su superficie (Fig. 3.1) está constituida por materiales carbonatados karstificables, a los que hay que añadir los extensos afloramientos triásicos subbéticos, entre los cuáles son frecuentes las morfologías kársticas sobre rocas evaporíticas, fundamentalmente yesos. Se estiman en más de 1.000 las cavidades conocidas, algunas de ellas de gran desarrollo horizontal (Sistema Hundidero-Gato, con casi 8.000 m) y otras de considerable profundidad (Sima GESM, con 1.101 m de desnivel). El exokarst ofrece una amplia gama de formas: campos de dolinas, poljes kilométricos, *torcales*, lapiaces, cañones fluviokársticos, valles ciegos, son algunas de las más representativas. No sólo la variedad atañe a las formas, también el medio kárstico es rico en depósitos, detríticos y espeleotemas en el endokarst, y numerosos edificios travertínicos en el karst exterior (Fig. 3.2).

Si desde el aspecto meramente científico es importante el karst malagueño, también contiene valores que lo hacen relevante desde puntos de vista más prácticos. Existen cuatro cavidades habilitadas al turismo en la provincia (Nerja, Pileta, Tesoro y Doña Trinidad ó Ardales), con una notable contribución a las economías locales (Durán, 1994). Los aspectos hidrogeológicos, en lo relativo a explotación de los acuíferos kársticos son particularmente importantes, dado los elevados recursos existentes y el bajo grado de utilización, por lo que su potencial es grande en un futuro inmediato. Esta afirmación no significa que no existan problemas locales de sobreexplotación de acuíferos kársticos ó de intrusión marina (Burillo *et al.*, 1988). Es significativa la contribución de fuentes y manantiales kársticos a la industria balnearia y de aguas minerales naturales y de manantial; un tercio de los puntos de agua de mineralización singular del total inventariado en la provincia, están directamente relacionados con acuíferos kársticos, siendo, además, en general, las de mayor calidad. Existen yacimientos minerales relacionados con fenómenos y morfologías kársticas (por ejemplo, el yacimiento de hierro de la Cueva-Mina de Benalmádena, en los mármoles alpujárrides de la Sierra de Mijas).

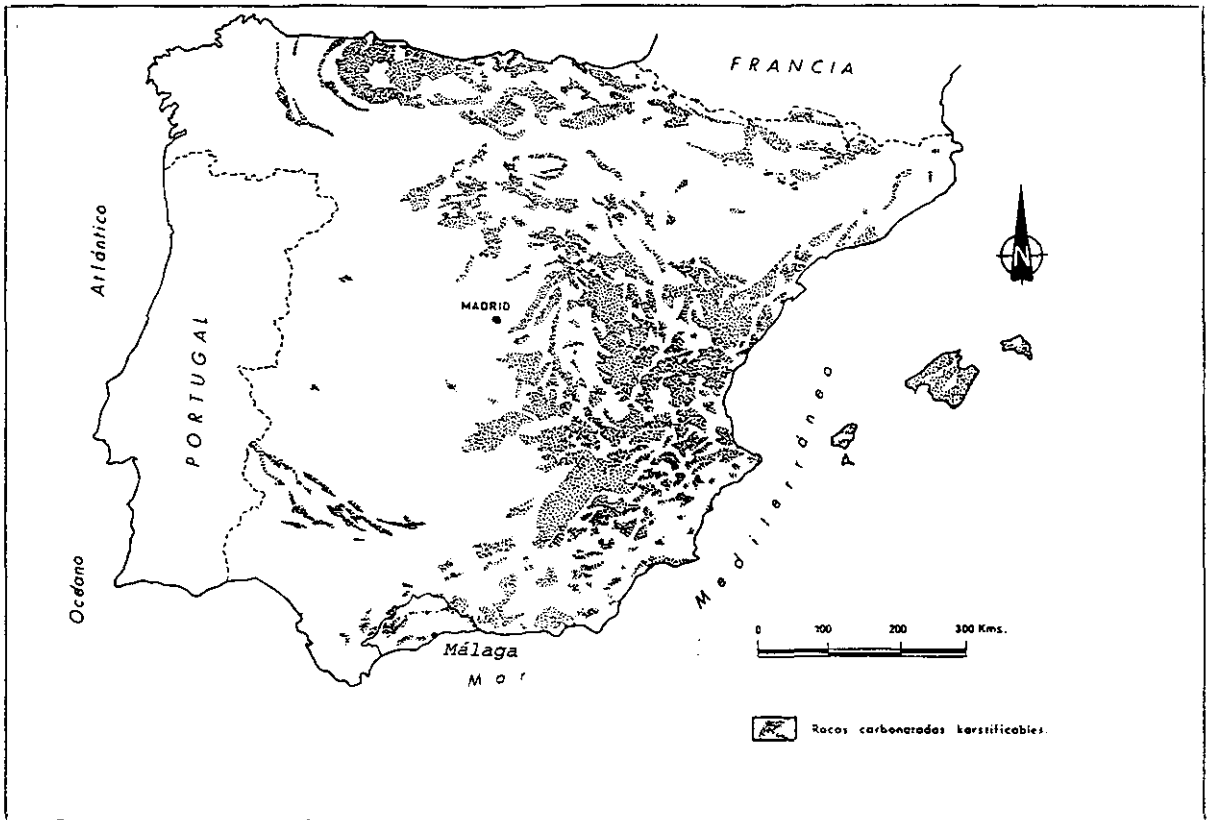


Figura 3.1 La provincia de Málaga en relación con los afloramientos de rocas carbonatadas karstificables de la España continental y Baleares.

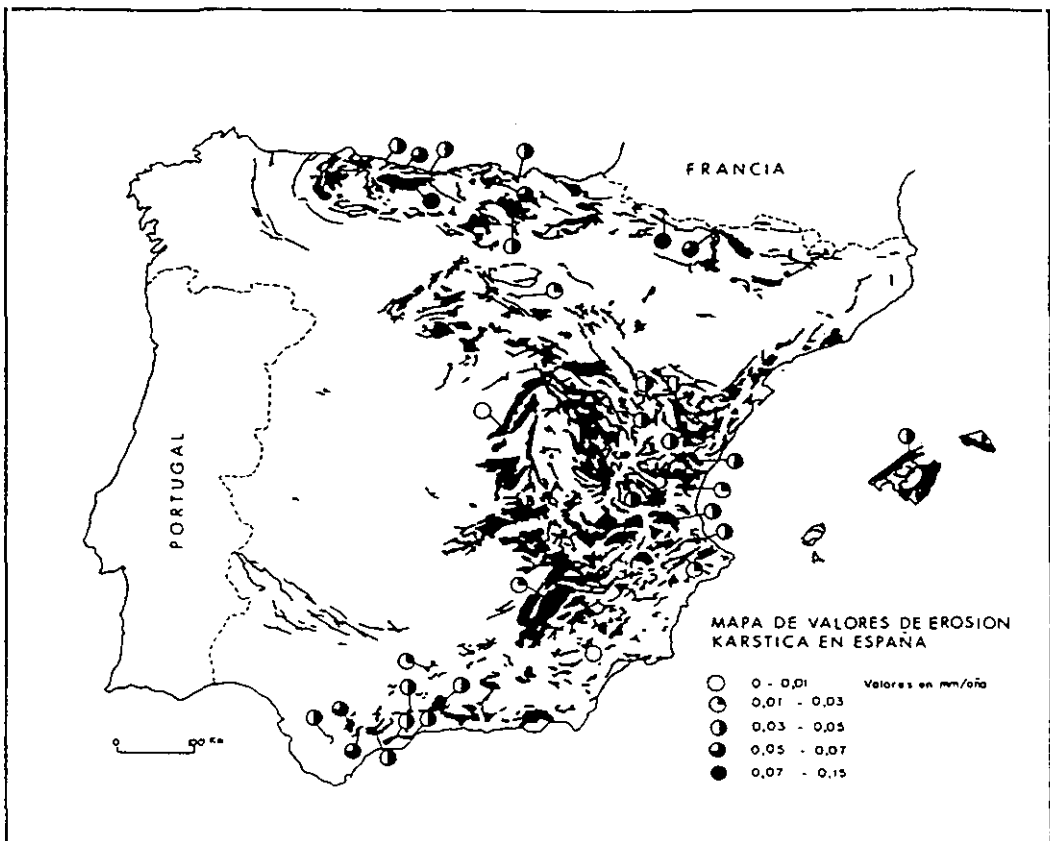


Figura 3.2 Mapa de valores de erosión kárstica en España. Destacan los valores medios y elevados en la provincia de Málaga.

De igual modo, en los aspectos ambientales y patrimoniales el karst tiene un peso notable. Recientemente Durán *et al.* (1996) han puesto de manifiesto los valores kársticos presentes en los espacios naturales protegidos malagueños. También desde el punto de vista arqueológico, el interés es neto: se conocen 44 cavidades con yacimientos arqueológicos y/o arte rupestre, algunas de ellas de trascendencia internacional.

3.1. Antecedentes

El conocimiento del karst malagueño en la antigüedad, se reduce a esporádicas citas de algunos autores, referidas a cavidades ó a lugares de alguna singularidad paisajística. Posiblemente, el primer autor que aludió a una cueva malagueña fue Plutarco. En su obra *Vidas Paralelas* narra la historia de Marco Craso, noble patricio romano que huyendo de las revueltas que tuvieron lugar durante la República, vino a refugiarse durante ocho meses en una cavidad del sur de España cercana al mar. Numerosos autores han intentado identificar dicha cavidad con alguna de las conocidas (la Cueva del Gato, alguna de las existentes en Gibraltar y, con más insistencia, la Cueva del Higuerón, hoy conocida bajo el nombre de Cueva del Tesoro). Cualquiera que realmente fuere, lo importante es el testimonio escrito del siglo I a.n.E. en relación con el conocimiento de cavidades en la *Baetica*.

Hay que dar un salto en el tiempo de casi 17 siglos para volver a encontrar referencias en la literatura. Vicente Espinel, escritor rondeño, incluye en su obra numerosas referencias a cuevas, algunas de ellas en la Serranía de Ronda, de difícil adscripción, aunque muy bien pudieran ser algunas de las que forman el Complejo Motillas-Ramblazo.

Las primeras *exploraciones espeleológicas* de las que se tienen noticias son de finales del siglo XVII y principios del XVIII. *El conocimiento científico* de las cavidades y su contenido, por lo general arqueológico, y de los macizos kársticos tendrá que esperar un poco más, arrancando en la segunda mitad del siglo XIX.

3.1.1. Las exploraciones espeleológicas

Posiblemente, la primera incursión al interior de una cueva malagueña de la que se tenga constancia fue la realizada por una veintena de hombres a finales del siglo XVII ó principios del XVIII, relatada por el reverendo Milla y transcrita por Medina Conde, bajo el seudónimo de *Cecilio García de la Leña*, en su obra "Conversaciones Históricas Malagueñas", publicada en 1789. Esa expedición realizada en la Cueva del Higuerón, en el Cantal Alto (Rincón de la Victoria), estuvo motivada por los deseos de encontrar un pretendido tesoro enterrado allí por "cinco reyes mahometanos". Tres siglos más tarde, la leyenda del tesoro continúa instalada en el nombre actual de la cavidad, habilitada para el turismo (Cueva del Tesoro). En el último tercio del siglo XVIII (1770), el cura de la villa de Cortes de la Frontera da cuenta de la exploración de la Cueva de las Motillas, en el límite entre Málaga y Cádiz. El 26 de agosto de 1789, Cayetano Breciani, junto a uno de los arquitectos malagueños más reputados, Miguel del Castillo, realizaron una incursión espeleológica a la Cueva del Higuerón, motivada por la publicación de la obra citada anteriormente de García de la Leña (Cabrerá, 1990). Esta exploración dió como resultado un informe detallado y un plano topográfico de la cueva, de gran calidad. Los datos arrojaron una longitud de la cueva de más de 350 m y una profundidad de casi 70 m. La comparación de la topografía de esta cavidad publicada en 1796 y la realizada por la Sociedad Excursionista de Málaga hace pocos años sorprende grandemente por dos cuestiones: la precisión y el grado de detalle del plano levantado en 1789 y publicado en 1796, y la divergencia de 45° de los respectivos *nortes* de ambas topografías, no explicable por los valores de la declinación magnética en la zona; la orientación del plano del siglo XVIII aparece *rotada* 45° hacia el oeste, respecto a lo real, lo que contrasta con la precisión del trazado y con la categoría del autor del mismo.

Ya en la primera mitad del siglo XIX las exploraciones espeleológicas debieron ser mucho más frecuentes, a juzgar por los múltiples *autógrafos* dejados por los exploradores en numerosas cavidades malagueñas: las cuevas Oscura (Frigiliana) y de los Órganos (Mollina) son buenos ejemplos de ello. En 1831 se descubrió, tras el hundimiento de su boca actual, taponada por derrubios, la Cueva de Doña Trinidad, ahora conocida como Cueva de

Ardales, explorándose de inmediato, y convirtiéndose muy pronto en la primera cavidad española habilitada para su visita turística. El *Diccionario Geográfico* de Pascual Madoz (1845-1850) cita numerosas cavidades malagueñas, entre otras la ya célebre por entonces Cueva del Gato, elevada a categoría de "primera maravilla natural de la Serranía de Ronda" por las descripciones que de ella hicieron muchos de los viajeros románticos ingleses.

En la segunda mitad del siglo XIX, las exploraciones en la Cueva del Higuerón fueron continuas, en la generalizada creencia de la existencia de un tesoro. Se sucedieron personajes como Antonio de la Nari (*El Suizo*), que perdió su vida por la explosión de un barreno, y se crearon sociedades para la búsqueda del tesoro, que terminaron con considerables mermas en las fortunas de algunos malagueños de entonces.

Los dos catálogos espeleológicos publicados a finales del siglo XIX (el de Casiano de Prado y el de Puig y Larraz) incluyen ya varias decenas de cuevas malagueñas, lo que parece evidenciar que las exploraciones y los *descubrimientos* se multiplicaron. Con posterioridad a la publicación de varias ediciones del inventario de Puig y Larraz (la última en 1896), se dieron a conocer algunas cavidades nuevas por investigadores de la Comisión del Mapa Geológico y de la Real Sociedad Española de Historia Natural. En Málaga, Chaves y Pérez del Pulgar (1898) exploró algunas pequeñas cavidades en la región de Maro.

El inicio del siglo XX fue pródigo en novedades espeleológicas: en 1905 se *descubrió* (era conocida popularmente) la Cueva de la Pileta, en plena Sierra de Líbar, en la "agreste y salvaje España" del coronel W. Werner, que describiría sus exploraciones en un semanario inglés de la época. Diez años más tarde se publicaría un libro clásico para el estudio del arte rupestre: *La Pileta à Benaoján*, del abate Breuil, que aprovechó sus estancias en Málaga para visitar y estudiar numerosas cavidades (Tesoro, Gato, Trinidad, Órganos, etc), sobre todo desde el punto de vista de un prehistoriador, pero preocupado también por otras cuestiones (recolectó e hizo llegar muestras de fauna cavernícola a algunos naturalistas europeos). Las experiencias de Breuil despertaron el interés de algunos miembros de la Sociedad Malagueña de Ciencias, que ya anteriormente se habían mostrado preocupados por el estudio de las cavernas, como demostró J. Navarro con la publicación, en 1884, de un trabajo sobre la

Cueva del Tesoro, en Torremolinos (sin ninguna relación con la Cueva del Higuerón, posterior Cueva del Tesoro), cavidad abierta en los travertinos allí existentes. Es posible que esta cavidad, o una similar, fuera la citada por Guillermo Bowles, en la *Introducción a la Historia Natural y a la Geografía Física de España*, del año 1775, refiriendo las hermosas formaciones de alabastro calizo que el agua originaba, y que fueron explotadas para labrar las columnas del Palacio Real de Madrid.

El interés de la Sociedad de Ciencias, redoblado por los hallazgos de Breuil, hizo que Miguel Such iniciara en 1915, como él mismo afirma "por pura afición a la Geología", las labores de exploración, topografía y excavación de la Caverna del Hoyo de la Mina, en Los Cantales, al este de la ciudad de Málaga. Durante 1918 y 1919 pronunció conferencias en la citada Sociedad, sobre sus descubrimientos, publicando finalmente un libro en 1920: *Avance al estudio de la Caverna del Hoyo de la Mina*.

En la década de 1920 tiene lugar un acontecimiento importante, que contribuyó al conocimiento espeleológico, geológico e hidrogeológico de uno de los sistemas kársticos más importantes de la provincia: el Sistema Hundidero-Gato, en la Sierra de Líbar. Se iniciaron las obras para la construcción de la presa de los Caballeros ó de Montejaque, con el fin de embalsar las aguas del Río Gadares antes de su pérdida por la boca de Hundidero. Las labores, absolutamente ciclópeas, terminaron por ser abandonadas al no poderse impedir las filtraciones hídricas en el lecho del embalse. Como consecuencia de los trabajos de impermeabilización, se realizaron kilómetros de caminos y puentes de piedra, madera y metal por el interior de la red kárstica, con las consiguientes tareas de exploración y planimetría, que desembocaron en un conocimiento ingente del sistema. Todo el material histórico, científico y espeleológico de estas obras se consideró *perdido* durante varias décadas, hasta que hace algunos años fue *redescubierto* por miembros del Grupo Espeleológico GEOS de Sevilla, aunque desgraciadamente aún no ha sido divulgado lo suficiente.

Hacia 1930, la Sociedad Excursionista de Málaga -fundada en 1906- realiza frecuentes visitas a la Cueva de Doña Trinidad, por entonces abandonada en lo relativo a las visitas turísticas. En la década siguiente, se tienen esporádicas noticias de alguna exploración

espeleológica novedosa, como el primer descenso al Gran Pozo Final de la Cueva de la Pileta, posiblemente la mayor vertical descendida hasta entonces, con unos 70 m.

Los años 50, 60 y 70 supusieron el nacimiento de la espeleología de Málaga, con la creación de varios clubes. Posiblemente contribuyera al desarrollo de la misma, el descubrimiento en el año 1959 de la Cueva de Nerja, (denominada entonces Cueva de las Maravillas) por un grupo de muchachos de Maro. El Patronato de la Cueva de Nerja se creó rápidamente, en 1960, manteniendo su actividad hasta la actualidad, gestionando la visita turística de la cavidad y fomentando las investigaciones.

A finales de la década de los 60 se crea el Comité Regional de Espeleología, embrión de la posterior Federación Andaluza de Espeleología, que nucleó al colectivo de espeleólogos andaluces en general y de Málaga en particular. Los frutos se recogieron pronto: en el año 1972 se descubre, en una campaña de exploración sistemática de la parte alta de la Sierra de Las Nieves en busca de la legendaria Sima Honda, Sima GESM, que finalizada su exploración años más tarde, se convertiría en la única cavidad del sur de España que supera -y con mucho- los 300 m de profundidad, alcanzando en su momento la máxima profundidad alcanzada en una cavidad kárstica.

Desde ese momento (mediados de los setenta) hasta la actualidad, las exploraciones se suceden vertiginosamente, adquiriendo el carácter de *sistemáticas*, peinandose las zonas kársticas de mayor interés o accesibilidad: Los Cantales del este de Málaga, El Torcal de Antequera ó los karsts yesíferos del norte de la provincia, con el hallazgo de numerosas cavidades desconocidas hasta entonces; también han sido exploradas y topografiadas sistemáticamente las cavidades mayores de la provincia, como el Sistema Hundidero-Gato, la propia Sima GESM y la Cueva de Nerja. El uso de técnicas espeleológicas modernas y la colaboración entre investigadores y espeleólogos ha posibilitado avances muy notables en estas últimas décadas, y aún lo deben hacer con más rentabilidad en el futuro inmediato.

En los últimos diez años se han publicado algunas síntesis de los resultados más destacables de las exploraciones espeleológicas en Málaga, como la *Guía de Cuevas de*

Málaga (Pérez Berrocal y Moreno, 1988), en la cual se evalúa en 700 el número de cavidades malagueñas conocidas, ó la relación de grandes cavidades de la provincia, considerando como tales las de más de 100 m de profundidad ó más de 1.000 m de desarrollo, que suman un total de 30 cuevas y simas (Ramírez, 1995).

3.1.2. El estudio científico de los macizos kársticos

Los primeras referencias podrían corresponder a algunos naturalistas de finales del siglo XVIII, como Bowles (1775) que refieren de pasada alguna alusión a El Torcal de Antequera, y al origen de los depósitos travertínicos del sureste de la Sierra de Mijas, en Torremolinos. Del último tercio del siglo siguiente es la primera descripción conocida de la Sierra de Huma (Arevalo y Baca, 1876). Este es el momento (año 1872) de la creación de la Sociedad Malagueña de Ciencias Físicas y Naturales que, aunque no promovió muchos estudios *fisiográficos*, si impulsó los de tipo *geológico* y aquellos relacionados con algunas cavidades kársticas malagueñas, entre las dos últimas décadas del siglo XIX y las dos primeras del XX. La excepción es la recopilación de notas y fragmentos de trabajos enteros que C. Sanz y Egaña publicó en el Boletín de dicha Sociedad sobre El Torcal de Antequera en el año 1912.

La década de los 20 significó un importante impulso en el conocimiento de algunos macizos kársticos malagueños. Los trabajos de Carandell (1922, 1923 y 1926b) relativos a las gargantas fluvio-kársticas de El Chorro, a El Torcal de Antequera (calificado ya de típico paisaje *cárstico*), y a diversos estudios fisiográficos de la cuenca del Río Guadiaro son algunas muestras de ello. Culminaron con la difusión internacional que significaron las excursiones del XIV Congreso Geológico Internacional, algunas de las cuáles tuvieron El Torcal como objetivo (Carandell, 1926a).

Hacia 1930, es la Sociedad Excursionista de Málaga la que realiza continuas excursiones a diversos macizos kársticos de la provincia, publicando breves notas descriptivas sobre El Torcal, Sierra Tejada y otros relieves calcáreos. Sermet (1934a) publica su trabajo

sobre morfologías de presunto origen *glaciar* en las cumbres de Sierra Tejeda. Las décadas posteriores fueron poco productivas en este campo, aunque se realizaron trabajos fundamentales para el conocimiento geológico de la provincia (v.g. los de Blumenthal, entre 1927 y 1950).

Posteriormente, El Torcal vuelve a ser protagonista de un trabajo de Cabanás (1960), que calificó al macizo kárstico malagueño más estudiado de "típico karst de mesa". La Sierra del Valle de Abdalajís, fue objeto de un estudio morfológico y fotogeológico por parte de Peyre (1965), que realizaba trabajos geológicos en la región de Antequera para su Tesis Doctoral. También en estos años comienza sus trabajos R. Lhènaff, en el polje de Zafarraya (Lhènaff, 1968), y posteriormente en la Sierra de Lívar (Lhènaff, 1977a), que culminarían con el estudio geomorfológico más importante realizado en la Cordillera Bética centro-occidental (Lhènaff, 1977b). La década de los 70 fue pródiga en trabajos karstológicos: Fernández Rubio y Delgado (1975) estudian las relaciones entre karstificación y fracturación en El Torcal; Pezzi (1975, 1977a y 1979) realiza sendos trabajos sobre la influencia del periglaciario en la génesis de las peculiares formas de dicho macizo kárstico; Pezzi (1977b), contribuye con su Tesis Doctoral sobre *Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética*, al estudio de los macizos de El Torcal, Sierra Gorda (incluyendo la Sierra de Alhama) y, por primera vez señala la karstificación existente sobre los yesos triásicos subbéticos, en el sector de Los Hoyos y Lomas de Yesar, cerca de Archidona. Ya en la década de los 80 los trabajos se multiplican; merece destacarse el de Cruz San Julián (1980) en la región de Cuevas de Becerro-Teba-Cañete la Real, con las primeras dataciones absolutas sobre travertinos; los de Delannoy (1984, 1987 y 1989), Delannoy y Díaz (1986), Delannoy y Guendon (1986), y Delannoy *et al.* (1989a y b) en la Serranía de Ronda, especialmente en las sierras de Lívar y de Las Nieves, con la realización de cartografías geomorfológicas y el establecimiento de secuencias evolutivas regionales; el de Rodríguez Vidal (1986) sobre fracturación y karst en Sierra Blanca, y los relativos a karsts yesíferos (Molina, 1982; Durán, 1984; Durán y Burillo, 1985; Durán y Molina, 1986).

Posteriormente, se han realizado algunas síntesis de carácter regional que engloban los macizos kársticos malagueños, entre las que destacan las de Ayala *et al.* (1986), en el

Mapa del Karst de España; el número monográfico de la revista *karstologia-Mèmoires* (1986), dedicado al karst en Andalucía; el de Díaz del Olmo y Delannoy (1989), sobre el karst en las Zonas Internas de la Cordillera Bética y el Subbético; los trabajos de la Reunión franco-española sobre los karsts mediterráneos de Andalucía Occidental, celebrada en 1989; y, por último, la Tesis Doctoral de Alonso (1990) sobre el modelado kárstico de la Cordillera Bética andaluza.

3.2. Principales macizos kársticos

Los macizos kársticos de la provincia de Málaga pueden agruparse para su descripción según las afinidades paleogeográficas de las series sedimentarias, ya que estas constituyen el punto de partida de los sistemas kársticos existentes en aquellos. Los principales macizos kársticos carbonatados y su toponimia se han reflejado en la Fig. 3.3. Las zonas yesíferas con desarrollo de la karstificación se detallan en la Fig. 3.4.

Los macizos de las Zonas Externas se caracterizan geomorfológicamente por presentar relieves vigorosos de naturaleza carbonatada, alternantes con "corredores" más o menos deprimidos, de naturaleza margosa. Los macizos carbonatados suelen corresponderse con estructuras anticlinales, si bien en detalle se encuentran con frecuencia profundamente fracturados, plegados y con escamas. Este simple esquema geomorfológico ayuda a comprender la hidrogeología de los macizos kársticos, confinados frecuentemente por materiales impermeables; el Triás suele hacer el papel del nivel impermeable basal, si bien otras formaciones jurásicas, cretácicas y terciarias ejercen también el papel de sello hidráulico.

Existió una gran diferencia en cuanto al desarrollo de las morfologías kársticas en los macizos penibéticos y del Subbético Medio. Por lo general, los macizos penibéticos presentan una riqueza y variedad excepcional de manifestaciones kársticas. Entre ellos pueden citarse la Sierra de La Utrera, la Sierra de Líbar, y otros pequeños afloramientos del penibético occidental, las sierras de El Chorro y del Valle de Abdalajís, y El Torcal de Antequera.

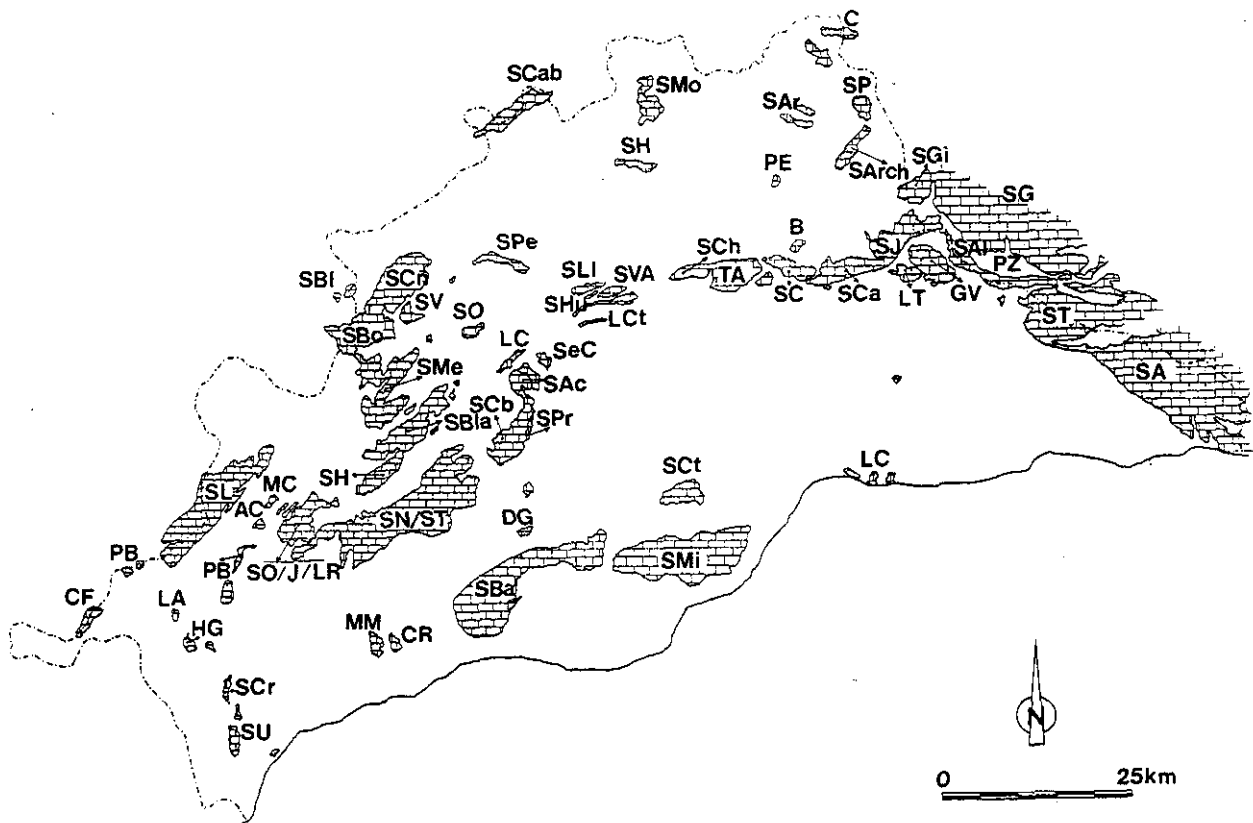
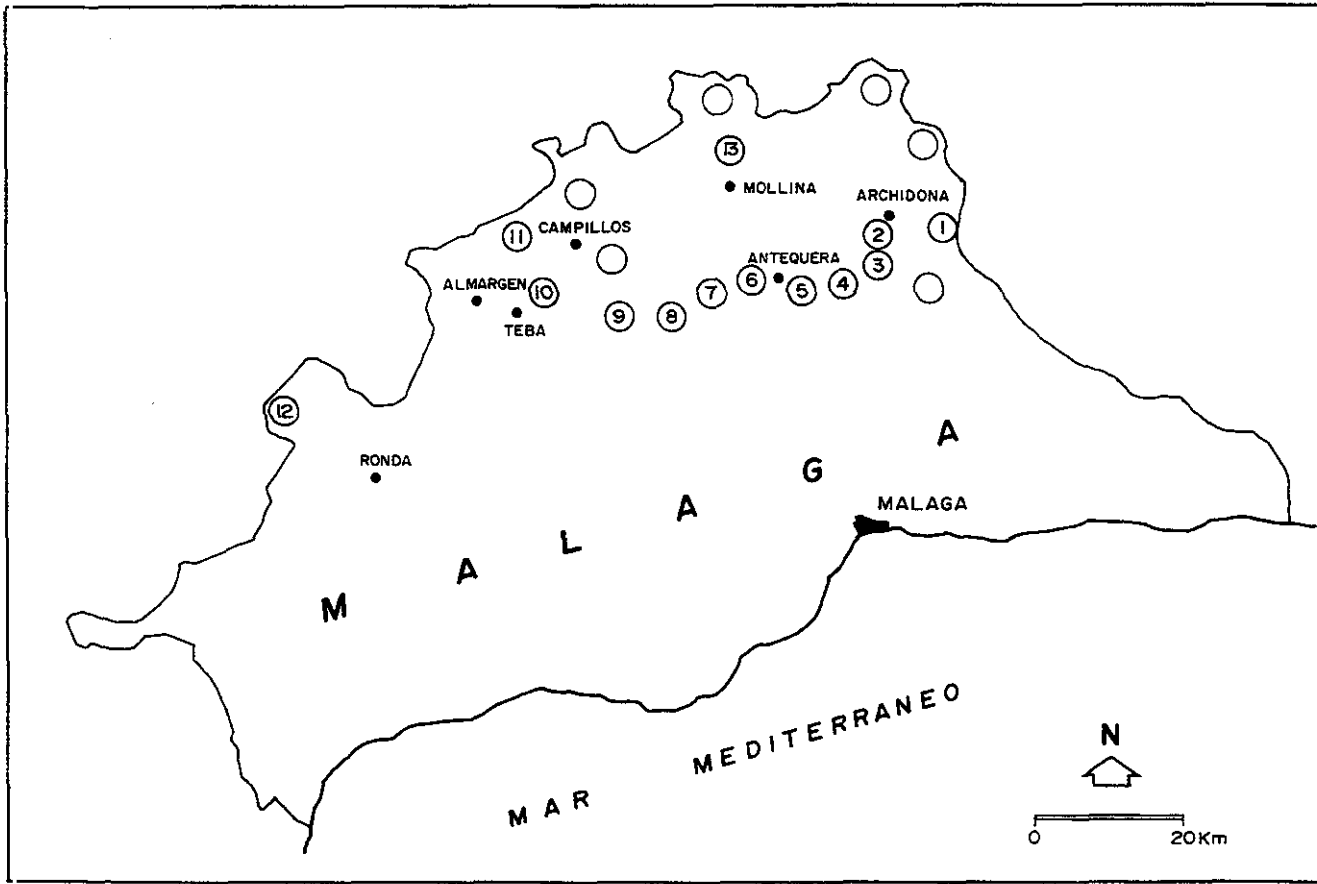


Figura 3.3.

Situación de los principales macizos kársticos de la provincia de Málaga y zonas adyacentes: S Cab, Sierra de los Caballos; S Mo, Sierra de Molina; C, Camorro de Cuevas Altas; SH, Sierra de Humilladero; SAR, Sierra de Arcas; SP, Sierra del Pedroso; PE, Peñón de los Enamorados; SArch, Sierra de Archidona; SGi, Sierra de Gíbalto; SG, Sierra Gorda; SBl, Sierra Blanquilla; SCñ, Sierra de Cañete; SPe, Sierra de Peñarubia; SLI, Sierra Llana; SVA, Sierra del Valle de Abdalajís; SCh, Sierra de Chimenea; SHu, Sierra de Huma; LCt, Castillones; TA, Torcal de Antequera; B, Buitreras; SC, Sierra de las Cabras; SCa, Sierra de Camarolos; SJ, Sierra de San Jorge; LT, Los Tajos; GV; Gallo-Vilo ó Sierra de Enmedio; SAI, Sierra de Alhama; Pz, Polje de Zafarraya; ST, Sierra Tejeda; SA, Sierra Almijara; SBo, Sierra del Borbollón; SMe, Sierra de los Merinos; SBla, Sierra Blanquilla; SH, Sierra de la Hidalga; SCb, Sierra Cabrilla; SPr, Sierra Prieta; SAC, Sierra de Alcaparaín; SO, Sierra de Ortejícar; LC, Loma del Castillo; SeC, Serrezuela de Carratraca; SL, Sierra de Líbar; AC, Alto del Conio; MC, Medio Culo; SO/J/LR, Sierra del Oreganal, Jarastepar, y los Riscos; SN/ST, Sierras de las Nieves y de Tolox; DG, Domo de Guaro, SCT, Sierra de Cártama ó Sierra Llana; LC, Los Cantales; PB, Peñón del Berrueco; CF, Cerros de la Fantasía y Cerro Campoy; LA, Las Angosturas; HG, Hacho de Gaucín; PB, Peñón de Benadalid; S Cr, Sierra Crestellina; SU, Sierra de la Utrera; MM, Monte Mayor; CR, Cerro Redondo, SBa, Sierra Blanca; SMi, Sierra de Mijas.



ZONAS KARSTICAS Y CAVERNAMIENTO EN YESOS TRIASICOS:

①	LOS HOYOS . ARCHIDONA _____	0	CAVIDADES
②	PEÑAS PRIETAS . ARCHIDONA _____	6	"
③	LOMA DEL YESAR . ARCHIDONA _____	6	"
④	LAS LOMAS - EL ROMERAL . ANTEQUERA _____	8	"
⑤	ANTEQUERA - ESTE _____	0	"
⑥	ANTEQUERA - OESTE _____	2	"
⑦	JUNCAR-PERDICES . ANTEQUERA _____	9	"
⑧	GOBANTES . ANTEQUERA _____	78	"
⑨	VADOLOSYESOS-PEÑARRUBIA . CAMPILLOS _____	0	"
⑩	TEBA-ALMARGEN _____	0	"
⑪	CAMPILLOS _____	1	"
⑫	MONTECORTO . RONDA _____	0	"
⑬	LA CAMORRA . MOLLINA _____	3	"
○ ZONAS PENDIENTES PROSPECCION		TOTAL CAVIDADES _____	113

REGIMEN VADOSO
LIBRE / ANEGADO ACTIVO

REGIMEN FREATICO FOSIL
BAJO COBERTURA
CARBONATADA

Figura 3.4 Localización de las principales zonas kársticas en yesos triásicos de la provincia de Málaga.

Particularmente destacable es la Sierra de Líbar (Figs. 3.5 y 3.6) que presenta innumerables depresiones cerradas de tamaño kilométrico o métrico (poljes, campos de dolinas, etc), cuevas, simas y surgencias de excepcional magnitud. Algunos ejemplos que podrían señalarse son el Sistema Hundidero-Gato, con casi 8.000 m topografiados, y que probablemente supere los 10 km de desarrollo total. Este complejo kárstico es el responsable del abandono de la Presa de Montejaque (o Presa de los Caballeros), que pretendía embalsar las aguas procedentes del río Gadares antes de sumirse en la red subterránea, por la boca de Hundidero. La surgencia del complejo (boca de Gato), llega a evacuar caudales punta de 15.000 l/s, manteniendo caudales de base del orden de 150 l/s. El polje de Benaoján, la Sima de Republicanos (con más de 200 m de profundidad), la Cueva de la Pileta (cavidad de interés geomorfológico y arqueológico, abierta al turismo), son otras formas kársticas importantes de la región, junto con el cañón kárstico de las Angosturas del Guadiaro, entre las localidades de Cortes de la Frontera y Gaucín. También, en el sector limítrofe entre Cádiz y Málaga (términos municipales de Jerez de la Frontera y Cortes de la Frontera) se sitúa el Complejo de Motillas-Ramblazo, con 4.751 m de desarrollo, en calizas del Penibético (Santiago, 1980 a y b).

Otro macizo penibético importante es el conocido Torcal de Antequera. Consiste en un "típico karst de mesa" (Cabanás, 1960), donde destaca un campo de depresiones irregulares con morfología ruiforme instalado en calizas jurásicas plegadas en "champiñón". La disposición horizontal de los estratos, la intensa fracturación, la disolución y el periglaciario (Pezzi, 1975 y 1977 a y b), han modelado un paisaje verdaderamente espectacular, con inmensos corredores kársticos y simas, que actualmente goza de protección oficial tras la declaración de Parque Natural en 1978. Cabe destacar también, algo más al oeste, el desfiladero de los Gaitanes, en el paraje conocido como El Chorro, cañón kárstico de más de 300 m de altura, por el que discurre el río Guadalhorce.

Los macizos del Subbético Medio son mucho menos ricos en manifestaciones kársticas, debido a la naturaleza margosa del Jurásico Medio y Superior. Pese a ello, las sierras septentrionales de la provincia (Sierra de Cañete La Real, Sierra de La Camorra de Mollina, Sierra de Humilladero, Sierra de Arcas, Sierra del Pedroso, Sierra de Archidona,

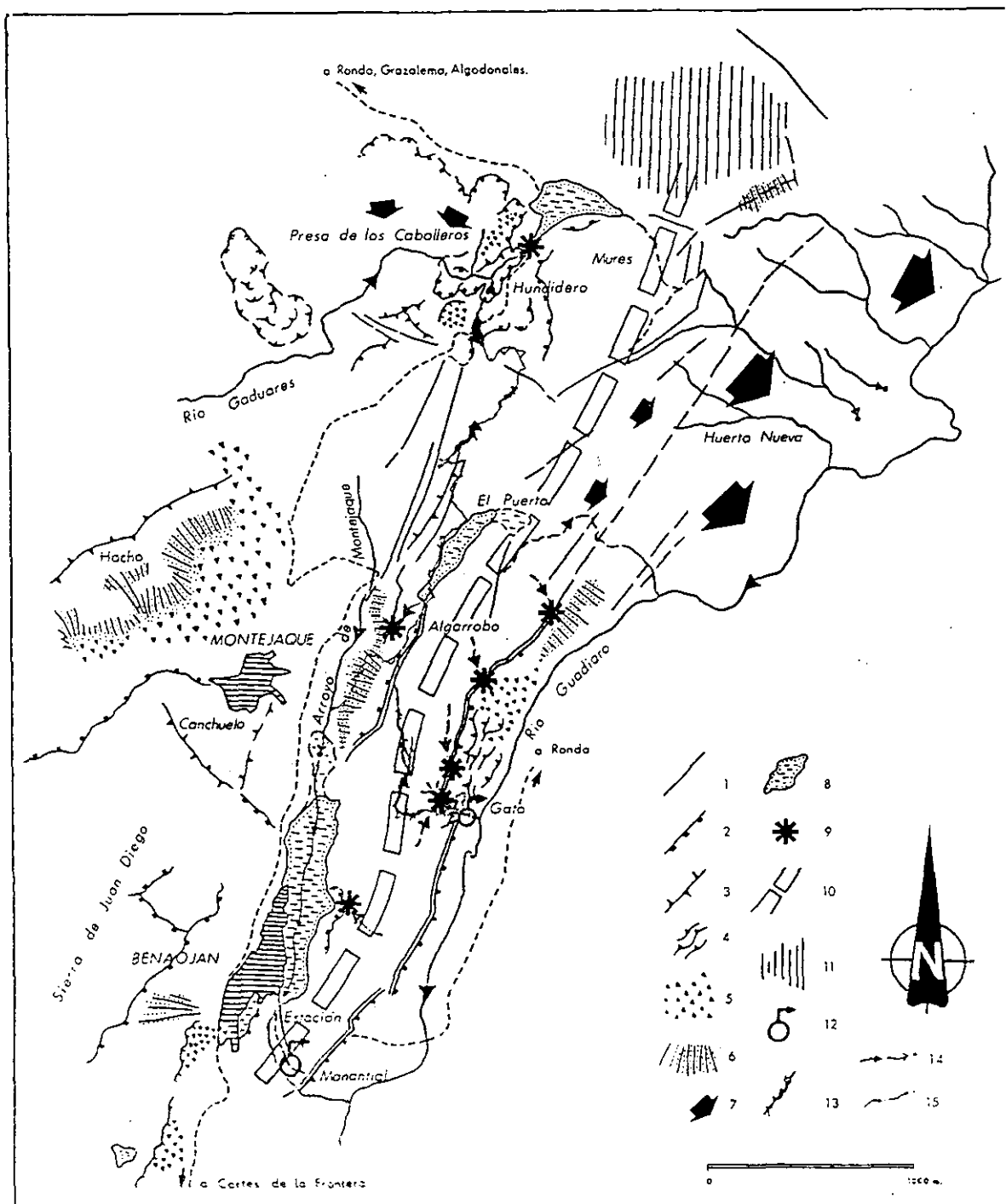


Figura 3.5 Esquema morfoestructural del extremo nororiental de la Sierra de Líbar (Durán y Soria, 1989).

Leyenda :

- 1.- Fractura con reflejo morfológico; 2.- Escarpe erosivo estructural;
- 3.- Arista, cresta; 4.- Deslizamientos; 5.- Coladas de bloques ; 6.-Laderas de derrubios; 7.- Movimientos en masa complejos ; 8.- Dolinas y poljes ; 9.- Terminación de valles colgados; 10.- Eje de levantamiento;
- 11.- Superficie erosiva ; 12.- Surgencias kársticas principales; 13.- Proyección del Sistema Kárstico Subterráneo Hundidero-Gato; 14.- Cauce y pérdida; 15.- Cauce esporádico.

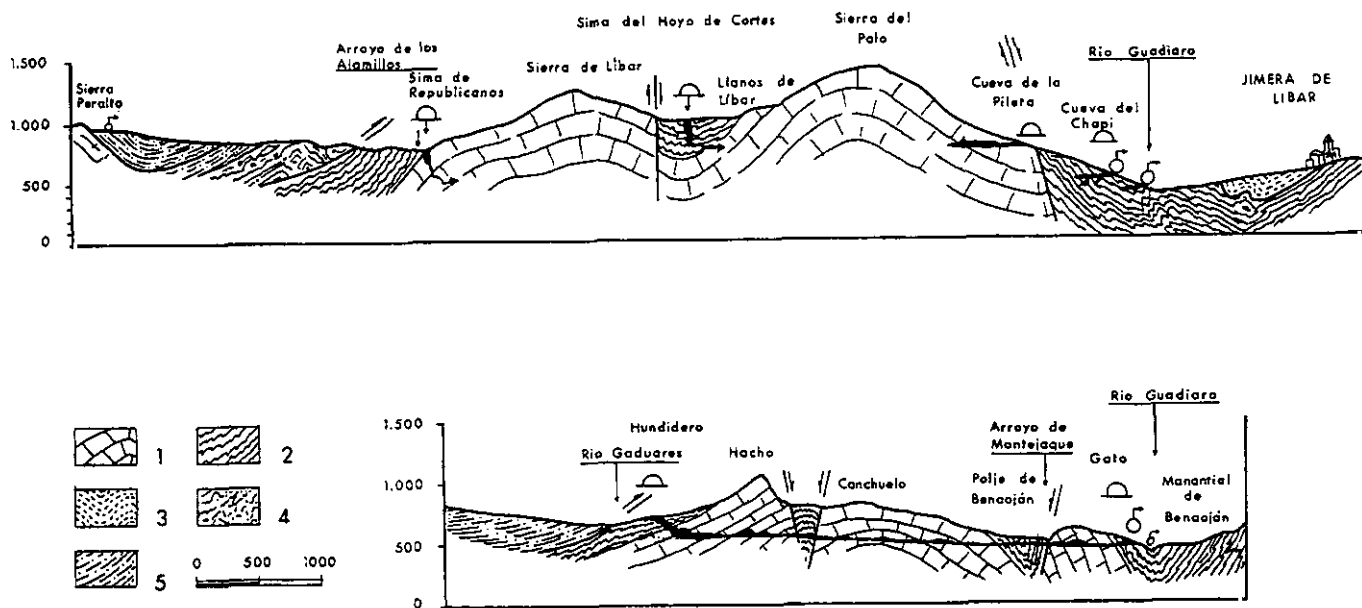


Figura 3.6

Cortes geológicos de la Sierra de Libar, con indicación de la situación de las principales cavidades y manantiales kársticos. Penibético: 1, calizas y dolomías jurásicas; 2, margocalizas cretácicas (*capas rojas*); 3, 4, y 5, unidades tipo flysch.

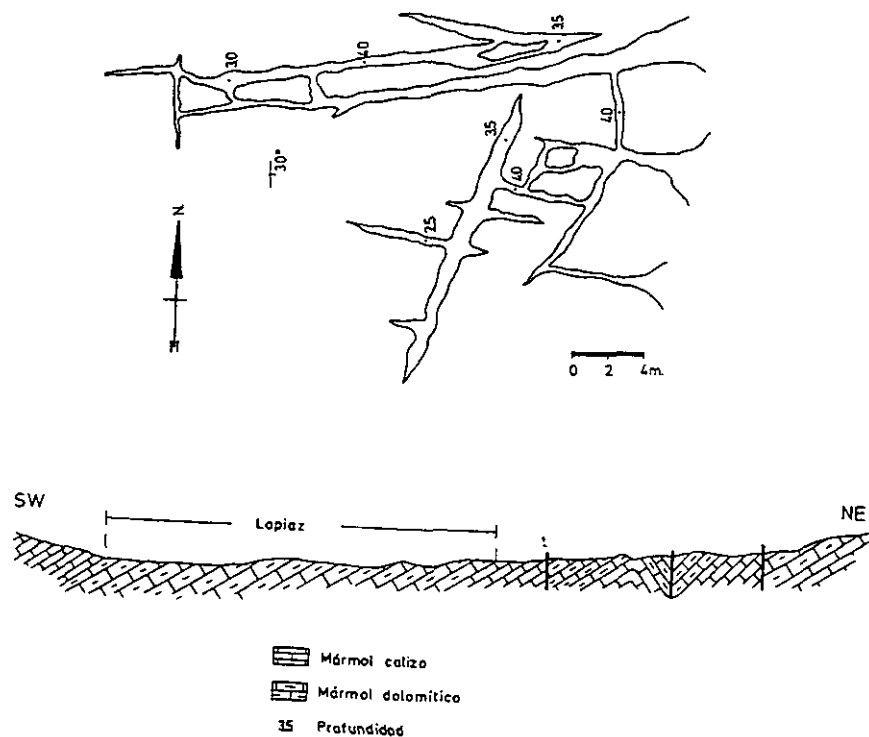


Figura 3.7

Lapiaz estructural del Cerro Juanar, en Sierra Blanca (según Rodríguez Vidal, 1982).

entre otras) y las comprendidas en el arco montañoso conocido como *Alta Cadena* en la literatura geológica (entre el Puerto de Las Pedrizas y Ventas de Zafarraya) presentan algunas morfologías de interés.

En las Zonas Internas, la diversidad geomorfológica e hidrogeológica es mayor, existiendo macizos kársticos en los materiales de los tres complejos aflorantes en la provincia. La Dorsal Bética aflora extensamente en la Serranía de Ronda (Sierra de las Nieves, Málaga) ofreciendo un macizo kárstico activo importante, con potencias de materiales carbonatados triásicos y jurásicos del orden de 1.500 m; aquí se localiza la denominada Sima GESM, con 1.101 m de profundidad, se encuentra entre las mayores verticales del mundo. Este macizo es uno de los mejores ejemplos españoles de karst mediterráneo en transición con la alta montaña, con formas nivales actuales a muy pocos kilómetros de la costa. En él se localiza también el semipolje de la Nava. Las Sierras Blanquilla, Prieta y de Alcaparaín presentan mucho menor desarrollo de la karstificación.

En los macizos del Complejo Alpujárride, son relativamente frecuentes las grandes cavidades, si bien, también existen algunos prácticamente exentos de rasgos morfológicos de karstificación importante. Así ocurre, por ejemplo, en la Sierra de Mijas y en Sierra Blanca, así como en otras de menor entidad, como la Sierra de Cártama. Probablemente muchas de las formas endokársticas se encuentran en estado fósil, cegadas o inaccesibles.

Las sierras Tejeda y Almijara presentan, por el contrario un mayor desarrollo de morfologías subterráneas, algunas de ellas tan espectaculares como la Cueva de Nerja, con 4.823 m de desarrollo ó la Cueva de la Fájara, cavidad hidrogeológicamente activa con 1.444 m topografiados. También existen en la parte alta de Sierra Tejeda, en torno a los 1.900-2.000 m s.n.m., cavidades verticales de tipo "pozos de acumulación de nieve". La Serrezuela de Carratraca constituye un reducido macizo kárstico alpujárride cuya principal forma endokárstica es la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales, con 1.577 m de desarrollo.

Entre los escasos afloramientos carbonatados de la cobertera del Complejo Maláguide, tan sólo algunos macizos presentan un desarrollo relativo del karst. La Sierra Crestellina y,

sobre todo, Los Cantales ó macizos costeros comprendidos entre Málaga y El Rincón de La Victoria, pueden ser considerados. En este último conjunto de pequeños macizos destacan algunas formas endokársticas: el Complejo de la Araña-Cuerda (más de 4.000 m) y la Cueva del Higuierón (abierta al turismo con el nombre de Cueva del Tesoro), que posee 2.046 m de desarrollo. Estas cavidades presentan, además, una extraordinaria importancia arqueológica y en general para el estudio del Cuaternario marino y continental de la Bahía de Málaga.

Por último, también el Trías de las Zonas Externas, de facies *germano-andaluza*, presenta zonas con sistemas kársticos debido a la presencia de materiales evaporíticos (yeso, anhidrita, halita) asociados a las arcillas, margas, areniscas, calizas, dolomías y rocas subvolcánicas de las series triásicas. En el Trías de la región de Antequera (entre Salinas y Gobantes) se pueden observar fenómenos kársticos muy interesantes, puestos de manifiesto por diversos autores (Cruz San Julián, 1974; Pezzi, 1977b; Molina, 1983; Durán y del Val, 1984; Durán, 1984 y Durán y Burillo, 1985). Esta franja triásica presenta sistemas kársticos muy desarrollados, con campos de dolinas, torcas, pérdidas de cauces fluviales, resurgencias, cuevas, simas y cañones, entre otras morfologías kársticas. Merecen destacarse los sectores de Campillos, Gobantes, Antequera, Archidona y Salinas.

El grado de karstificación puede deducirse de la alta densidad de dolinas existente en algunos puntos (de 3 a 10 dolinas/km²) o de la envergadura de las redes subterráneas: Cueva Sima del Negro, con 1.235 m de desarrollo, Cueva del Yeso III (709 m), Cueva Juncar I (704 m), Sima Lagunillas VIII (615 m) y Sima Aguila I (-112 m de profundidad), todas ellas en la zona de Antequera-Gobantes. Es interesante subrayar el papel hidrogeológico que pueden jugar los yesos triásicos karstificados, en varios sentidos:

- En primer lugar, el Trías no siempre es impermeable o confinante. El caso más espectacular se observa en la Sierra de La Camorra (Mollina), donde existen simas que taladran la serie carbonatada subbética para continuar posteriormente en los yesos triásicos que sirven de base al macizo. El papel de sello hidrogeológico del Trías es, pues, relativo.

- Por esta misma razón, los yesos triásicos pueden constituir un almacén y transmisor de agua aceptable: es decir, pueden existir acuíferos en los yesos, con reservas hidráulicas de interés; aunque de calidad hidroquímica deficiente para los usos habituales. Se localizan numerosas surgencias cuyos caudales arrojan más de 1 hm³/año.

- Por último, ambas características pueden suponer un riesgo de "contaminación hidroquímica" debido a la mala calidad de las aguas surgentes del karst yesífero. Los contenidos en sólidos disueltos suelen superar los 2.000 mg/l, haciéndolas inadecuadas para el consumo y/o riego. Así, por ejemplo, el Embalse del Guadalhorce-Guadalteba (Málaga) se ve afectado por una fuerte salinización derivada de la existencia en el vaso de un manantial salino (Manantial de Meliones), (Carrasco, 1978), cuyos intentos de neutralización han consumido cuantiosas inversiones.

3.3. Rasgos fundamentales del exokarst

A continuación se resumen los rasgos básicos fundamentales de las formas exokársticas de los macizos malagueños, separados en formas y depósitos.

3.3.1. Formas

Uno de los rasgos característicos del exokarst malagueño es la variedad de formas presentes, abarcando prácticamente toda la gama descrita en dominios morfoclimáticos semejantes. Lapiaces, poljes, dolinas, valles ciegos y cañones kársticos son abundantes en el conjunto de macizos carbonatados. Igualmente, estas morfologías exokársticas se encuentran bien desarrolladas en los afloramientos yesíferos del sector central de la provincia.

Quizás las formas que pueden considerarse más representativas del exokarst malagueño son las morfologías tipo *torcal*, con modelados ruiformes sobre calizas tableadas con un fuerte desarrollo de la erosión diferencial en las capas de diferentes contenidos en carbonato. El macizo donde esta morfología está más desarrollada es,

obviamente, El Torcal de Antequera, pero se encuentra en casi todos los macizos del Penibético.

Los grandes poljes pueden ser otro de los rasgos definitorios regionales; ocupan extensiones importantes en la Sierra de Líbar y entre las sierras de Alhama y Tejeda, y Sierra Gorda (Polje de Zafarraya).

En las Zonas Internas, por lo general, las morfologías exokársticas están peor desarrolladas, salvo en la Dorsal Bética (Sierra de Las Nieves). Un rasgo peculiar de algunos macizos alpujárrides es la presencia de extensos lapiaces estructurales (Fig. 3.7), constituidos por redes de fracturas ensanchadas por la disolución. También en los karsts yesíferos las formas cerradas presentan una tipología de formas variada (Fig. 3.8).

3.3.2. Depósitos

Puede decirse que los únicos depósitos ligados al karst en la superficie son los travertinos. Estos son muy abundantes en la provincia de Málaga, tanto activos (con deposición de carbonatos en la actualidad) como inactivos. También existen algunas masas travertínicas incorporadas al registro sedimentario; lógicamente, estas corresponden a las de mayor antigüedad (Mio-Plioceno). El resto de los travertinos, cuaternarios, se encuentran en relación más o menos directa con los relieves kársticos actuales ó subactuales.

En términos muy generales puede decirse que los travertinos son más abundantes en los macizos kársticos de las Zonas Internas béticas, en particular los del Complejo Alpujárride y los de la Dorsal Bética. En las Zonas Externas, aunque presentes, es más limitado el número y volumen de los afloramientos. Esto es debido posiblemente al tipo de flujo de los sistemas kársticos (más o menos controlado por grandes conductos) y al grado de dolomitización. Tipológicamente, son muy frecuentes los travertinos en cascada, aunque prácticamente todos los tipos y facies descritos en las diferentes clasificaciones se encuentran representadas, a excepción de los termales.

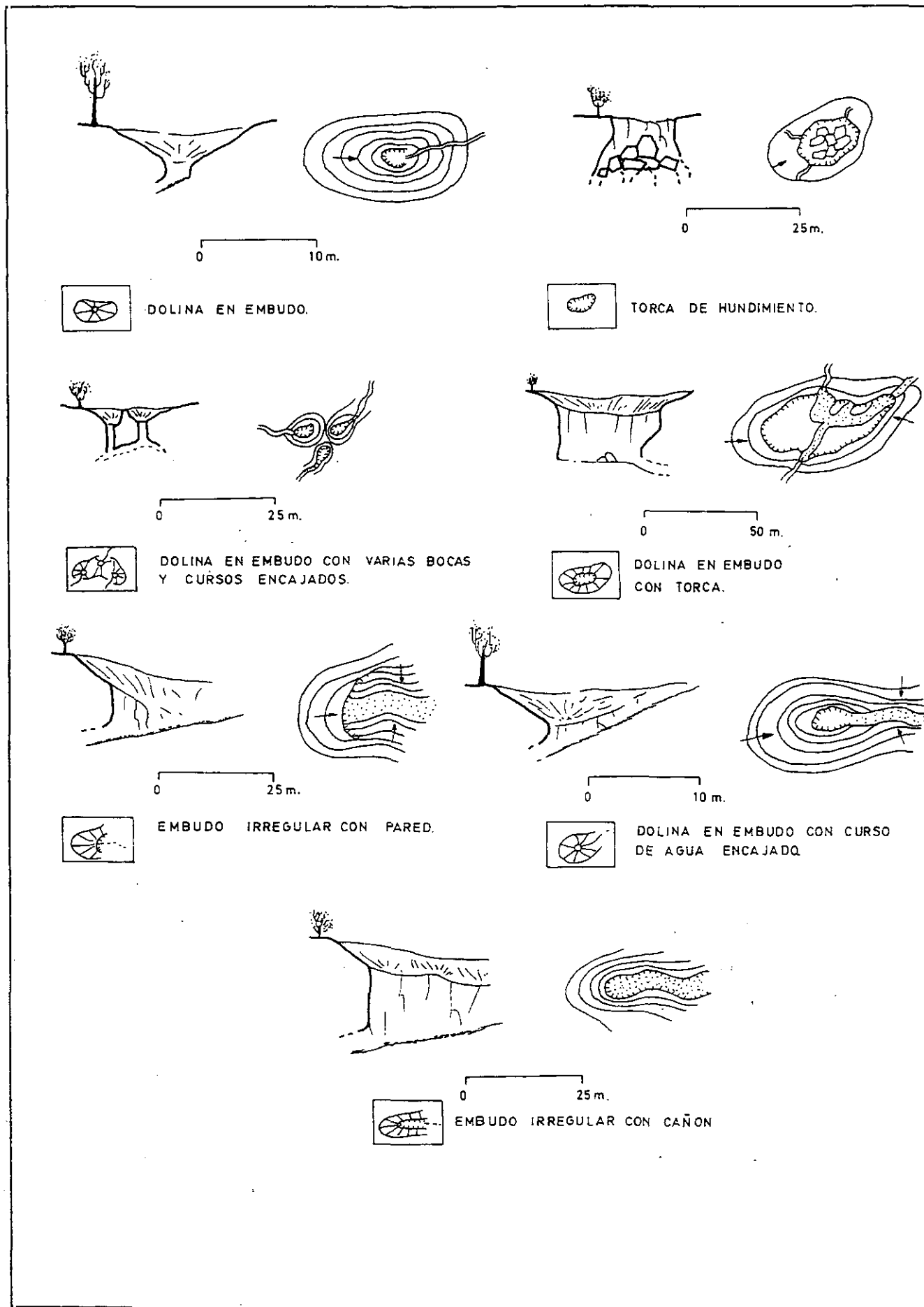


Figura 3.8

Tipología de las formas de absorción presentes en el karst yesífero de Gobantes.

3.4. Rasgos fundamentales del endokarst

Se presentan las características básicas de las formas y depósitos endokársticos de los macizos de la provincia de Málaga.

3.4.1. Formas

Las formas endokársticas son bastantes abundantes. Existen numerosas cavidades (en torno a 1.000) conocidas, muchas de ellas de gran desarrollo (hasta más de 8.000 m) y profundidades muy notables (1.101 m en el caso de Sima GESM) (Fig. 3.9 y Tabla III.1). Las grandes cavidades verticales, de algunos centenares de metros de profundidad, predominan en los macizos penibéticos y de la Dorsal (Fig. 3.10). Por el contrario, las grandes cavidades horizontales se encuentran en casi todos los dominios geológicos, a excepción del Subbético, mucho menos karstificado en términos generales.

Existen redes activas hidrogeológicamente, sobre todo en los macizos cuya pluviometría es mayor (Sierra de Líbar y Sierra Tejeda), aunque son mucho más abundantes las cavidades inactivas. En las Zonas Externas, las morfologías de tipo cavidad monopozo son frecuentes, aunque también se dan en la Dorsal y en algún macizo alpujárride de alta cota (pozos de acumulación de nieve de Sierra Tejeda). En las Zonas Internas son más características las grandes cavidades horizontales, cuyo mejor exponente es la Cueva de Nerja (Tabla III.2). También las cavidades horizontales de la cobertera Maláguide en Los Cantales constituyen un rasgo singular, por su génesis ligada a las variaciones recientes del nivel del mar.

Un hecho destacable es la existencia de un "vacío" de cavidades verticales con profundidades comprendidas entre 300 y 1.000 m. Existen numerosas cavidades de menos de 300 m de profundidad; y se conoce Sima GESM, con 1.101 m de desnivel. Entre ambos valores, no se han descubierto hasta el momento simas de profundidades intermedias (Figs. 3.11 y 3.12).

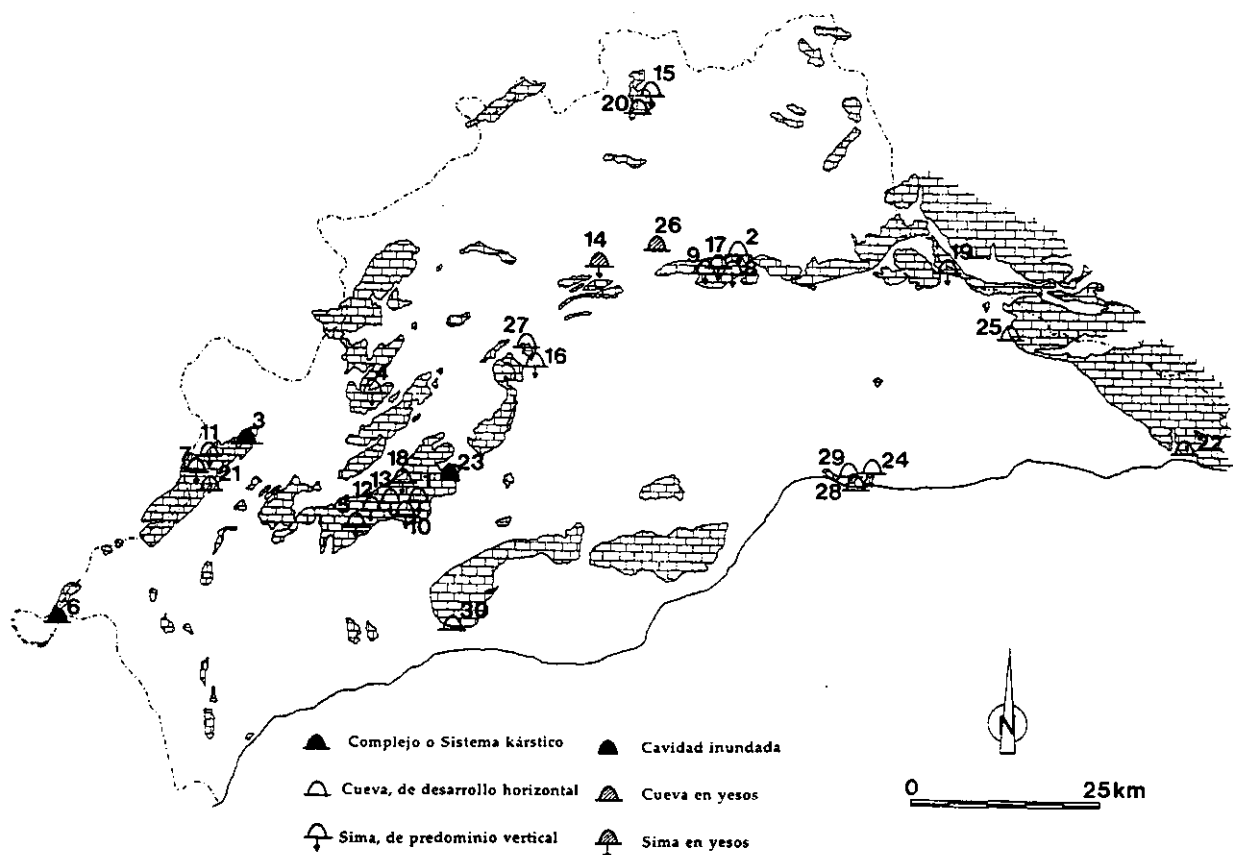


Figura 3.9

Situación de las principales cavidades de la provincia de Málaga, con indicación de su tipología: 1, Sima GESM; 2, Sima Rasca; 3, Sistema Hundidero-Gato; 4, Sima del Hornillo; 5, Sima de la Cañada de la Sala; 6, Complejo Motillas-Parralejo-Ramblazo; 7, Sima del Pozuelo I; 8, Sima de la Unión; 9, Sima del Navazo Verde; 10, Sima Honda; 11, Sima Nueva del Pozuelo ó Pozuelo II; 12, Sima Mones; 13, Sima del Madroño; 14, Sima del Águila; 15, Sima del Soldado; 16, Sima de Carratraca; 17, Sima Azul; 18, Sima Erótica; 19, Sima de Marchamonas II; 20, Cueva de los Órganos; 21, Cueva de la Pileta; 22, Cueva de Nerja; 23, Cueva de Zarzalones; 24, Cueva del Tesoro; 25, Cueva de la Fájara; 26, Cueva-Sima del Negro; 27, Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales; 28, Complejo de la Araña; 29, Complejo de la Cuerda; 30, Cueva del Tesorillo ó de Nagüeles.

Tabla III.1 Grandes cavidades de la provincia de Málaga (según Ramírez, 1995).

NOMBRE	TERMINO MUNICIPAL	PROFUNDIDAD	DESARROLLO
SIMA GESM	YUNQUERA	-1.101 (1)	< 3.000 (4)
SIMA RASCA	ANTEQUERA	-225 (2)	
COMPLEJO HUNDIDERO-GATO	MONTEJAQUE - BENAJOÁN	+/- 210 (3)	7.818 (1)
SIMA DEL HORNILLO	RONDA	-184 (4)	
SIMA DE LA CAÑADA DE LA SALA	IGUALEJA	-170 (5)	
COMPLEJO MOTILLAS	CORTES - JEREZ DE LA FRONTERA	-157 (6)	4.751 (3)
SIMA DEL POZUELO	MONTEJAQUE	-154 (7)	
SIMA DE LA UNIÓN	ANTEQUERA	-143 (8)	
SIMA DEL NAVAZO VERDE	ANTEQUERA	-141 (9)	
SIMA HONDA	TOLOX	-132 (10)	
SIMA NUEVA DEL POZUELO	MONTEJAQUE	-132 (11)	
SIMAMONES	PARAUTA	-130 (12)	
SIMA DEL MADROÑO	TOLOX	-129 (13)	
SIMA DEL ÁGUILA	ANTEQUERA	-122 (14)	
SIMA DEL SOLDADO	MOLLINA	-121 (15)	
SIMA DE CARRATRACA	CARRATRACA	-121 (16)	
SIMA AZUL	ANTEQUERA	-114 (17)	
SIMA ERÓTICA	YUNQUERA	-103 (18)	
SIMA DE MARCHAMONAS II	PERIANA	-101 (19)	
CUEVA DE LOS ÓRGANOS	MOLLINA	-100 (20)	1.600 (8)
CUEVA DE LA PILETA	BENAJOÁN	+/- 72	< 2.000 (6)
CUEVA DE NERJA	NERJA	+/- 68	4.823 (2)
CUEVA DE ZARZALONES	YUNQUERA	-67	< 1.000 (13)
CUEVA DEL TESORO	RINCON DE LA VICTORIA	-55	1.513 (10)
CUEVA DE LA FÁJARA	CANILLAS DE ACEITUNO	+/- 50	1.445 (11)
CUEVA SIMA DEL NEGRO	ANTEQUERA	+/- 50	1.235 (12)
CUEVA DE DOÑA TRINIDAD	ARDALES	+/- 34	1.577 (9)
COMPLEJO DE LA ARAÑA	MÁLAGA	+/- 42	2.342 (5)
COMPLEJO LA CUERDA	MÁLAGA	-32	1.864 (7)
CUEVA DE NAGÜELES	MARBELLA		< 1.000 (14)

(1) = Número de orden por profundidad y por desarrollo.

Tabla III.2 Cuadro resumen tipológico de las principales cavidades de la provincia de Málaga. F, Frecuente; E, Escaso; D, desconocido.

RELACIÓN Horizontal/vertical	DOMINIOS GEOLÓGICOS				
	ALPUJÁRRIDE	MALÁGUIDE	DORSAL BÉTICA	PENIBÉTICO	SUBBÉTICO
> 2,5 Horizontal ó Subhorizontal (cuevas)	F	F	F	F	D
< 2,5 y > 0,9 Intermedia (Cueva-Sima)	D	D	D	E	E
< 0,9 Vertical ó Subvertical (simas)	E	D	F	F	E

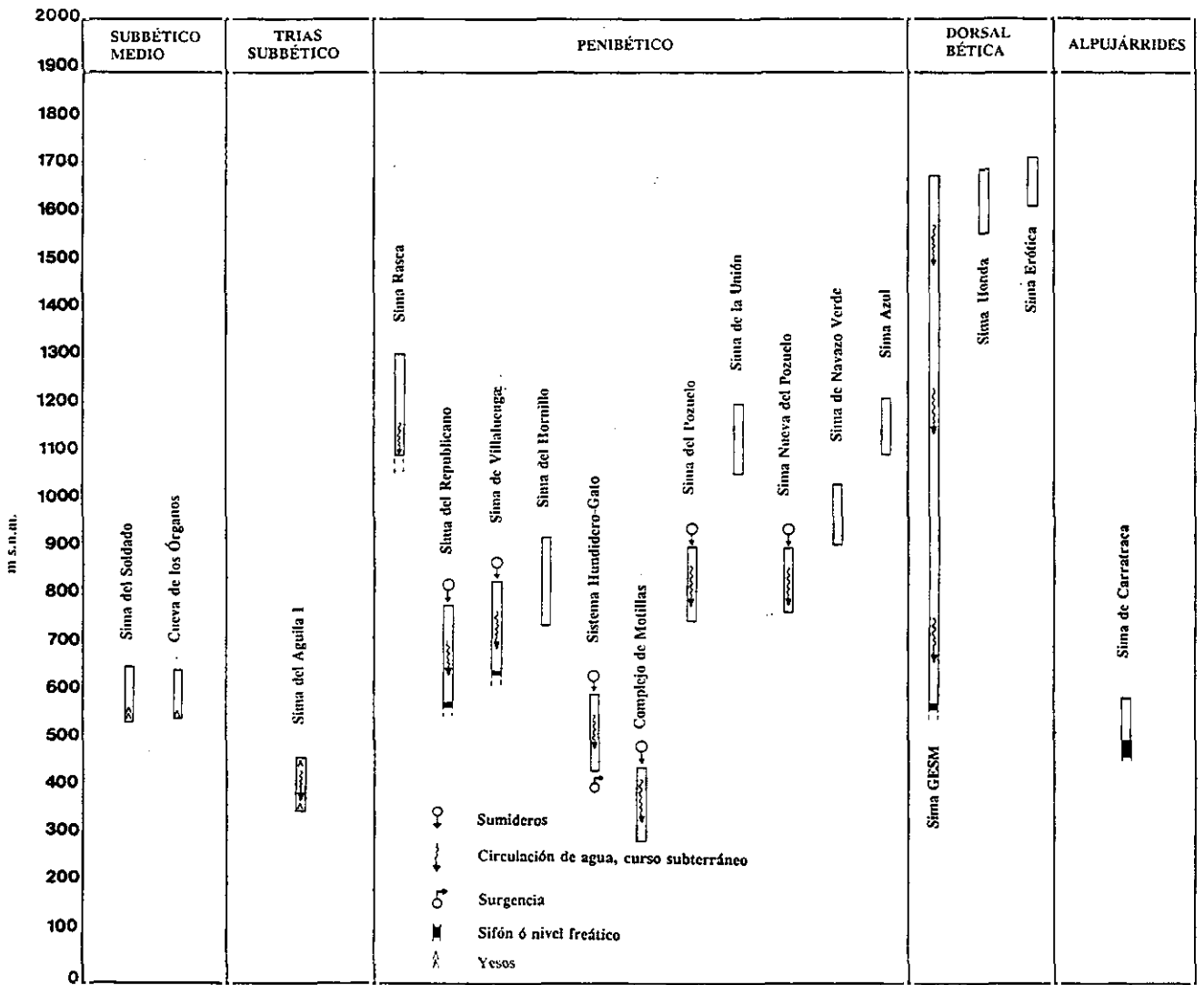


Figura 3.10 Principales cavidades de desarrollo vertical de la provincia de Málaga y su entorno, y su relación con el dominio geológico y la altitud en que se sitúan. La escala de la izquierda indica la cota absoluta, en metros sobre el nivel del mar.

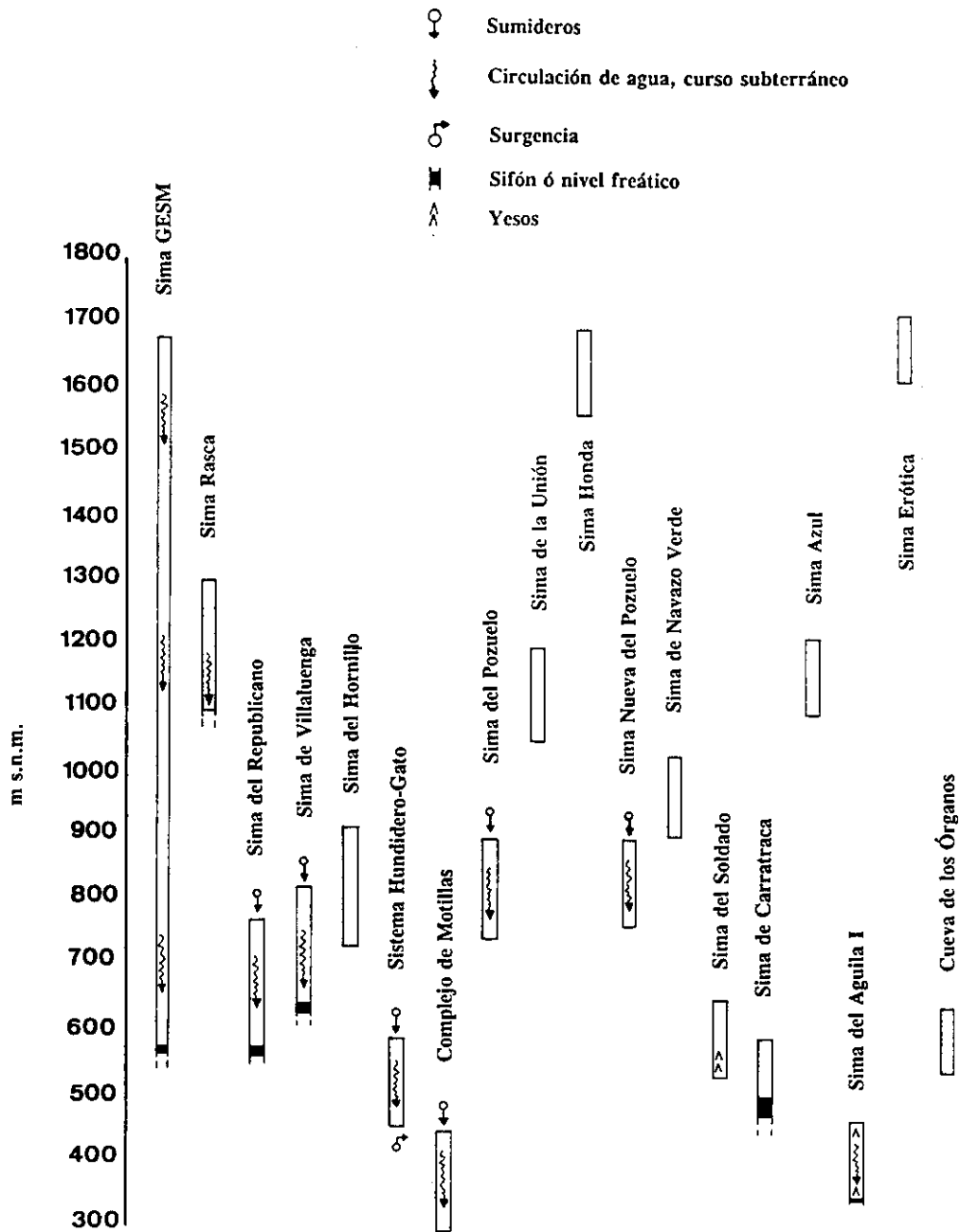


Figura 3.11 Ubicación espacial y caracterización hidrogeológica de las cavidades de mayor desnivel de la provincia de Málaga y su entorno. La escala de la izquierda indica la altitud sobre el nivel del mar.

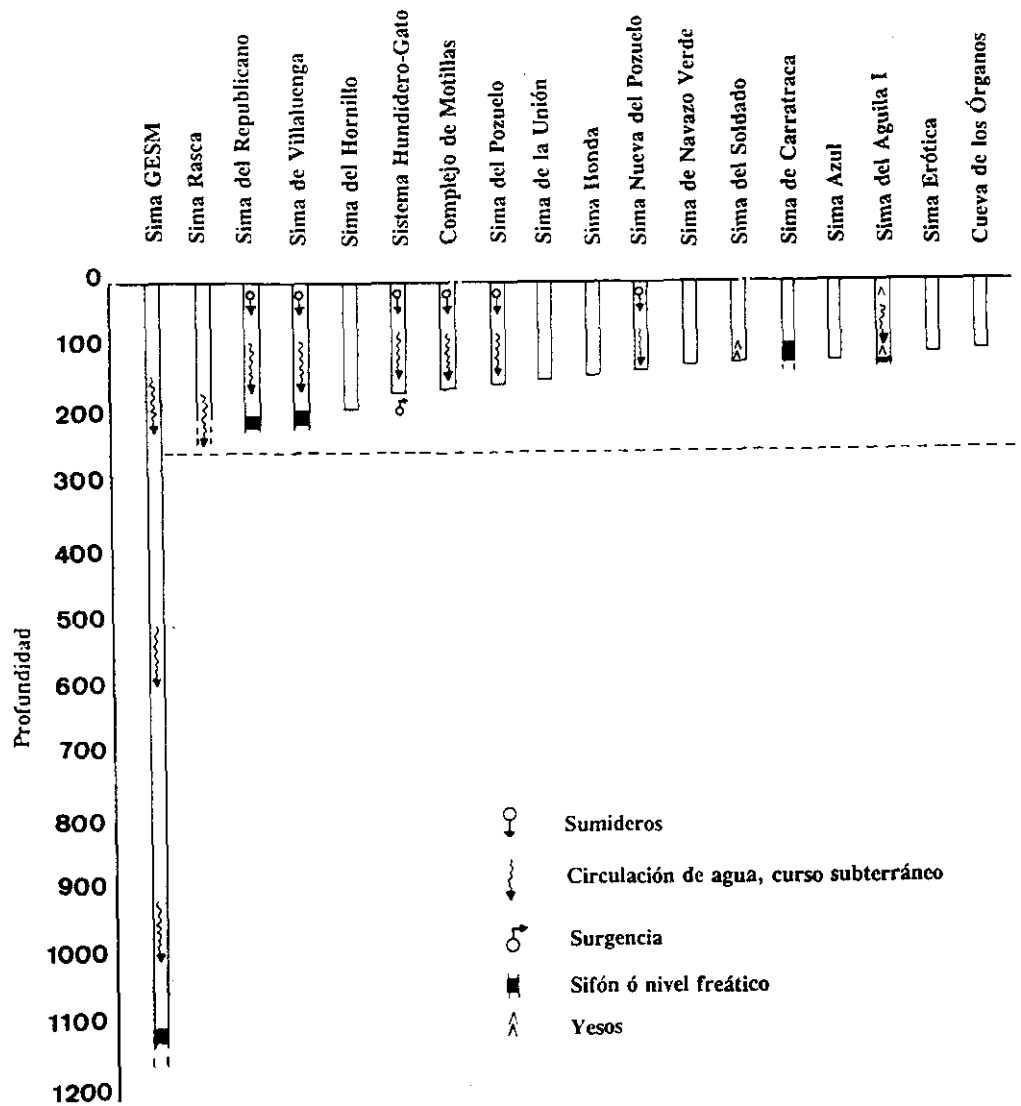


Figura 3.12

Profundidades alcanzadas por las cavidades de mayor desarrollo vertical de la provincia de Málaga y su entorno. Obsérvese el *salto* existente entre la cavidad más profunda (sima GESM) y el resto. La escala de la izquierda no indica altitudes absolutas, sino profundidades, supuesta las bocas de todas las cavidades a igual cota.

3.4.2. Depósitos

Los depósitos endokársticos detríticos no son muy abundantes en las cavidades malagueñas. Existen algunos restos de terrazas hipogeas en sistemas activos, sedimentos clásticos autóctonos generalizados y algunos depósitos marinos en ciertas cavidades costeras. Quizás la abundancia de depósitos endokársticos carbonatados en algunas cavidades sea la causa de la *inexistencia* de los depósitos detríticos: con frecuencia aquellos ocultan a estos últimos.

Los escasos depósitos detríticos estudiados han ofrecido algún yacimiento de micromamíferos de gran interés, como el de El Higuero en Los Cantales, estudiado por López Martínez (1972). También son muy frecuentes los sedimentos de las últimas decenas de miles de años, con abundantes restos arqueológicos (Cueva de Nerja, Cueva del Boquete de Zafarraya, Raja del Humo, etc.).

Los espeleotemas presentes en las cavidades malagueñas, muestran una amplia gama tipológica, abarcando la mayoría de los tipos descritos. En las cavidades cercanas a la costa son relativamente frecuentes los espeleotemas epiacuáticos (Nerja, Cantales).

3.5. Características de las unidades hidrogeológicas kársticas de la provincia

La hidrogeología de la provincia de Málaga es relativamente bien conocida, al menos en sus aspectos básicos. Existen estudios generales, cuyo punto de partida fueron las investigaciones realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España en el marco del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), a principios de la década de los ochenta. Un ejemplo de las síntesis realizadas con base en estos trabajos es el *Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga* (Diputación de Málaga, 1989), que ofrece los datos fundamentales para la evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la provincia, estructurados por *Sistemas Acuíferos*. Tras la delimitación de las *Unidades Hidrogeológicas* del conjunto de cuencas hidrográficas (Servicio Geológico de la DGOH - ITGE, 1988), se han realizado estudios puntuales de algunas de las nuevas unidades definidas, sin que hasta

el momento se haya elaborado una nueva visión global del conjunto.

Algunas Tesis Doctorales han tenido como objetivo la investigación hidrogeológica de parte del territorio malagueño. Carrasco (1986) estudió la hidrogeoquímica de la cuenca alta del Río Guadalhorce, caracterizando gran número de manantiales que alimentan esta importante arteria fluvial. La dependencia de las aguas subterráneas de la Laguna de Fuentedepiedra fue establecida por Linares (1990), mediante un estudio hidrogeológico de los acuíferos existentes en la cuenca endorreica que alimenta y mantiene a la citada laguna. La hidrogeología de las sierras de Alhama y Gorda, a caballo entre las provincias de Granada y Málaga, fue estudiada en detalle por López Chicano (1992). Finalmente, Andreo (1996) ha realizado un estudio en profundidad de los mármoles de las sierras de Blanca y de Mijas, sentando las bases del comportamiento hidrogeológico de los acuíferos más importantes de las Zonas Internas.

3.5.1. Descripción de las unidades hidrogeológicas kársticas

En la provincia de Málaga y territorios limítrofes se encuentran definidas actualmente 22 unidades hidrogeológicas (Servicio Geológico de DGOH - ITGE, 1988), la mayor parte de las mismas (casi 2/3, en número) pertenecen a la vertiente mediterránea (*Cuenca Sur*), mientras que el resto se ubican en la divisoria con la cuenca del Guadalquivir, compartiendo su superficie entre ambas cuencas; existe una excepción: la unidad hidrogeológica 06.34, Fuentedepiedra, cuyos acuíferos drenan a la cuenca endorreica que constituye el área de alimentación de la Laguna de Fuentedepiedra, principal exponente del endorreísmo bético.

De esas 22 unidades hidrogeológicas (UH), sólo una minoría (6 de ellas) no poseen carácter total o parcialmente kárstico, es decir, no albergan materiales carbonatados. De las 15 restantes, dos de ellas (la UH 06.34, Fuentedepiedra y la UH 06.37, Bajo Guadalhorce) encierran entre sus límites algún acuífero kárstico, aunque mayoritariamente pueden ser consideradas como unidades de carácter detrítico. El resto, 14 unidades hidrogeológicas, son acuíferos carbonatados con mayor o menor grado de karstificación. Obviamente, estas unidades hidrogeológicas coinciden *grosso modo* con los principales macizos kársticos

anteriormente descritos.

Globalmente, los acuíferos carbonatados malagueños poseen unos recursos medios estimados en 421 hm³ anuales, que representan aproximadamente el 70% de la infiltración media anual en los 1.984 km² de superficie permeable de la provincia. Curiosamente, sólo están sometidos a explotación 56 hm³/año procedentes de este tipo de acuíferos, el 13% del total. Conviene subrayar la *flexibilidad* que debe concedérsele a estas cifras, puesto que muchas de las UH consideradas se sitúan a caballo entre los límites con otras provincias, y no siempre es fácil ni acertada la asignación de los recursos hidrogeológicos de la unidad a uno u otro lado del límite provincial. Más de un tercio de las unidades hidrogeológicas comparten superficie con las provincias limítrofes (Cádiz, Córdoba, Sevilla ó Granada).

A continuación, se describen las características principales de las unidades hidrogeológicas que albergan acuíferos kársticos de la provincia de Málaga.

- UH 06.24, Tejeda-Almijara-Los Guájares

Gran unidad, de 542 km² de extensión, repartidos entre el extremo oriental de la provincia de Málaga y la de Granada. De topografía muy accidentada, presenta alimentación pluvio-nival, dada la existencia de cumbres por encima de los 2.000 m s.n.m. Su descarga es centrífuga, presentando notables surgencias kársticas, al norte de la unidad (como el nacimiento del Río Alhama, manantial situado a cota 970, con un caudal medio de 235 l/s), al oeste (manantiales de El Alcázar, con 100 l/s, ó de la Fájara, con 150 l/s), hacia el sur (conjunto de manantiales de los ríos Torrox, Higuéron, y Chíllar, con un total de 1.000 l/s, y hacia el sureste (manantiales de la Fuensanta y del Bolichero, el Maro y del Río de La Miel, entre otros; destaca el de Maro, con más de 250 l/s de caudal medio, situado cerca de la línea de costa), donde existen también manantiales submarinos de agua dulce subterránea. La descarga se realiza por lo tanto muy escalonada, entre cotas cercanas a 1.000 m y por debajo del nivel del mar. Este hecho es indicativo de la compartimentación hidrogeológica de la unidad, debido a su particular estructura condicionada por la existencia de fracturas importantes y, sobre todo, de un intenso plegamiento, así como la alternancia de niveles

impermeables (metapelitas) entre los mármoles alpujárrides que constituyen el grueso de la unidad. Se pueden distinguir varias subunidades (Fernández del Río *et al.*, 1992): Tejeda, Almijara y Las Alberquillas; otros autores llegan a diferenciar hasta cinco subunidades. En cualquier caso estas totalizan unos recursos medios anuales del orden de 115-130 hm³; en algunas de estas subunidades se han definido a su vez *bloques* de diferente comportamiento hidrogeológico. Así, en la subunidad de Las Alberquillas, Ollero *et al.* (1988) llegan a distinguir hasta 4 bloques diferentes: Cerro Gordo, Cañuelo, Río de La Miel y Maro. El impermeable relativo del borde sur está constituido por las metapelitas basales alpujárrides, aunque existen algunas recargas laterales hacia materiales neógeno-cuaternarios (sector de Nerja). La hidrodinámica de este tramo (Nerja-La Herradura) ha sido estudiada por Castillo *et al.* (1986), dada la importancia local del agua subterránea en relación con su uso para regadío de cultivos subtropicales. También el estudio de la hidrogeología del entorno de la Cueva de Nerja -la principal forma endokárstica de la unidad- ha recibido una dedicación especial por parte de Andreo y Carrasco (1993a), al igual que cuestiones más puntuales, como la hidroquímica de las aguas de infiltración en la propia Cueva de Nerja: Andreo y Carrasco (1993b), Carrasco y Andreo (1993), Carrasco *et al.* (1995). En relación con las facies hidroquímicas presentes, la mayoría de las aguas son bicarbonatadas cálcicas ó cálcico-magnésicas, si bien existen algunas surgencias de aguas claramente diferentes. El manantial de Maro, uno de los puntos importantes de descarga situado a baja cota, presenta una facies sulfatada cálcica y una ligera *afinidad* termal (19,2°C), interpretada por Andreo y Carrasco (1993) como producto de una circulación larga y profunda, y de la posible existencia de mineralizaciones de sulfuros ó de evaporitas en la serie alpujárride. Igualmente, existe un pequeño manantial, al oeste de la unidad, de caudal prácticamente insignificante, denominado Baños de Las Majadas, cuyas aguas sulfurosas han sido consideradas como terapéuticas, aunque en la actualidad se encuentra en situación de desuso y abandono (ITGE-Junta de Andalucía, 1990-91).

- UH 06.28, Gibalto

Pequeña unidad carbonatada de unos 10 km² de superficie, localizada en el extremo centrooriental de la provincia de Málaga, aunque gran parte de la misma pertenece

administrativamente a la de Granada. Constituye un relieve relativamente bien individualizado, con cotas máximas superiores a los 1.400 m. La alimentación de este acuífero de calizas y dolomías mesozoicas del subbético, se produce exclusivamente a través de la infiltración del agua procedente de las precipitaciones. La descarga se realiza a cotas entre los 750 y los 800 m s.n.m., fundamentalmente a través de los manantiales de la Lana y el Charcón. Sus recursos medios se han estimado entre 4 y 5 hm³/año. Es posible que existan descargas laterales, tanto hacia los materiales cuaternarios del alto valle del Guadalhorce, como hacia las evaporitas triásicas del sector de Fuente Camacho, donde se localizan las Lagunas de Archidona. Las aguas de la unidad tienen facies bicarbonatadas cálcicas o cálcico-magnésicas.

- UH 06.29, Alfarnate

Unidad hidrogeológica de una extensión de 25 km², localizada al sureste de la alineación montañosa conocida geológicamente como *Alta Cadena*. Abarca los relieves mesozoicos subbéticos y penibéticos de Gallo-Vilo, la Sierra del Rey y Los Tajos, que alcanzan cotas superiores a los 1.400 m. La alimentación es mixta, a partir de las precipitaciones y la infiltración de algunos cauces fluviales que atraviesan la unidad. Los recursos medios anuales son del orden de los 10 hm³, y la descarga se produce a cotas entre los 600 y los 700 m s.n.m. en numerosos manantiales, dada la gran complejidad estructural y la alta compartimentación hidrogeológica. Destacan por su caudal los manantiales de Río Gordo (130 l/s), del Río Sabar (115 l/s) y de El Batán (80 l/s). Las facies hidroquímicas son variadas: básicamente bicarbonatadas cálcicas ó cálcico-magnésicas; en ocasiones, cloruradas sódicas (Sabar y Río Gordo, posiblemente por la existencia de materiales triásicos salinos), y, excepcionalmente, sulfurosas, como en el manantial de los Baños de Vilo, en su momento próspero balneario, posteriormente abandonado durante mucho tiempo, y actualmente en vías de recuperación.

- UH 06.30, Pedroso-Arcas

Unidad hidrogeológica de carácter mixto, detrítico-carbonatado, y mediana extensión

(38 km²). Localizada en el extremo noreste de la provincia de Málaga, parte de su superficie corresponde a las de Córdoba y Granada. Los relieves calcáreos que comprende (Sierra de Archidona, Sierra del Pedroso y Sierra de Arcas) alcanzan cotas entre 900 y algo más de 1.000 m s.n.m. La alimentación es fundamentalmente autóctona, a partir de la infiltración de las precipitaciones. La descarga natural en la actualidad es prácticamente inexistente, estando situado el nivel freático entre 440 y 245 m s.n.m., dependiendo de los sectores. Existen cuatro subunidades, más o menos independientes hidrogeológicamente: Pedroso-Arcas, Archidona, Campo Agro y El Morrón, cuyos recursos totales alcanzan entre 5 y 6 hm³/año. Los materiales acuíferos son las calizas y dolomías mesozoicas del subbético en las dos primeras subunidades citadas y las calcarenitas miocenas en las otras dos; las margas y arcillas subbéticas y los manantiales tipo flysch hacen de impermeables relativos; existen recargas laterales hacia depósitos detríticos adyacentes, de edad cuaternaria. Las facies hidroquímicas son bicarbonatadas cálcicas mayoritariamente, con alguna excepción (sulfatadas cálcicas) en las subunidades detríticas.

- UH 06.31, Las Cabras-Camarolos-San Jorge

Unidad hidrogeológica de carácter carbonatado, y mediana extensión (62 km²). Agrupa la mayor parte de los relieves conocidos como *Alta Cadena*, orientados según una línea este-oeste desde la Sierra de las Cabras, al este El Torcal, hasta la Sierra de San Jorge ó del Jobo, lindando con la provincia de Granada. Presenta cotas máximas crecientes hacia el sector oriental: 1.284 (Cabras) 1.442 (Camarolos) y 1.637 m s.n.m. (Jobo). Su alimentación es exclusivamente autóctona, procedente de precipitaciones en forma de lluvia. Está muy compartimentada hidrogeológicamente, pudiendo distinguirse varias subunidades (Cabras, Buitreras, Co, Prieta, Camarolos y San Jorge), que arrojan unos recursos medios globales de 20 hm³/año. La compartimentación está muy condicionada por la estructura, con numerosos pliegues muy apretados de planos axiales subverticales, y fallas afectando a las calizas y dolomías del Subbético y Penibético. La descarga se produce mayoritariamente hacia el norte, a través de surgencias kársticas localizadas a cotas entre 700 y 580 m s.n.m. El número de surgencias es elevado, algunas de ellas de caudal medio notable (Manantial de Villanueva del Rosario, 215 l/s), y con importantes oscilaciones, típicas de acuíferos

kársticos. Pulido Bosch y Cerón (1991) han detectado la presencia de ciclos anuales en las variaciones hidroquímicas del agua surgente en el manantial de la Yedra, que drena la subunidad de las Cabras, ligadas a la fluctuación de las precipitaciones y a los tiempos de tránsito del agua subterránea en el acuífero. Estos manantiales, al igual que el resto de los existentes en la unidad tienen aguas de facies bicarbonatadas cálcicas ó cálcico-magnésicas.

- UH 06.32, Torcal de Antequera

Esta unidad hidrogeológica, de 35 km² de extensión, situada en la zona central de la provincia, al sur de la ciudad de Antequera, es con toda probabilidad una de las que ha centrado más la atención de los investigadores, tanto por la espectacularidad de sus aspectos morfológicos, como por el interés de los de tipo hidrogeológico. Centrándonos en estos últimos, Thauvin (1981) llamó la atención sobre el *aislamiento* de este sistema kárstico, con la descarga casi totalmente centralizada a través de una surgencia única: la Fuente de la Villa. Este manantial, actualmente regulado mediante sondeos, presentaba caudales muy variables, entre 0 y casi 2.000 l/s, condicionados por un escaso poder regulador del acuífero. Su caudal medio estimado es de 425 l/s. La alimentación, exclusivamente procedente de las precipitaciones, si muestra una eficiencia importante: el coeficiente de infiltración es del 51-55%. Posteriormente, Pulido y Mangin (1983) estudiaron la precipitación y la descarga mediante análisis correlatorio y espectral, mostrando que el sistema posee una gran inercia (la respuesta a las lluvias ocurre a las cuatro semanas de que ocurran aquellas) y un alto grado de memoria (capacidad de regulación mayor de 70 días), aspectos estos confirmados por Pulido Bosch *et al.* (1986 y 1987) y Pulido Bosch (1993). El sistema así considerado funciona hidrogeológicamente de manera similar a los clásicos de medios porosos. Padilla y Pulido-Bosch (1993) han propuesto, basándose en estos presupuestos, un modelo de simulación de la descarga del manantial de La Villa, diferenciando tres zonas en el sistema: la superficial, la no saturada y la saturada. Estas zonas se caracterizan por funciones de transferencia que simulan los trasvases de agua entre ellas. El modelo presenta unos resultados aceptables para la descarga del sistema y los autores lo aplican para simular las hipotéticas evoluciones del volumen de agua en el acuífero en función de los distintos regímenes de bombeo aplicados en los sondeos de regulación del manantial. Lo más

destacable de estos trabajos es el gran contraste entre el espectacular desarrollo morfológico del exokarst en El Torcal y el comportamiento de la descarga, considerada como similar a la de un acuífero poroso. Este contraste debe explicarse por las características del endokarst, hasta ahora poco conocidas. La recarga del acuífero se produce mayoritariamente a cotas elevadas, (1.000-1.300 m s.n.m), dada la morfología tabular del macizo, exceptuando la Sierra de Chimenea. La absorción se produce a través de depresiones cerradas, simas y un lapiaz muy desarrollado, lo que explica los valores elevados, anteriormente citados, de la infiltración. Los recursos medios estimados son del orden de 15 hm³ anuales, drenados en más de un 85% por la Fuente de la Villa, anteriormente de manera natural y, en la actualidad, a través de los sondeos de regulación que aseguran el suministro de agua a Antequera. La facies hidroquímica de las aguas es bicarbonatada cálcica, típica de los macizos de calizas mesozoicas del Penibético.

- UH 06.34, Fuentedepiedra

Esta unidad hidrogeológica posee unas características muy particulares, debido al criterio elegido para su individualización, abarcando la cuenca vertiente a la laguna endorreica de Fuentedepiedra, complejo salino-lagunar situado al norte de la provincia de Málaga, entre las cuencas de los ríos Guadalhorce (vertiente mediterránea) y Genil (vertiente atlántica). Comprende distintos acuíferos, tanto carbonatados como detríticos, con una extensión total superior a los 150 km². Topográficamente, presenta un relieve suave, cuyo punto más bajo es la propia laguna (410 m s.n.m) y las cotas más altas se ubican en los pequeños macizos calcáreos que orlan la cuenca endorreica (sierras de Mollina y Alameda, de Humilladero y de los Caballos), cuyo vértice máximo es la Camorra (798 m s.n.m). El funcionamiento hidrogeológico es complejo, habiendo sido estudiado en detalle por Linares (1990); la laguna constituye el *nivel de base* relativo del conjunto de acuíferos que la rodean. La alimentación es mixta, procedente de la infiltración de las precipitaciones y de algunos de los cauces existentes. La descarga natural, claramente centrípeta, se produce en primer lugar mediante manantiales existentes en los bordes de algunos de los acuíferos kársticos y, en último extremo, a través de la laguna y la evaporación de su lámina libre de agua. Las surgencias existentes se sitúan por debajo de los 500 m s.n.m, y destaca por su caudal el

manantial de Santillán, en el extremo suroccidental de la Sierra de Mollina, actualmente regulado mediante sondeos. Los recursos totales de la cuenca han sido estimados entre 21 y 25 hm³/año, contabilizando los procedentes de los carbonatos jurásicos subbéticos y de los materiales detríticos miocenos y cuaternarios. Las facies hidroquímicas más frecuentes en las aguas subterráneas de esta unidad son las bicarbonatadas cálcicas (acuíferos carbonatados) y las cloruradas sódicas (entorno de la laguna). Es destacable la existencia histórica de un manantial en el actual emplazamiento del núcleo urbano de Fuentedepiedra, de propiedades terapéuticas, cuya fama trascendió lo local durante la época de la Bética romana. Esta fuente debía estar ligada a circulaciones subterráneas en las evaporitas triásicas que conforman el sustrato de la laguna, y cuya disolución y karstificación es uno de los procesos que han condicionado su génesis y evolución.

- UH 06.35, Sierra de Teba

Situada en el noreste de la provincia de Málaga, esta pequeña unidad hidrogeológica tiene una extensión de 10 km², si bien es posible que tenga conexión hidrogeológica en profundidad con otras unidades mayores. Está constituida por los relieves de calizas mesozoicas del Penibético de las sierras de Teba y Peñarrubia, cuyas cotas máximas son superiores a los 700 m s.n.m. La alimentación procedente de las precipitaciones no parece justificar totalmente la descarga, que se produce a través de varios manantiales, con oscilación entre 15 l/s y 250 l/s); el más importante es el de Torrox, situado a 360 m s.n.m, con un caudal medio de 80 l/s, temperatura de emergencia de 21°C y una facies hidroquímica *anómala*, sulfatado-clorurada cálcico-sódica. Estas características hacen sospechar un posible flujo regional profundo, con un área de recarga fuera de los límites de la unidad. El resto de los manantiales existentes presentan menores caudales y facies bicarbonatadas cálcicas; los recursos totales se estiman entre 2,5 y 3 hm³/año.

- UH 06.36, Valle de Abdalajís

Unidad hidrogeológica de mediana extensión (70 km², de los cuáles sólo 30 son permeables), situada al oeste de la UH de El Torcal de Antequera, en la zona central de la

provincia. De topografía montañosa y gran energía del relieve, con cotas comprendidas entre 1.186 m s.n.m y el cauce del Río Guadalhorce, a menos de 300 m de altura. Su compartimentación hidrogeológica, aunque mal conocida, es segura, dada la complicada y apretada estructura que presentan las unidades que contienen los materiales acuíferos: penibéticos y maláguides. La alimentación es autóctona, a través de la infiltración del agua de lluvia. Los recursos medios se estiman entre 6 y 7 hm³ anuales, aunque se desconoce la descarga con detalle, ya que sólo existen manantiales de pequeño caudal en el extremo este de la unidad. Se sospecha que la mayor parte del drenaje subterráneo vierte al cauce del Río Guadalhorce, que atraviesa la unidad de norte a sur en su extremo oeste, mediante los desfiladeros de Gaitanes y Gaitanejos. Tampoco se conocen las relaciones hidrogeológicas con el denominado *Mioceno de El Chorro*, afloramiento de conglomerados y areniscas miocenas situado al oeste de esta unidad carbonatada, y, al menos en parte, por encima de ella. Las facies hidroquímicas presentes son bicarbonatadas cálcicas.

- UH 06.37, Bajo Guadalhorce

Extensa unidad hidrogeológica (268 km²), de carácter mayoritariamente detrítico. Comprende varios acuíferos, entre los cuales se encuentran el pequeño afloramiento de materiales carbonatados alpujárrides de la Sierra de Cártama, relieve cuya cota máxima alcanza los 439 m s.n.m. La unidad se sitúa en la Hoya de Málaga, y está íntimamente relacionada con el río Guadalhorce. Su alimentación es mixta, procedente de las precipitaciones, de la infiltración en los cauces y de la recarga lateral de otras unidades hidrogeológicas (Sierra de Mijas). La recarga en la Sierra de Cártama es debida exclusivamente a la lluvia y posiblemente drene subterráneamente hacia los materiales detríticos del entorno. Los recursos medios totales del conjunto de la unidad se han estimado en 75 hm³/año.

- UH 06.38, Blanca-Mijas

Gran unidad hidrogeológica situada a modo de cordón montañoso litoral entre Málaga y Marbella. Su extensión es de unos 170 km², presentando dos relieves bien diferenciados:

la Sierra Blanca, con 1.270 m de altitud máxima, y la Sierra de Mijas, cuyo vértice culminante arroja una cota de 1.150 m s.n.m. El comportamiento hidrogeológico de los mármoles alpujárrides que constituyen los materiales acuíferos de esta unidad ha sido recientemente estudiado por Andreo (1996). Con anterioridad, existían varios trabajos relacionados con diferentes aspectos hidrogeológicos del conjunto de la unidad, o de alguna de las dos sierras: Del Valle *et al.* (1983) establecieron la piezometría y la descarga de la Sierra de Mijas; Linares y Trenado (1984) realizan el primer estudio conjunto de las Sierras Blanca y Mijas, continuado posteriormente por Arenas *et al.* (1986). Posteriormente, Andreo y Carrasco (1991 a y b) estudian la hidrodinámica e hidroquímica de Sierra Blanca, y Andreo *et al.* (1992) centran su análisis en el manantial de Coín; por último, Carrasco y Andreo (1994) describen la calidad química de las aguas de la unidad de Blanca-Mijas. La recarga de esta unidad se produce exclusivamente a partir del agua de lluvia, totalizando unos recursos medios anuales estimados entre 50 y 70 hm³. La descarga natural se realizaba, a través de manantiales, muy numerosos, situados en los bordes de los mármoles alpujárrides, a cotas muy diversas, dependiendo del sector, comprendidas entre 440 y 175 m s.n.m en Sierra Blanca, y 485 y 55 m s.n.m en Sierra de Mijas. Los manantiales más importantes por su caudal medio anual son (Andreo, 1996): Istán (121 l/s), Arroyo Pereilas (222 l/s), Coín (350 l/s) y Barranco Blanco (125 l/s), en Sierra Blanca; Torremolinos (456 l/s), en Sierra de Mijas. En la actualidad, esta situación persiste en la mayor parte de Sierra Blanca, mientras que en la Sierra de Mijas las salidas naturales son prácticamente inexistentes, dado el gran número de captaciones en uso, con volúmenes de extracción superior a las entradas. También es posible la existencia de flujos laterales a otras unidades (Bajo Guadalhorce). Andreo (1996) establece la existencia de ocho sistemas hidrogeológicos, cuatro en cada uno de las dos sierras que conforman la unidad. Estos sistemas pueden agruparse en dos tipos: *Sistemas kársticos* (Istán, Marbella y Ojén, todos ellos en Sierra Blanca) y *Sistemas fisurados* (Coín, Alhaurín el Grande, Mijas, Benalmádena y Torremolinos; el primero de ellos en Sierra Blanca y el resto, en la Sierra de Mijas). La diferencia entre ellos estriba en el mayor desarrollo de cavidades, el flujo rápido jerarquizado, la escasa inercia y la baja capacidad reguladora de los primeros, frente al mayor tiempo de permanencia del agua en el acuífero, el comportamiento más inercial y de mayor poder regulador de los segundos. Hidroquímicamente, la mayoría de las aguas de esta unidad son bicarbonatadas cálcicas y

sólo excepcionalmente magnésicas. Es destacable la presencia de ciertos elementos metálicos como Fe y Zn, en cantidades por lo general menores de 20 mg/l (Andreo, 1996), debidos probablemente a la presencia de asociaciones minerales (sulfuros, óxidos e hidróxidos) en los mármoles alpujárrides, relacionados con algunos procesos pasados o actuales de karstificación.

- UH 06.41, Sierra de Cañete

Unidad hidrogeológica de medianas proporciones (55 km²), ubicada en la zona centro occidental de la provincia de Málaga, lindando con la de Cádiz, en plena divisoria atlántico-mediterránea (ríos Corbones y Guadalteba, respectivamente). Su funcionamiento hidrogeológico es mal conocido, pese a que Cruz San Julián (1976) planteó las bases de su estudio. La alimentación de la unidad está basada en la recarga procedente de la lluvia, con un valor del coeficiente de infiltración estimado por dicho autor en un mínimo del 21 %. Cruz San Julián (1976) evidenció la existencia de dos acuíferos superpuestos en la Sierra de Cañete: el superior, correspondiente a la que él denominaba *Subbético Ultrainterno*, y que actualmente se considera como Subbético Medio, y el inferior, constituido por materiales del *Subbético Interno* ó Penibético. Entre ambos acuíferos, no siempre perfectamente aislados, se sitúan como impermeables los materiales arcillosos de la Unidad de Paterna. Superficialmente, es mayoritario el acuífero superior, que se corresponde *grosso modo* con el relieve NNE-SSW de la Sierra de Cañete, con cotas máximas en torno a los 1.000 m s.n.m. Los recursos globales han sido estimados en unos 17 hm³, produciéndose la descarga básicamente a través de manantiales, situados en los bordes de la unidad y en el contacto entre ambos acuíferos en la ventana tectónica existente en el sector central de la sierra. La mayor parte del drenaje subterráneo se localiza ente las cotas 515m y 750m, con unos caudales globales de 320 l/s, que llegan a superar en el conjunto de la unidad los 400 l/s (Cruz San Julián, 1976). A estos caudales habría que añadir las descargas laterales a otros acuíferos, (cuaternarios aluviales del borde norte, Mioceno de la Depresión de Ronda y Subunidad inferior). Las facies hidroquímicas más frecuentes son las bicarbonatadas cálcicas, aunque alguno de los manantiales existentes (Fuencaliente) presenta características propias de aportes profundos termales (Cruz San Julián, 1976; ITGE- Junta de Andalucía, 1990-91).

- UH 06 43, Blanquilla-Merinos-Borbolla

Unidad de grandes dimensiones (87 km²), y complejidad topográfica, estructural e hidrogeológica. Se sitúa en la zona centro-occidental de la provincia, al este de Ronda, y abarca un conjunto de alineaciones montañosas alargadas aproximadamente según la dirección NE-SW, cuyas cotas máximas alcanzan los 1.300-1.400 m s.n.m. Las líneas maestras de la hidrogeología de esta unidad fueron establecidas por Fernández Gutiérrez *et al.*, (1981), que diferenciaron tres sistemas kársticos independientes: Merinos Sur, Carrasco-Colorado-Merinos Norte, y Blanquilla (Fig. 3.13). El primero de ellos de escasa extensión (2,1 km²), y los otros dos de tamaño medio (37 y 38 km², respectivamente). La alimentación en todos ellos se produce a través de la infiltración de las precipitaciones, que alcanzan unas tasas estimadas - quizás por exceso - en torno al 60%. Los recursos totales se han evaluado entre 40 y 50 hm³/año. La compartimentación hidrogeológica, debida al control estructural, hace que el drenaje subterráneo se produzca a cotas diversas, entre casi 800 y 550 m s.n.m. La dirección principal del flujo está fuertemente condicionada por las directrices del plegamiento de las series mesozoicas penibéticas, con un componente neto hacia el noroeste, siguiendo los ejes SW-NE de los pliegues. Los manantiales más importantes son los del sistema de Carrasco-Colorado-Merinos Norte (manantiales de Cuevas del Becerro, Cañamero y Barranco) con caudales medios superiores a los 740 l/s. El sistema de Merinos Sur está drenado por la Fuente de la Ventilla (40 l/s) el de Blanquilla, presenta sus drenes principales en los manantiales de El Burgo y de Hierbabuena, con 150 l/s entre ambos. Las facies hidroquímicas son bicarbonatadas cálcicas.

- UH 06 44, Sierra de Líbar

Unidad hidrogeológica importante, por sus dimensiones y sobre todo, por su trascendencia hidrogeológica. El núcleo principal de la unidad está constituido por la Sierra de Líbar, de unos 85 km² de extensión, a caballo entre los límites administrativos de Cádiz y Málaga; es un relieve importante, con cotas cercanas a los 1.400 m s.n.m, de orientación NE-SW, en clara correspondencia con las directrices estructurales básicas de los conjuntos penibéticos de este sector de la Cordillera Bética. Sin embargo, la *cuenca vertiente* de la

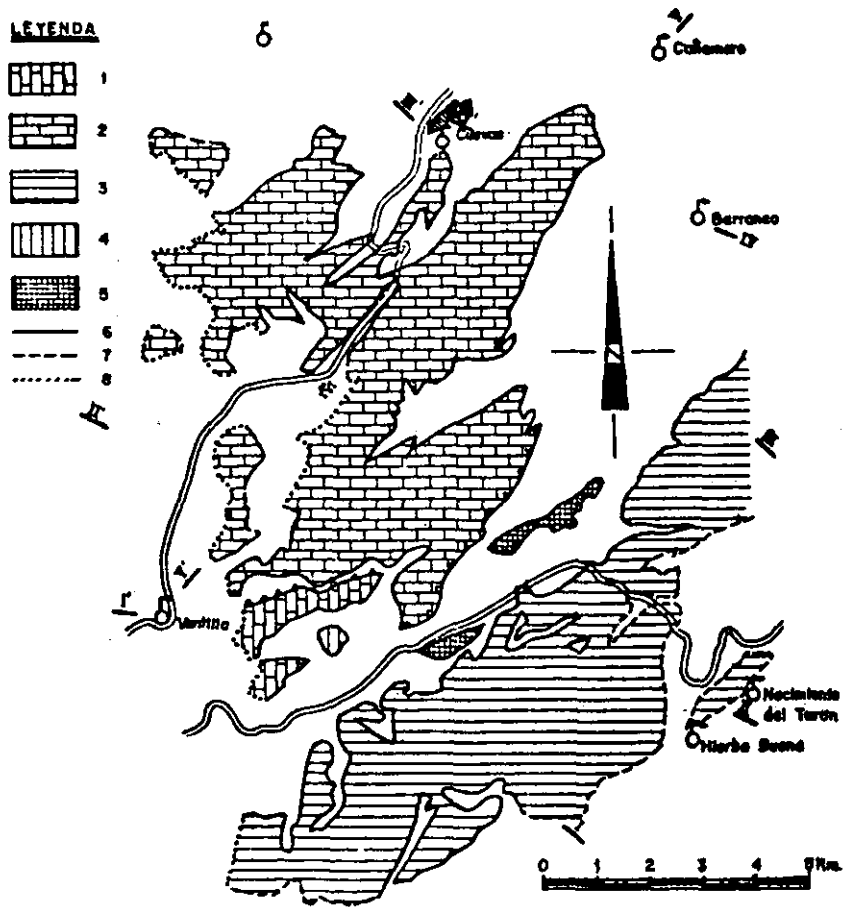


Figura 3.13

Esquema de los sistemas acuíferos diferenciados por Fernández Gutiérrez *et al.* (1981) en las sierras Blanquilla, Merinos y Colorado, al noreste de Ronda: 1, Merinos Sur; 2, Carrasco-Colorado-Merinos Norte; 3, Blanquilla; 4, macizo kárstico del Chopo, con drenaje independiente de 1, 2 y 3; 5, afloramientos acuíferos ligados a 2 ó 3. Condiciones de los límites (en superficie): 6, impermeable; 7, de comportamiento hidrogeológico dudoso; 8, permeable.

unidad se ve ampliada por la existencia de dos cauces fluviales cuyas cuencas endorreicas descargan directamente hacia el interior de los materiales permeables de la unidad. Son el Río Gaduares y el Arroyo de los Álamos, con 43,5 km² y 30 km² de cuenca vertiente, y que se pierden en la Cueva de Hundidero y la Sima de Republicanos, respectivamente. Batlle *et al.* (1986) han descrito las características hidrogeológicas básicas de la Sierra de Líbar. La alimentación es, como ya se ha apuntado, mixta: por un lado, la infiltración de las precipitaciones caídas sobre la unidad, bien directamente o bien a través de los poljes existentes; por otro lado, la recarga procedente de los ríos anteriormente citados. Esta unidad kárstica es, posiblemente, la que cuenta con las mayores cavidades hidrogeológicamente activas de toda la región. La circulación hídrica está, por lo tanto, canalizada con frecuencia a través de grandes conductos kársticos, como ejemplo el Sistema Hundidero-Gato. Las direcciones de drenaje han sido estudiadas por Eraso (1986) y relacionadas con los condicionamientos estructurales por Durán y López Martínez (1992). Los recursos medios estimados son del orden de los 80-100 hm³/año, de los cuáles algo más de la mitad provienen de la recarga autóctona. La descarga está fuertemente condicionada por el Río Guadiaro, que constituye el *nivel de base* local, hacia el que vierten las aguas de los principales manantiales. De los tres principales (Cueva del Gato, Ejio ó de Benaoján y Charco del Moro), con caudales medios similares, superiores a los 800 l/s, el primero presenta un carácter kárstico muy notable, con puntas de crecida de hasta 12 m³/s. Ha sido estudiado con detalle por Benavente y Mangin (1984), mediante el análisis de series temporales. Las cotas de emergencia varían entre 440-400 m s.n.m de los situados en el borde suroriental de la Sierra de Líbar y los 220 m s.n.m del Charco del Moro, alejado varios kilómetros de la terminación suroccidental de la sierra, en el cauce del Río Guadiaro. Las facies de todas las aguas kársticas de esta unidad son bicarbonatadas cálcicas.

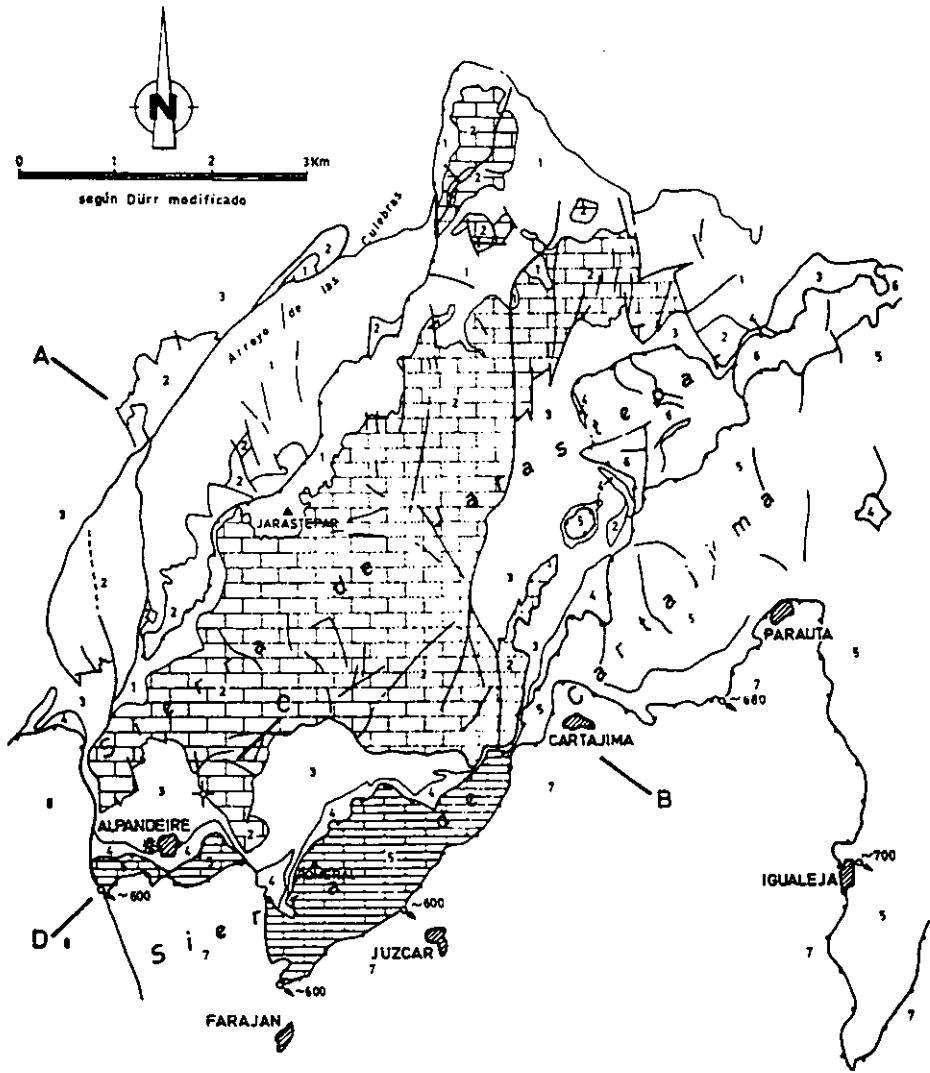
- UH 06 45, Jarastepar

Unidad de pequeño tamaño (13 km²), situada en el extremo meridional de la Serranía de Ronda. Comprende las sierras de Jarastepar y de Cartajima, donde se ubican parajes exokársticos de gran espectacularidad (Los Riscos). Alcanza cotas superiores a los 1.400 m s.n.m. Guzmán y Juárez (1981) establecieron la existencia de dos sistemas kársticos

diferentes, aunque conectados hidrogeológicamente (Fig. 3.14). El más importante de ellos, el de Jarastepar, está formado por los materiales mesozoicos carbonatados penibéticos, y con una superficie de 11 km² no posee drenaje alguno aparente. El segundo sistema, constituido por materiales carbonatados triásicos de la unidad de Las Nieves (Dorsal Bética), es de pequeña extensión (apenas 2 km²), y se encuentra cabalgando sobre el anterior y separado del mismo por materiales margosos penibéticos y unidades tipo flysch. Sin embargo, es precisamente a través de este sistema por medio del cual se realiza la descarga del conjunto de la unidad. La alimentación deriva exclusivamente de la infiltración (55%) del agua de lluvia, alcanzando unos recursos medios de 8 hm³ anuales. Los tres manantiales existentes (Júzcar, Alpandeire y Faraján) se sitúan a cota 600 m s.n.m y poseen características similares: escasas variaciones de caudal, y facies sulfatada cálcica, que denota el papel de tampón regulador que realizan los materiales existentes entre ambos sistemas, así como su influencia en las facies hidroquímicas. El caudal medio conjunto de estos manantiales es de unos 250 l/s.

- UH 06 46, Yunquera-Nieves

Pese a ser la mayor de las unidades hidrogeológicas kársticas de la provincia de Málaga, es la más desconocida, posiblemente debido a su escaso grado de explotación, y a su situación, en el corazón de la Serranía de Ronda, relativamente alejada de los núcleos de población más importantes. Tiene una extensión de 170 km², y abarca las sierras de las Nieves y Tolox, al oeste de Yunquera, y Prieta/Cabrilla y de Alcaparaín, al este, aunque sus límites tal y como están actualmente definidos dejan fuera gran parte de los afloramientos permeables. En el sector occidental de estos relieves, de topografía muy acentuada, se sitúa el vértice más elevado de la provincia (Torrecilla, 1.919 m s.n.m); el sector oriental presenta cotas máximas más moderadas (1.505 de Sierra Prieta; 1.290, en Alcaparaín). Geológicamente, esta unidad hidrogeológica está constituida por materiales pertenecientes a dos dominios diferentes: la Dorsal Bética y el Complejo Alpujárride. La Dorsal Bética está representada a su vez por dos conjuntos; la Unidad de Cabrilla y la Unidad de las Nieves, cabalgante sobre la anterior, pero de características litoestratigráficas muy parecidas, con un potente Trías de facies carbonatada alpina. La Unidad de las Nieves se encuentra cabalgada



LEYENDA

1	KEUPER. Margas, arcillas verdes, yesos y carniolas.		Cabalgamiento.
2	CRETACEO. Arcillas, margas, carniolas y dolomías.		Contacto mecánico.
3	JURASICO. Dolomías, calizas masivas y nodulosas.		Contacto normal.
4	CRETACEO-EOCENO. { Marga-calizas y margas verdes y rojas.		Cavidad de desarrollo vertical.
5	FLYSCH. Margas y areniscas.		Sondeo.
6	UNIDAD DE LAS NIEVES. { Dolomías, calizas tableadas negras y Brecha de la Nava.		Manantial y cota estimada.
7	UNIDAD DE LOS ENAMORADOS. { Calizas masivas y calizas con sílex.		Unidad de Jarastepar.
8	ALPUJARRIDE. Micasquistos, cuarcitas y filitas.		Unidad de las Nieves.
9	MALAGUIDE. Pizarras, grauwacas y calcofilitas.		

Figura 3.14

Esquema hidrogeológico de la Sierra de Jarastepar y Cartajima (según Guzmán y Juárez, 1981).

a su vez por la Unidad de Yunquera, perteneciente al Complejo Alpujárride. Los materiales acuíferos de esta unidad son los tramos carbonatados mesozoicos (y cenozoicos en el caso de la Unidad de las Nieves) de las tres unidades geológicas representadas. La alimentación está representada exclusivamente por la infiltración de las precipitaciones, bajo forma de lluvia y, con cierta frecuencia de nieve. Pese a la inexistencia de estudios de detalle, la fracturación y la diversidad de cotas de emergencia de los manantiales, aseguran la compartimentación hidrogeológica de la unidad, donde se han distinguido *bloques* o compartimentos basados en criterios estructurales. Al menos cuatro sectores pueden distinguirse con claridad: oriental, central, occidental y septentrional. En conjunto, se han estimado unos recursos medios comprendidos entre 50 y 90 hm³/año. El sector oriental descarga a través de los manantiales de Igualaja (230 l/s) y otros situados en la cabecera del río Genal. Es posible que el manantial que representa el nacimiento del río Verde (de caudal medio estimado entre 500 y 700 l/s), aunque situado a una cota mucho más baja que el de Igualaja drene también, en parte, este sector. El sector central drena fundamentalmente a través de la surgencia de Zarzalones (o nacimiento de Río Grande), situada en el punto más bajo de la unidad, a 450 m s.n.m. Durán y López Martínez (1992) han mostrado mediante trazado con fluoresceína la conexión hidrogeológica entre el sifón final de Sima GESM (a una cota absoluta aproximada de 600 m s.n.m), y dicho manantial (Figs. 3.15, 3.16 y 3.17). Esta dirección del drenaje subterráneo (del SW al NE), está fuertemente condicionada por el eje del pliegue sinclinal que vertebra el borde meridional de la Sierra de Las Nieves. Existen otros manantiales en este sector como los del Río Horcajos (50 l/s), y el de carácter sulfuroso de Fuente Amargosa, en Tolox, de caudal muy reducido. El sector oriental, al este del Río Grande, presenta como manantiales más importantes los de Tolox (80 l/s) y El Plano (40 l/s), este último regulado mediante un sondeo. El sector septentrional, constituido por parte de Sierra Prieta y la de Alcaparaín, apenas ofrece surgencias de cierto caudal. Posiblemente, tal como apuntan Durán y López Martínez (1995), parte de la descarga de este sector se realice a través del manantial sulfuroso de los Baños de Carratraca, situado en el extremo sur de la Serrezuela, pequeño relieve carbonatado, aislado cartográficamente en superficie, pero estructuralmente perteneciente a la unidad alpujárride de Yunquera, y conectado con toda verosimilitud con el resto de la unidad hidrogeológica en profundidad. Las aguas de esta unidad presentan facies hidroquímicas muy diferentes, en función de las distintas litofacies

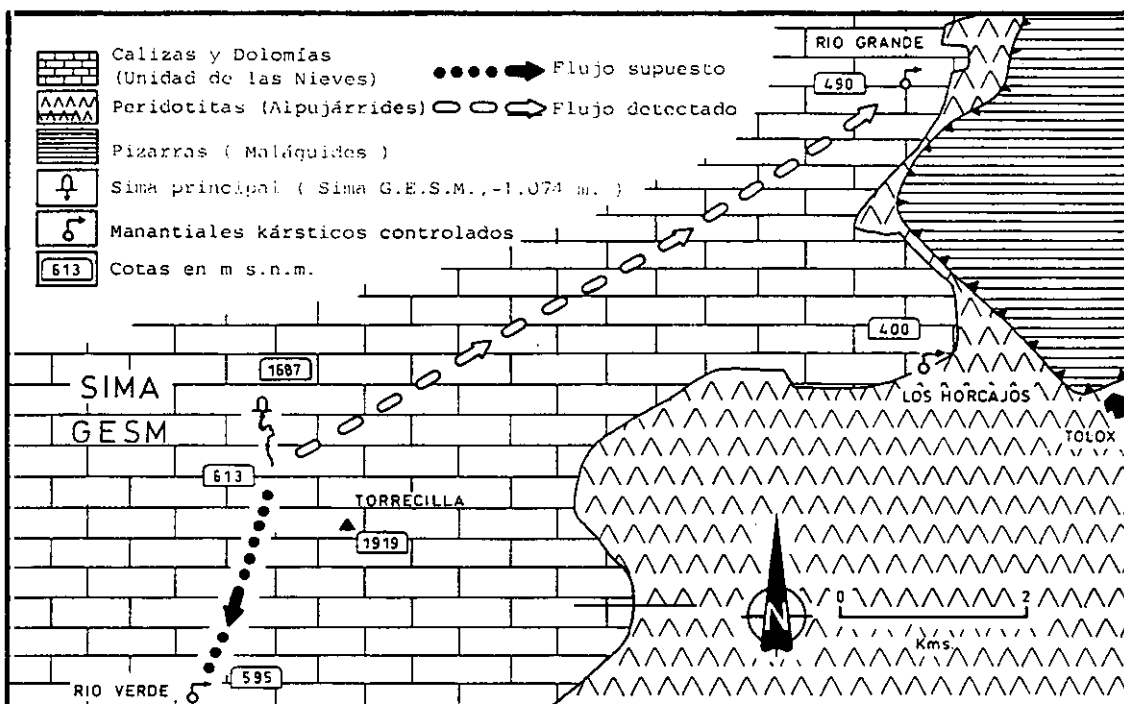


Figura 3.15 Flujo supuesto y flujo detectado entre el sifón final de Sima GESM y el nacimiento de Río Grande ó Zarzalones, mediante una experiencia de trazado con fluorescencia.

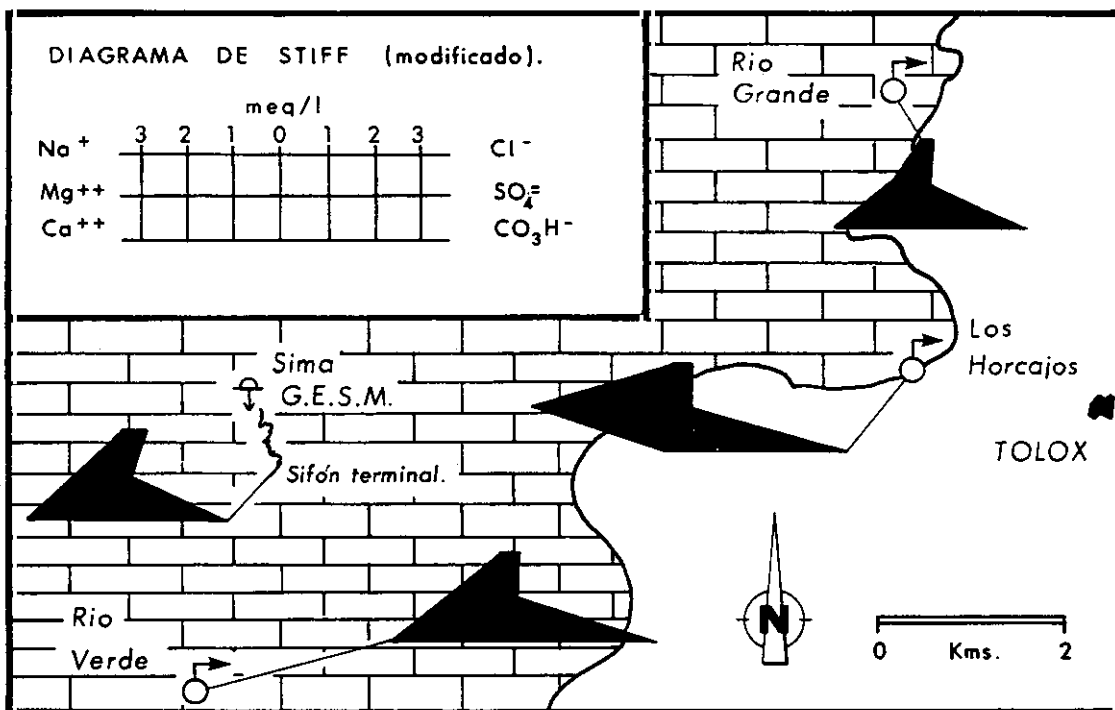


Figura 3.16 Diagramas de Stiff de las principales surgencias del borde sur de la Sierra de las Nieves, con posible relación con el drenaje de sima G.E.S.M.

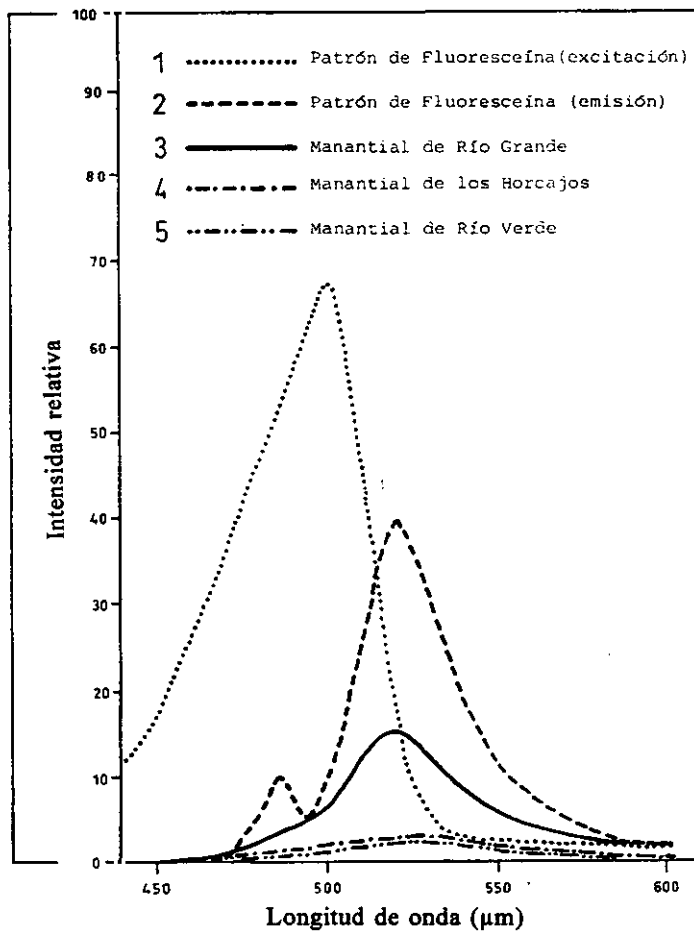


Figura 3.17 Curvas de respuesta de las diferentes fluocaptoreos situados en surgencias con posible relación con sima GESM.

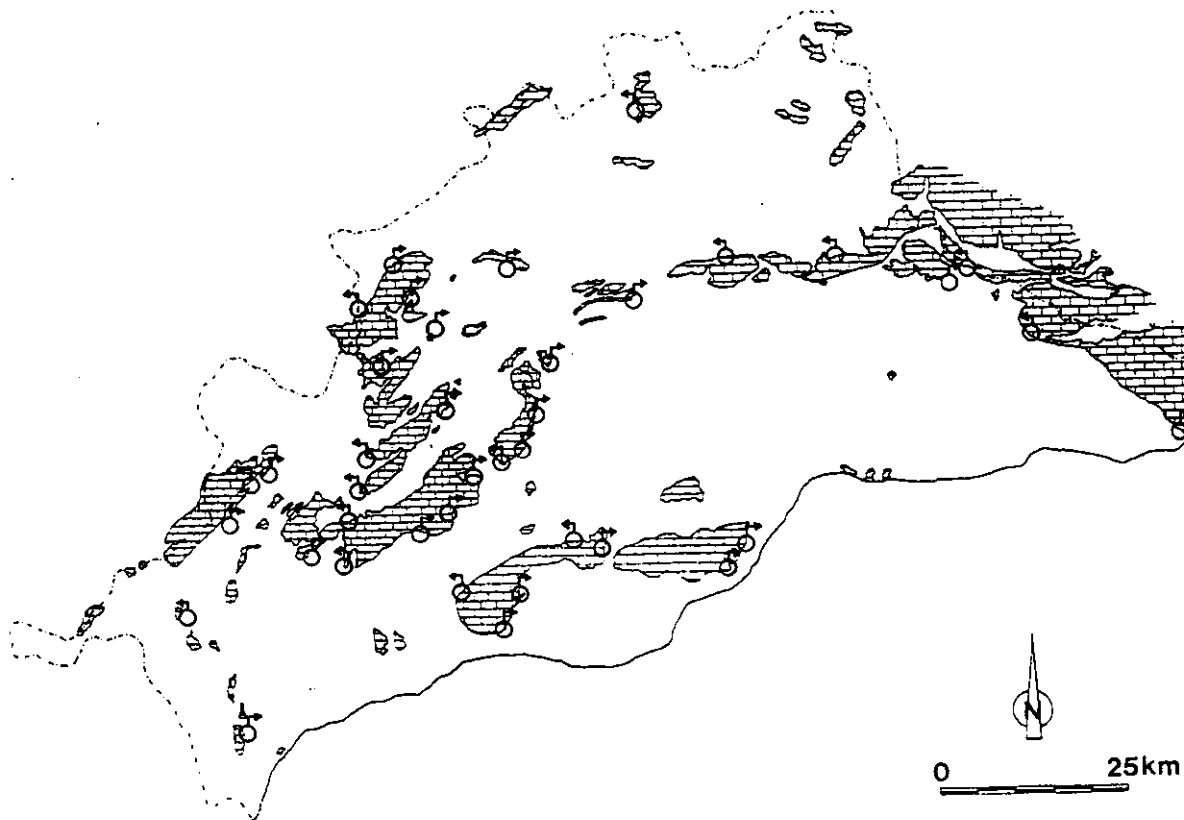


Figura 3.18 Localización de los principales manantiales kársticos de la provincia de Málaga.

atravesadas y de las trayectorias seguidas por los flujos subterráneos. En cualquier caso, predominan las bicarbonatadas cálcicas, existiendo como se ha comentado anteriormente, varias surgencias con características termo-minerales, ligadas posiblemente a flujos profundos a través de fracturas importantes.

Una vez descritas las unidades hidrogeológicas que contienen acuíferos kársticos de la provincia de Málaga, conviene hacer mención de dos cuestiones. Una, la existencia de otras unidades mayoritaria ó totalmente enclavadas en territorios de otras provincias, pero de interés para la comprensión de algunos aspectos. Es el caso de las unidades de Sierra Gorda (UH 05.40) y de Zafarraya (UH 05.41), ambas en la provincia de Granada y de las que conviene ofrecer algunos aspectos y comentarios. Por otro lado, es preciso destacar que con el listado de unidades hidrogeológicas no se acaba la hidrogeología de los macizos y sistemas kársticos malagueños, pues existen algunos no incluidos en ninguna de las unidades, tal y como están actualmente definidas (valga como ejemplo, la Sierra de la Utrera, con un manantial importante, los Baños de la Hedionda, de 60 l/s, anteriormente contemplado en el Sistema Acuífero 36, Serranía de Ronda y en la actualidad no *ubicado* en ninguna unidad hidrogeológica).

La unidad hidrogeológica de Sierra Gorda comprende los afloramientos carbonatados Complejo de la Sierra de Alhama, pertenecientes a la Unidad de Zafarraya, de asignación paleogeográfica dudosa, localizada en la zona centrooriental de la provincia de Málaga, así como el gran acuífero. El gran acuífero kárstico que representa Sierra Gorda (Granada). Ha sido estudiada en detalle por López Chicano (1992), estableciendo sus características hidrogeológicas, hidrodinámicas e hidroquímicas. Especialmente destacable es que este acuífero descarga, en parte, hacia el sur, a través de los manantiales de Guaro, en Periana, cuya cota más baja se sitúa en torno a los 700 m s.n.m; arroja un caudal medio de 220 l/s y su comportamiento ha sido descrito por dicho autor como de tipo *trop-plein*.

La unidad hidrogeológica de Zafarraya, inscrita en el seno de la anterior y estrechamente relacionada con ella, presenta la particularidad de estar constituida por un polje, posiblemente el mayor o uno de los mayores de la Península Ibérica, con 151 km² de

cuenca vertiente endorreica y unos 20 km² de llanura aluvial. Los arroyos que confluyen en él, drenan a través de pérdidas difusas y de *ponors* situados junto a la localidad de Zafarraya, en el extremo occidental del polje. El fondo del polje ha sufrido históricamente inundaciones, con un periodo de recurrencia de 25 años, alcanzando cotas de hasta 13 metros sobre la cota de drenaje, en la boca de los *ponors* (López Chicano, 1992). Estas inundaciones están relacionadas con los ascensos del nivel freático del acuífero kárstico inferior, hasta hacer funcionar a los *ponors* como *estavellas* ó surgencias.

3.5.2. Los manantiales kársticos y su relación con las principales formas kársticas

La provincia de Málaga, como ha podido apreciarse a lo largo de la descripción de las unidades hidrogeológicas kársticas, es rica en manantiales y surgencias kársticas, (Fig. 3.18) acercándose su número a los dos centenares, de los cuáles el 40% superan (o superaban en condiciones naturales) los 10 l/s de caudal medio anual. Esta gran cantidad de puntos de drenaje del flujo subterráneo está condicionada, evidentemente, por el alto grado de compartimentación hidrogeológica que impone la estructura geológica regional (existencia de múltiples unidades con columnas litológicas diversas, cabalgamientos, pliegues, fracturas, movimientos importantes en la vertical de carácter regional, deslizamientos gravitacionales, despegues, halocinesis, etc.) y por la historia paleohidrogeológica y geomorfológica reciente de los macizos kársticos.

Los caudales que arrojan estos manantiales son, obviamente, muy variables, tanto si se comparan los caudales medios anuales de los distintos manantiales entre sí, como observando la evolución temporal de los hidrogramas de cada manantial. La *horquilla* de caudales medios oscila entre pocos litros por segundo en los menos importantes y los casi 1.000 l/s de algunos de los más caudalosos de la Sierra de Líbar (Manantial de Benaoján, Cueva del Gato, Charco del Moro), condicionados obviamente por el elevado régimen pluviométrico de ese sector. Otro sector de manantiales kársticos importantes es el borde meridional de la Sierra de Las Nieves, con caudales del orden de los 700 l/s (nacimientos de Río Grande y de Río Verde). Son relativamente abundantes los manantiales kársticos con caudales entre 100 y 500 l/s (Coín, Júzcar, Igualejá, Fájara, El Alcázar, Maro, Río Gordo,

Río Sábar, Villanueva del Rosario, de la Villa, entre otros).

Las oscilaciones del caudal en un mismo manantial son diferentes según el grado de karstificación funcional de los sistemas kársticos. Existen manantiales relativamente regulares, como el de Coín, en Sierra Blanca, con un caudal medio de unos 350 l/s y puntas de 1.600 l/s (Andreo, 1996), y el de la Villa, en el Torcal, con 435 l/s y 2.000 l/s, respectivamente, (Thauvin, 1981), frente a otros como el de la Cueva del Gato, de caudal medio cercano a 1 m³/s y puntas de hasta 11-12 m³/s o incluso superiores, ó el de Guaro, con un caudal medio de 219 l/s y puntas de 2.500 l/s (López Chicano, 1992). Parecen diferenciarse dos pautas de comportamiento hidrodinámico: unos manantiales cuyos caudales máximos pueden ver multiplicado por 10 veces ó más su caudal medio, representativos de sistemas bien karstificados y jerarquizados; y otros manantiales cuyos picos máximos en el hidrograma son sólo del orden de 4 ó 5 veces el caudal medio anual, y que drenan sistemas kársticos con un menor grado de jerarquización de los conductos kársticos.

El quimismo de las aguas drenadas por los manantiales kársticos es relativamente homogéneo, con aguas mayoritariamente de facies bicarbonatadas cálcicas, localmente cálcico-magnésicas, ligadas a las litologías de los acuíferos. Puntualmente, existen surgencias kársticas de caudales importantes con aguas de facies diferentes, bien sulfatada (Torrox, en Teba) ó bien sulfurosa (Baños de Carratraca, en la Serrezuela; Fuente Hedionda, en la Sierra de la Utrera). La explicación de estas aguas hay que buscarla en la existencia de flujos regionales, y en las pautas de fracturación (Benavente y Sanz de Galdeano, 1985), además, lógicamente, de la presencia de materiales (mineralizaciones por lo general ó ciertas litologías, como evaporitas y peridotitas) que puedan suministrar los elementos presentes en las aguas emergentes.

También es preciso citar aquí la existencia de manantiales importantes ligados a karsts yesíferos y salinos, como pueden ser los de la Cueva del Agua en Archidona (Durán y Burillo, 1985; Carrasco, 1986), ó el manantial salino de Meliones, que con su elevadísima salinidad causa graves problemas de contaminación en el agua del embalse del Guadalhorce-Guadalteba (Carrasco, 1986) y que recientemente se ha demostrado que su alimentación

hídrica proviene básicamente del karst yesífero de Gobantes (Guzmán *et al.*, 1996).

Tipológicamente, la mayor parte de los manantiales kársticos de la provincia de Málaga corresponden al tipo II de Ford y Willians (1989), denominados *represados*, los cuales se caracterizan por la existencia de una barrera impermeable que sirve de límite lateral y altitudinal al acuífero, teniendo este un cierto desarrollo en profundidad. No obstante, existen también algunos del tipo I (de *drenaje libre*) y del tipo III (*confinados*), cuya emergencia se produce por artesianismo ó guiada por fracturas.

La distribución espacial de los manantiales kársticos ha sido estudiada con especial detenimiento, con el objetivo de realizar un análisis comparativo con la distribución espacial de las formas endokársticas mayores, es decir de los conductos ó paleoconductos que representan los drenes maestros de la organización kárstica regional accesible en la actualidad. Para ello, se han recogido los datos de los caudales medios y las cotas de emergencia de todos los manantiales surgentes en materiales de naturaleza carbonatada de la provincia de Málaga. Esta búsqueda se ha realizado de dos maneras; a través de la base de datos de puntos de agua del ITGE y mediante búsqueda bibliográfica en los trabajos preexistentes. Tras el cruce y depuración de los mismos, se ha podido confeccionar una tabla en la cual se han dispuesto el número de manantiales y el caudal drenado por intervalo de cotas de emergencia agrupadas por clases de 50 metros. El caudal total resultante de sumar los caudales medios de los manantiales es de 239 hm³/año, lo que representa el 40% de los recursos hídricos totales de la provincia de Málaga y el 56% de los procedentes de acuíferos carbonatados. Unas cifras similares encuentra Sanz (1987) cuando realiza un inventario de los manantiales con caudales superiores a los 10 l/s existentes en España: sus caudales suman el 46,8% de los recursos subterráneos existentes, de los que el 85% corresponde a rocas carbonatadas; es decir los caudales de los manantiales kársticos representan el 40% de los recursos hídricos totales, idéntica cifra a la resultante en el análisis que aquí se realiza. En cualquier caso, se considera representativa la muestra por dos razones: están comprendidos en ella prácticamente todos los manantiales importantes por su caudal, superando el conjunto el 50% de los recursos hídricos kársticos; y, además, el objetivo final del análisis es la comparación de su distribución especial con la de las formas endokársticas *mayores*.

Una primera conclusión de este análisis es que los mayores caudales *medios* por intervalo (es decir, el resultado de dividir la suma de los caudales medios drenados en un determinado intervalo de cotas por el número de manantiales existentes) se concentran en cinco intervalos de cotas, expresadas en m s.n.m: 50-100, 200-250, 400-500, 650-700 y 850-900. Estos intervalos no siempre coinciden, sin embargo, con los de mayores caudales drenados. Por ejemplo, el intervalo 700-750 *drena* un caudal importante pero repartido entre numerosos manantiales kársticos, con caudales medios menores.

Por otro lado, se ha realizado una representación gráfica frecuencial, relacionando cota de emergencia *versus* caudal medio drenado por el conjunto de manantiales kársticos existentes en cada intervalo de 50 metros (Fig. 3.19). La curva resultante es claramente polimodal, presentando un máximo bien definido y cuatro máximos relativos secundarios. El máximo absoluto se sitúa en el intervalo 450-500 m s.n.m, y los máximos secundarios son de mayor o menor frecuencia: 650-750, 50-100, 200-250 y 850-900 m s.n.m El primero de estos máximos relativos comprende dos intervalos, e incluso podría incluirse el intervalo 600-650, que presenta una frecuencia comparable con la del cuarto máximo; igual ocurre con el intervalo 400-450.

Con objeto de realizar el análisis comparativo con la ubicación espacial actual de formas endokársticas mayores conocidas, se ha realizado un tratamiento similar con los datos espeleométricos de las grandes cavidades de la provincia de Málaga, recopilados por Ramírez (1995). De cada cavidad se han registrado sus cotas máxima y mínima, así como su desarrollo topografiado expresado en metros. Con estos datos, se ha calculado el número de intervalos de cota de 50 m, entre los cuales se ha considerado *repartido* homogéneamente el desarrollo total de la cavidad, en metros. Esta cantidad, expresada en metros de cavidad por intervalo de cotas se ha asignado a cada uno de los intervalos comprendidos entre la cota máxima y mínima de la cavidad. De esta manera, se ha podido construir, igualmente, una representación frecuencial que relaciona los conductos kársticos con su cota (Fig. 3.20). La curva así construida, lejos de presentar una pauta simple, se parece mucho a la obtenida con los caudales medios de los manantiales kársticos. Es, igualmente, polimodal, con dos máximos bien marcados y otros máximos relativos secundarios. Los máximos principales se

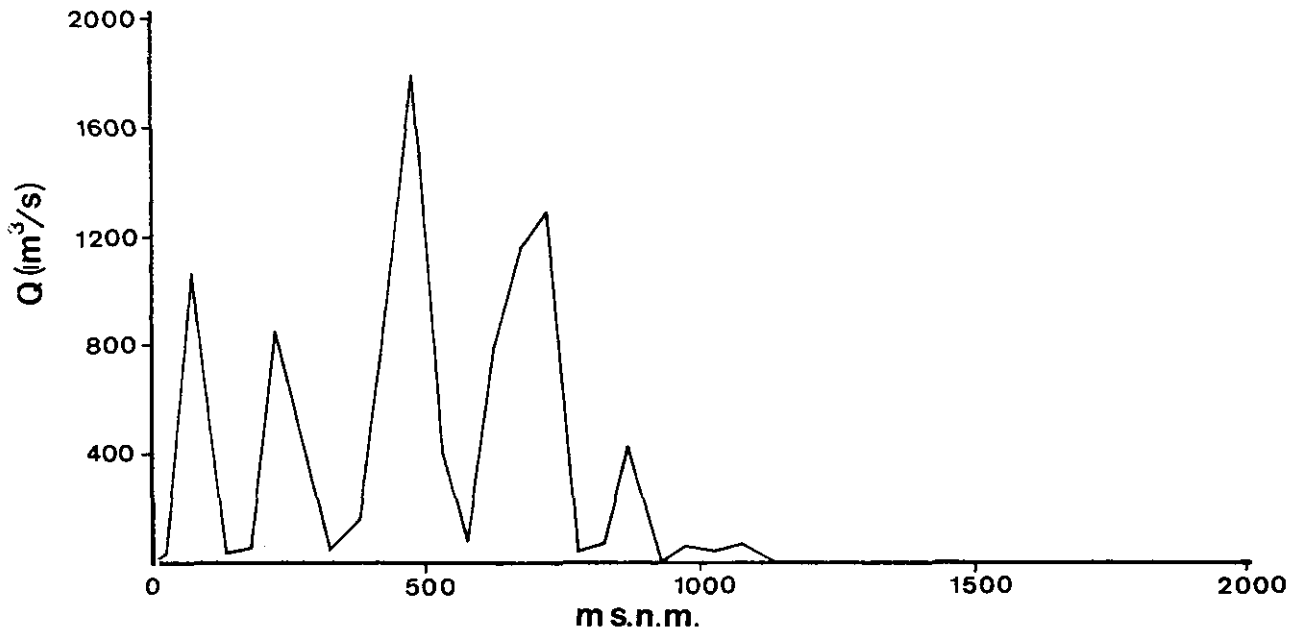


Figura 3.19 Curva de caudales drenados por el conjunto de manantiales kársticos (Q) de la provincia de Málaga, expresados en m³/s, en función de la cota de emergencia de los mismos, en metros.

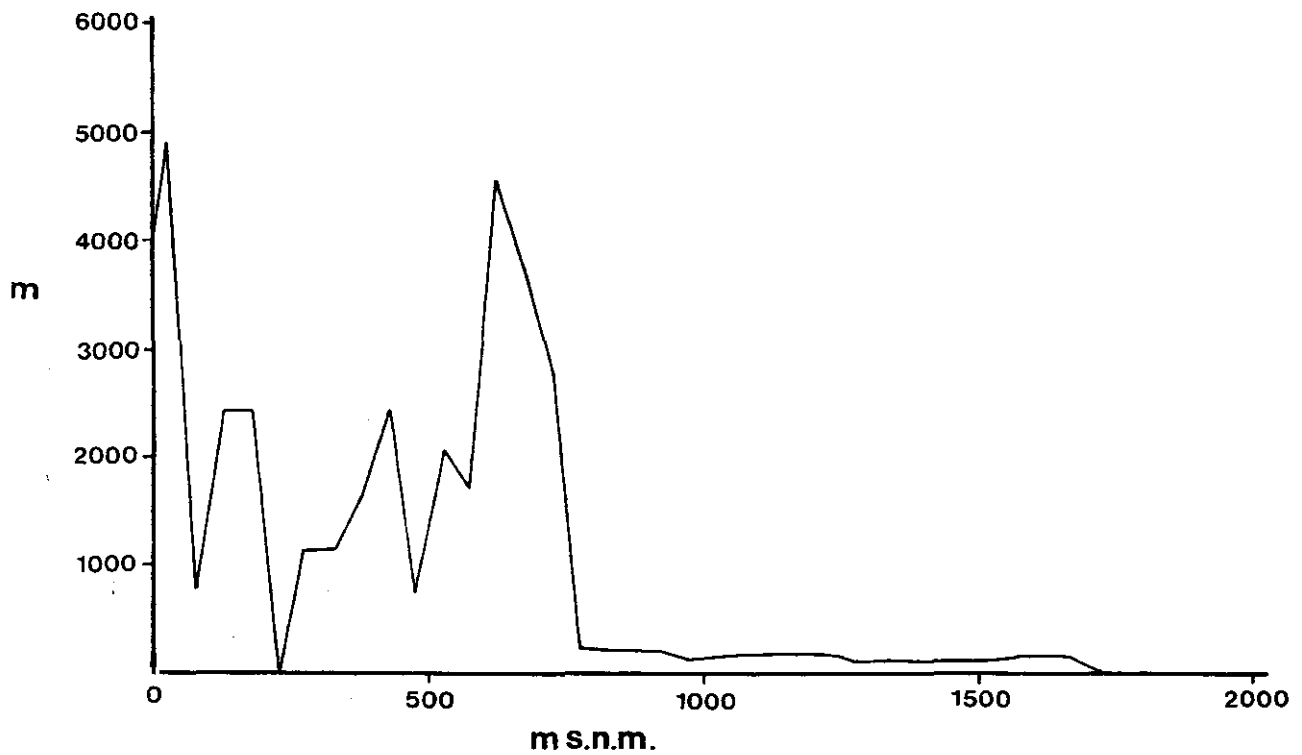


Figura 3.20 Curva que relaciona la existencia de tramos de las grandes cavidades kársticas de la provincia de Málaga, expresada en metros de desarrollo horizontal, en función de su altitud sobre el nivel del mar.

encuentran en los intervalos 0-50 y 600-650 m s.n.m. Aunque este último posee una frecuencia ligeramente menor que el primero, hay que tener en cuenta que los intervalos 650-700 y 700-750 están bien representados frecuentemente, por lo que si se variase la elección de la clase (por ejemplo, intervalos de 100 m) el máximo absoluto estaría en torno a estas cotas. Los máximos relativos se presentan en el intervalo doble 100-200 m s.n.m y en el intervalo 400-450 m s.n.m.

Para poder establecer una comparación entre las dos curvas frecuenciales, es preciso reflexionar sobre el significado físico de ambas. La de caudales de manantiales es clara, pues cuantifica el valor del drenaje que se realiza en cada intervalo de cotas. La curva de cavidades es algo más compleja en su interpretación, pues representa una abstracción de la realidad física, al repartir el desarrollo total de una cavidad regularmente en todos los intervalos de cota en que esta se encuentra representada. Es una visión simplificada del grado de karstificación (representado por la existencia de cavidades importantes) *aguas arriba* de las surgencias, o de las zonas no saturadas de los respectivos sistemas kársticos, pues siempre se está trabajando sobre cavidades situadas actualmente en la zona no saturada del karst, o en el entorno del nivel freático. Por tanto, a la hora de establecer correlaciones es preciso tener esto en cuenta: un máximo frecuencial en la curva de caudales de las surgencias sólo puede ser correlacionado con otro máximo de la curva de cavidades situado en una cota *superior* ó igual que el anterior.

Teniendo esto en cuenta, pueden establecerse algunas correlaciones. Así, el máximo absoluto de la curva de cavidades (0-50) carecería de homólogo en la de caudales de surgencias. La explicación de este hecho puede estar ligada a varios factores: uno podría ser la existencia de manantiales a nivel del mar ó submarinos, como de hecho existen (Zona de Nerja-La Herradura), que no han sido tenido en cuenta en el análisis. Estos manantiales que tienen el nivel del mar *actual* como nivel de base son poco frecuentes, porque tampoco existen muchos macizos kársticos directamente enfrentados al litoral, y porque en los existentes parece no haber tenido *tiempo* la karstificación para estructurar la descarga. Por otro lado, la gráfica de cavidades está sobrerrepresentada en este intervalo debido a la existencia de cavidades subhorizontales de desarrollos importantes en el macizo de

carbonatos maláguides de Los Cantales, cuyas pequeñas dimensiones explica que no exista punto alguno de descarga subterránea.

Sí puede establecerse una posible correlación entre el *pico* de 100-200 en cavidades y el de 50-10 de los caudales. Igualmente, el pico de 400-450 de cavidades podría corresponder al de 200-250 de la descarga, aunque en estos intervalos el gráfico de las cavidades se muestra menos neto, con un amplio conjunto de intervalos con cierta representación siempre *por encima* de 200-250 m s.n.m, estando este intervalo con una frecuencia nula, lo que refuerza la interpretación anterior.

La descarga más importante se produce entre las cotas 400 y 750, con una curva de carácter bimodal entre estos intervalos, con un mínimo bien marcado hacia los 550-600 m s.n.m. Ese comportamiento se repite, aunque cuantitativamente sea muy diferente, en la curva de cavidades: entre 500 y 750 se concentra una parte importante de los desarrollos, con un pequeño mínimo relativo hacia 550-600 m s.n.m. Posiblemente haya que correlacionar los dos picos de la curva de caudales con este amplio intervalo de las cavidades, puesto que a cotas por encima de los 750 m prácticamente sólo existen cavidades subverticales, cuyo desarrollo horizontal es escaso y por tanto su representación en la curva, mínima. Esto no quiere decir que no existan cavidades activas que alimenten hidrogeológicamente los sistemas kársticos actuales a cotas por encima de los 750 m s.n.m. Por el contrario, es en estos sectores elevados donde se produce la recarga, sólo que los colectores hídricos existentes poseen una geometría más cercana a la vertical, como corresponde a los gradientes elevados que existen en la zona superior del karst.

En definitiva, pueden distinguirse dos tramos en las curvas: a cotas por debajo de los 450 m s.n.m, se puede deducir la existencia de conductos horizontales bien establecidos que alimentan y condicionan dos niveles de surgencias situados por debajo de los niveles de colectores. Un tercer nivel de colectores, situado a menos de 50 m s.n.m no tiene una representación neta en las surgencias, aunque existan algunas a nivel del mar ó por debajo del mismo. Por encima de los 500 m s.n.m, ocurre al contrario, existen tres niveles de descarga por sólo dos (que podría considerarse uno único) de cavidades. La *ausencia* de

curva de cavidades por encima de 800 m se explica por el tipo de estas: colectores verticales (simas), situados en la parte alta de los macizos kársticos y característicos de los altos gradientes de la zona no saturada.

En cualquier caso, parece clara la existencia de un condicionamiento importante, y posiblemente heredado, de la situación espacial de los manantiales kársticos, por parte de las redes kársticas preexistentes, claramente distorsionadas en la actualidad, por procesos de encajamiento de la red fluvial y de neotectónica.

3.5.3. Termalismo y karstificación

Las relaciones entre termalismo, fracturación y karstificación han sido puestas de manifiesto en la Cordillera Bética por Benavente y Sanz de Galdeano (1985). Anteriormente, Cruz San Julián y García Rossell (1975), presentaron una amplia visión del termalismo del sur peninsular, considerando como *aguas termales* aquellas que superaban en superficie la temperatura de 20°C, o que superaran en 5°C ó más la temperatura media del aire de la región. De entre las consideraciones realizadas por estos autores, interesa destacar cuatro: relativas al control del termalismo por la fracturación; a la repartición por dominios geológicos, y a las relaciones de las aguas termales con diversos tipos de yacimientos minerales, y con edificios tobáceos y travertínicos.

Efectivamente, Cruz San Julián y García Rossell (1975) encuentran que el conjunto de puntos de aguas termales de la Cordillera Bética se alinean claramente siguiendo dos directrices estructurales: la *dirección de plegamiento de la Cordillera*, es decir la alineación N 60°E, entre Cádiz y Alicante; y la alineación N 30°-40°W (o sea, N 140°-150°E), correspondiente por lo general a fracturas de desgarre, de actividad muy reciente (Plioceno). Detectan estos autores, igualmente, una orientación preferente a lo largo de la línea de costa entre Almería y Málaga, calificándola de "anomalía térmica regional", de indudable significación geológica.

En lo relativo a la repartición por dominios geológicos, encuentran diferencias en las facies hidroquímicas presentes en cada uno de ellos. Así, en las Zonas Internas y en el entorno del contacto con las Externas predominan las facies cloruradas y sulfatadas, mientras que las carbonatadas lo hacen en las Zonas Externas. La temperatura de las aguas también es un factor cuya repartición geográfica es desigual: por lo general más alta hacia el este, en los tercios central y oriental de la cordillera.

Es interesante la asociación espacial que, según estos autores, existe entre aguas termales y ciertos yacimientos minerales, fundamentalmente los presentes en los materiales del Complejo Alpujárride (de fluorita, óxidos y carbonatos de hierro, Cu-Pb-Zn, mercurio y cobalto). La presencia de algunos de estos cationes en las aguas termales induce a pensar en "algún tipo de relación causa-efecto entre ambos hechos". En este sentido, podría citarse el caso de la Sima de las Fumarolas, situada en Montevives (Granada) y una de las escasísimas cavidades termales existentes en la región, asociada a los yacimientos miocenos de celestina existentes (Fernández Rubio *et al.*, 1975).

Este tipo de relación espacial (termalismo-yacimientos minerales) puede ser el origen de ciertas manifestaciones kársticas, como las existentes en la Sierra de Mijas, con cavidades *rellenas* de volúmenes importantes de óxidos e hidróxidos de hierro, que llegaron a ser explotados como mena de este metal (Cueva-Mina de Benalmádena). También puede existir relación entre la presencia de aguas sulfurosas en las cercanías de materiales carbonatados y la existencia de sulfuros primarios que han sufrido procesos posteriores de transformación. Estas circunstancias se dan en numerosos puntos del Complejo Alpujárride, aunque como ejemplo destacado podría citarse la Serrezuela de Carratraca, con una importante surgencia de aguas sulfurosas (los Baños de Carratraca), cavidades importantes (la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales, la Sima de los Baños) y abundantes mineralizaciones de óxidos de hierro pseudomórficas de la pirita original.

Más discutible es la pretendida relación que según Cruz San Julián y García Rossell (1975) existe entre las masas travertínicas de la región y la presencia de fuentes termales. En opinión de estos autores, no existe ningún depósito de tobas desconectado de fuentes

termales, mientras que la inversa no se cumple, "pues hay manantiales termales que no llevan asociados ningún tipo de depósitos de tobas". En realidad, esta asociación, pese a ser significativa en algunos casos, no es en absoluto unívoca en ninguno de los dos sentidos: existen numerosos edificios travertínicos sin relación alguna con fuentes termales, de la misma manera que existen aguas *calientes* sin depósitos tobáceos.

En el ámbito de la provincia de Málaga, estos mismos autores citan la existencia de 18 puntos de aguas termales, aunque sólo inventarian 12 de ellos. La inmensa mayoría de los mismos (el 75%) se localizan en las Zonas Internas, y el resto, o bien cerca del límite con las Zonas Externas, o según la línea del accidente Cádiz-Alicante a su paso por la región de Ronda. Los datos que se ofrecen en la caracterización de las aguas termales de la provincia de Málaga son muy escasos, pudiendo decirse sólo que su temperatura oscila entre 18,5° y 22°C, y que sus facies predominantes son sulfatadas.

En un trabajo posterior (ITGE-Junta de Andalucía, 1990-91) dedicado al inventario de *aguas minerales* de la provincia de Málaga, se detectan 55 puntos de agua mineral, (44 manantiales y galerías, 7 pozos y 4 sondeos), la mayoría de los cuáles pueden ser considerados como termales, en el sentido de Cruz San Julián y García Rossell (1975), teniendo en cuenta la existencia de mezcla de aguas termales y *normales*. De esos 55 puntos inventariados, se estudiaron en profundidad 36 de ellos, repartidos de la siguiente forma: el 70% se localizaron en las Zonas Internas, mayoritariamente en el Complejo Alpujárride. El resto se reparten en las Zonas Externas, los flyschs del Campo de Gibraltar y los materiales neógenos *postorogénicos*. La dependencia de los macizos kársticos es importante: el 45% de estas aguas se ubican en este tipo de acuíferos, en especial prácticamente todos los de gran caudal.

Por otro lado, ITGE- Junta de Andalucía (1992) en un estudio dedicado a los recursos geotérmicos de Andalucía, detectan en la provincia de Málaga dos áreas de posible interés geotérmico: la de Manilva-Estepona, con 80°-90°C de temperatura base; y la de Álora-Cártama, con 50-60°C de temperatura de equilibrio. Ambas zonas han sido establecidas en base a la presencia de aguas termales de facies sulfatada y mixta, respectivamente.

Benavente y Sanz de Galdeano (1985) estudian más detalladamente la relación entre termalismo y fracturación, siguiendo el análisis de la fracturación de la Cordillera Bética realizado anteriormente por Sanz de Galdeano (1983). Señalan nuevamente, como ya hicieran Cruz San Julián y García Rossell (1975), la existencia de alineaciones preferenciales en las manifestaciones termales, según las direcciones N 60°E y N 140°-150°E. A la vez, resaltan la localización de las surgencias de mayor temperatura en la intersección de los accidentes principales, sobre todo los de las familias N 70°-100°E y N 130°-160°E. En el conjunto de la cordillera y en la provincia de Málaga, las alineaciones más nítidas de surgencias de temperatura mayor de 24°C o bien inferior a esta, pero de caudal superior a 50 l/s, son:

- la correspondiente al accidente de Cádiz a Alicante (N 70°E).
- la dirección este-oeste, desde el norte de Ronda al norte de Almería.
- idéntica dirección, pero paralela al litoral, al sur del denominado Accidente de las Alpujarras.

En lo relativo al endokarst son muy escasas, como se ha dicho anteriormente, las manifestaciones termales existentes en la actualidad. Además de la ya citada Sima de las Fumarolas, en la Depresión de Granada, únicamente pueden citarse otras dos cavidades: la Raja Santa, sima situada en las calizas subbéticas del borde norte de la mencionada depresión, indicando claramente un área geotérmica de interés; y la denominada Cueva del Vapor, sima de 96 m de profundidad desarrollada en conglomerados miocenos de Alhama de Murcia (Rodríguez Freire *et al.*, 1976). Como puede observarse, estos fenómenos *termokársticos* quedan restringidos al sector centro-oriental de la cordillera, no existiendo constancia de la presencia de manifestaciones similares en el tercio occidental de la misma ni, en consecuencia, en la provincia de Málaga.

4. Fracturación y desarrollo del karst

4.1. Planteamiento y antecedentes

Como ya se ha citado, las relaciones entre fracturación y karstificación han sido analizadas globalmente por Benavente y Sanz de Galdeano (1985) para el tercio central de la Cordillera Bética. En realidad, estos autores estudian la correlación existente entre la fracturación en los macizos kársticos y la fracturación en el conjunto de la cordillera, observando un grado importante de concordancia. Puntualmente, otros autores han ensayado estudios comparativos entre la fracturación y la disposición espacial de algunas morfologías kársticas, bien subterráneas (orientaciones de tramos rectilíneos de cavidades), bien superficiales (alineaciones de dolinas, por ejemplo) (Fig. 4.1). No obstante, no existe una visión de conjunto de estas relaciones entre la estructura y la morfología kárstica, que agrupe un número significativo de macizos kársticos de los diversos dominios geológicos. Este capítulo pretende abordar esta síntesis para el ámbito de la provincia de Málaga y algunos macizos adyacentes, centrando el análisis en la fracturación presente de los macizos kársticos y en las direcciones de desarrollo preferencial de las cavidades más importantes.

4.2. La fracturación en los macizos kársticos

El análisis de la fracturación ha sido abordado previamente en varios macizos kársticos. En este sentido, los primeros trabajos fueron los de Fernández Rubio y Delgado (1975) y Fernández Rubio *et al.*, (1981), en el Torcal de Antequera. Posteriormente, se han realizado otros en casi todos los dominios geológicos, excepto en la Dorsal Bética: Rodríguez Vidal (1982) en Sierra Blanca; Benavente y Sanz de Galdeano (1985) en la Sierra de Colorado; Durán y Soria (1989) y Durán y López Martínez (1992) en la Sierra de Líbar; López Chicano (1992) en las sierras de Alhama y Gorda; Cuenca y García Carretero (1993) en la Sierra de Mijas; Sanz de Galdeano (1993b) en el extremo sureste de Sierra Almajara; Andreo (1996) en las sierras Blanca y Mijas; y Hoyos *et al.* (1996) en Los Cantales de El Rincón de la Victoria. Los datos que se exponen a continuación, gráficamente sintetizados en la Fig. 4.2, se han extraído de los autores citados. Además, se incluyen algunas de las

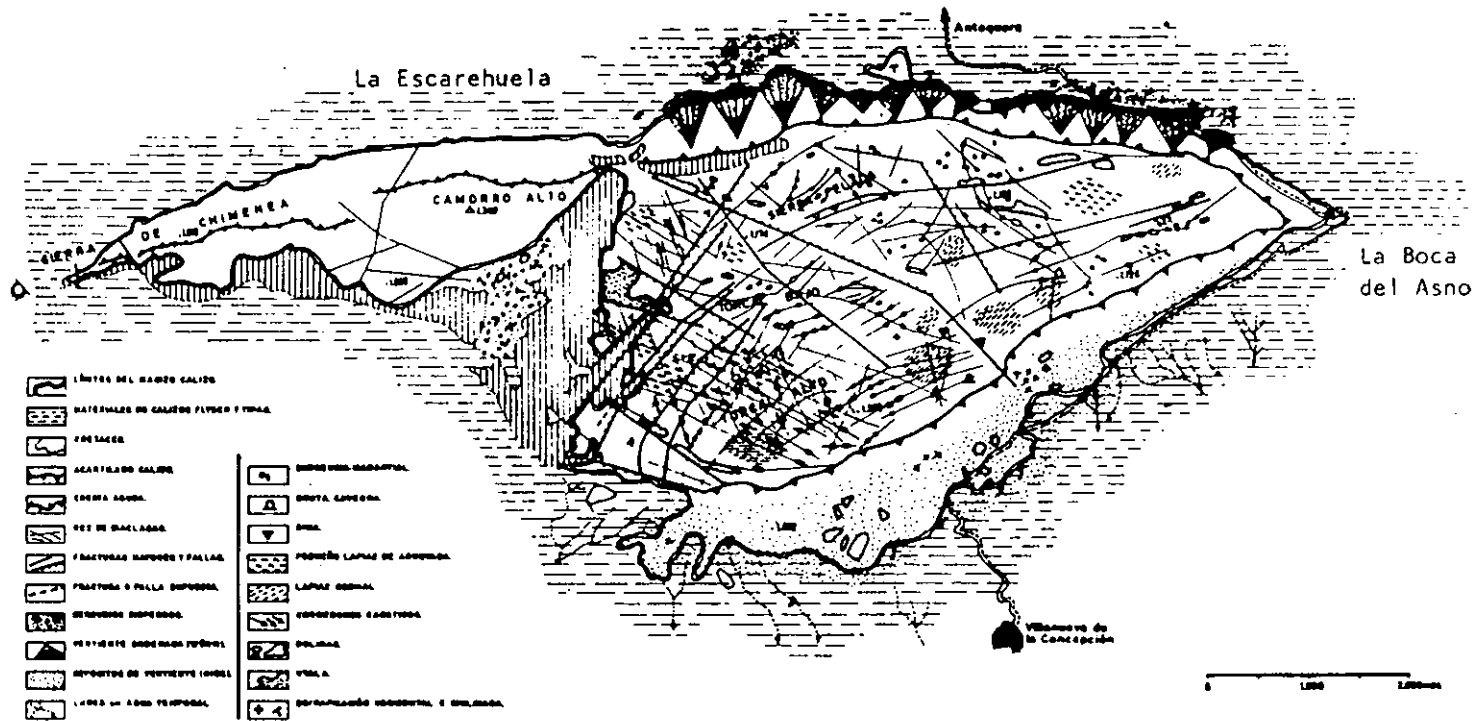


Figura 4.1 Mapa geomorfológico de El Torcal de Antequera (según Pezzi, 1975). Puede observarse la alineación de las dolinas con algunas de las fracturas cartográficas.

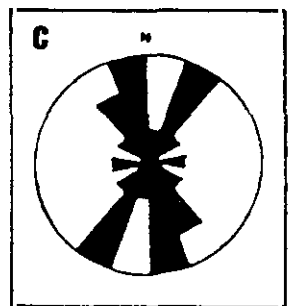
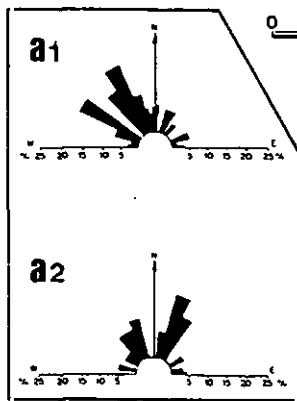
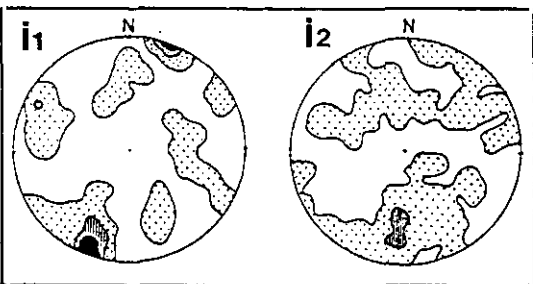
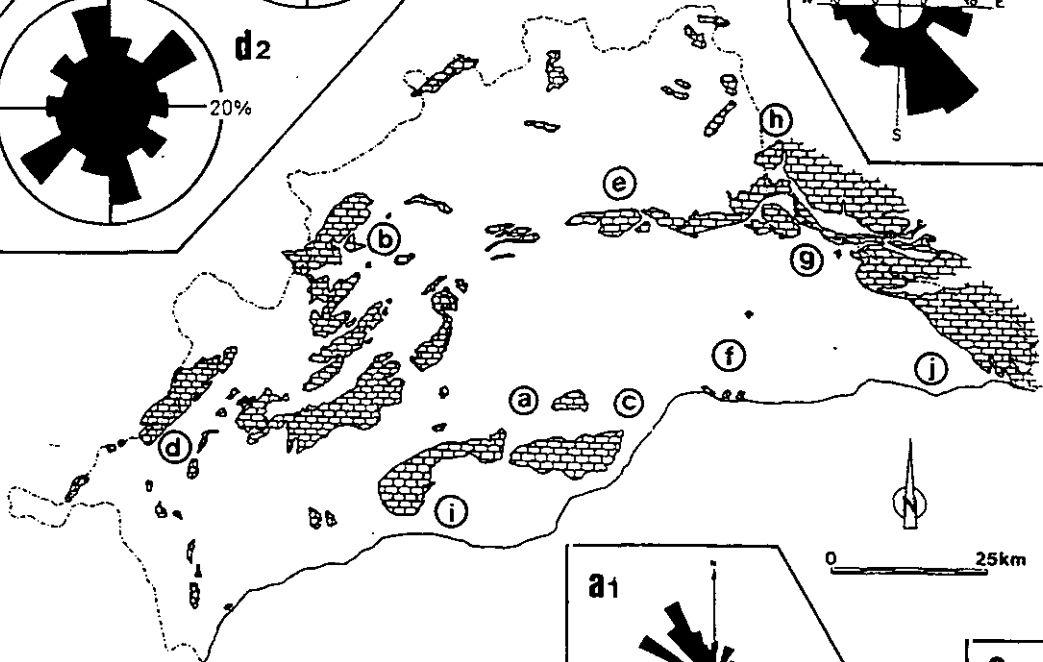
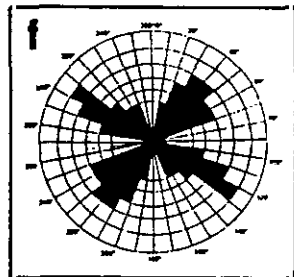
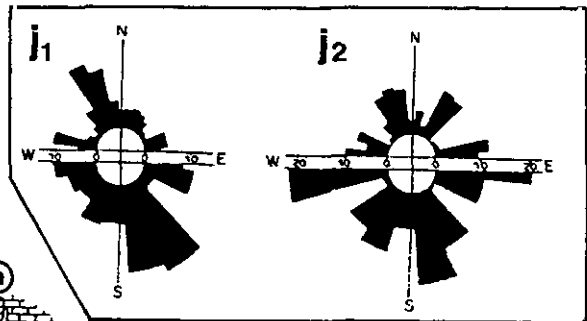
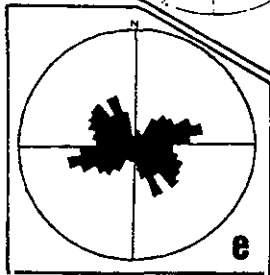
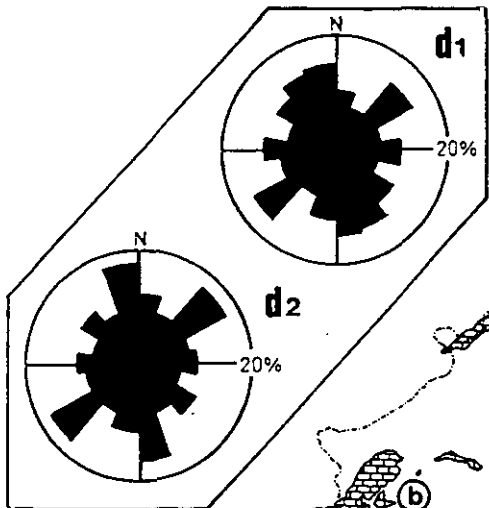
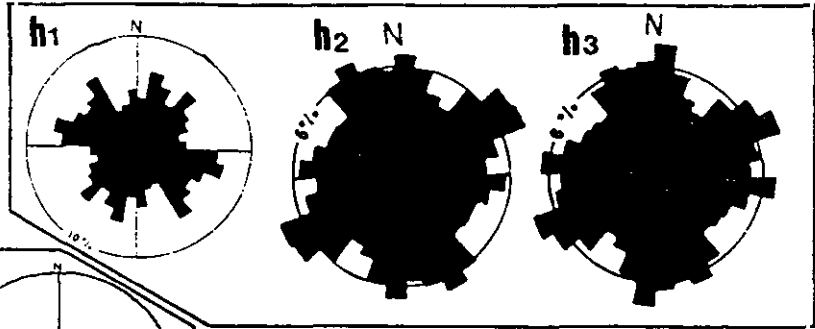
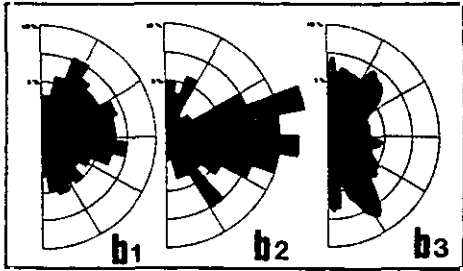
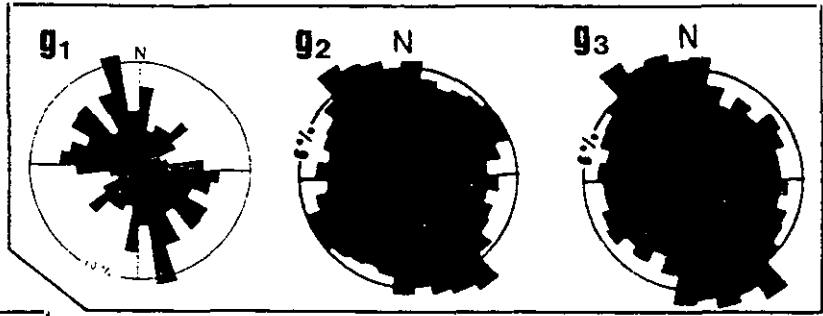


Figura 4.2

La fracturación en los macizos kársticos de la provincia de Málaga y zonas adyacentes. Los diagramas de orientación han sido reproducidos tal como los elaboraron los correspondientes autores:

a.- Sierras de Blanca y Mijas (Andreo, 1996). El diagrama a, corresponde al diagrama en rosa de 64 fallas mesoscópicas; el a_2 representa un total de 10.504 diaclasas medidas sobre el terreno.

b.- Sierra de Colorado (Benavente y Sanz de Galdeano, 1985). El diagrama b_1 refleja las 600 fracturas medidas en el campo; el b_2 las 200 fracturas existentes en un sector de 3 km² del macizo, representadas en función de su número; el b_3 expresa las longitudes acumuladas de las fracturas visibles en fotografía aérea en el conjunto del macizo.

c.- Sierra de Mijas (Cuenca y García Carretero, 1993). Representación gráfica de la orientación de las principales fallas del macizo, medidas sobre el mapa geológico a escala 1:50.000.

d.- Sierra de Líbar (Durán y López Martínez, 1992). Diagramas correspondientes a las fallas representadas en el mapa geológico a escala 1:50.000; d_1 expresadas en número; d_2 , en longitudes.

e.- El Torcal de Antequera (Fernández Rubio *et al.*, 1981). Gráfico sintético de las 1.832 fracturas medidas sobre foto aérea.

f.- Cantal Alto (Hoyos *et al.* 1996). Diagrama de orientación de las fracturas (fallas y diaclasas) observadas en el macizo kárstico.

g.- Sierra de Alhama (López Chicano, 1992). El diagrama g_1 corresponde a las 712 fracturas medidas realizadas sobre el terreno; el g_2 representa las 12.034 fracturas visibles en fotografía aérea, expresadas en número; el g_3 , es la representación de las longitudes de estas mismas fracturas.

h.- Sierra Gorda (López Chicano, 1992). El diagrama h_1 corresponde a las 1.853 fracturas medidas sobre el terreno; el h_2 representa las 29.904 fracturas visibles en fotografía aérea, expresadas en número; el h_3 es la representación de las longitudes de estas mismas fracturas.

i.- Sierra Blanca (Rodríguez Vidal, 1982). Los diagramas representan la densidad de los polos de las fracturas medidas en el borde meridional del macizo kárstico, en dos lugares diferentes: i_1 , en el extremo suroeste y i_2 , en el meridiano de Ojén.

j.- Sierra Almijara (Sanz de Galdeano, 1993b). Representaciones gráficas de 2.339 diaclasas (j_1) y 628 fracturas (j_2), en el extremo suroriental del macizo kárstico y en el interior de la Cueva de Nerja, respectivamente.

conclusiones del análisis de lineamientos realizado en este trabajo, y comentado globalmente en el apartado 2.3.2.1.

En la Sierra de Líbar, las fallas medidas sobre el mapa geológico a escala 1:50.000, ofrecen tres máximos en el diagrama correspondiente al número de fracturas: el abanico N 120°-200°E, y los intervalos N 40°-60°E y N 80°-100°E. (Fig. 4.3) En el diagrama de orientaciones por longitudes, destacan dos máximos principales, más concentrados: N 40°-60°E y N 160°-180°E. Los lineamientos muestran dos máximos netos, uno de ellos coincidente con los anteriores: N 30°-60°E y N 105°-120°E. El intervalo de máxima coincidencia es el correspondiente a fracturas longitudinales de gran recorrido, paralelas a los ejes principales del plegamiento.

En el macizo de Colorado (Sierra de los Merinos), la situación es diferente en función del tipo de análisis realizado. En los diagramas correspondientes a medidas de campo y fracturas sobre fotografías aéreas (ambas expresadas en número), las familias predominantes son tres, de orientaciones similares, aunque con ligeras discrepancias en lo relativo a los máximos principales en cada caso. Los intervalos que agrupan a los diagramas son: N 0°-40°E, N 60°-120°E y N 140°-170°E. En el caso de las longitudes acumuladas de las fracturas en fotografía aérea, los máximos se sitúan en torno a N 150°E, N 40°E y N-S. Los lineamientos se encuentran muy poco concentrados, entre las direcciones N 0°E y N 135°E.

En el Torcal de Antequera y la Sierra de Chimenea, Fernández Rubio *et al.* (1981) realizan un análisis exhaustivo de la fracturación sobre fotografía aérea; diferencian cuatro sectores (Sierra de Chimenea, Sierra Pelada, Boca del Asno, y Torcal Alto y Bajo), con orientaciones diferentes de la fracturación (Fig. 4.4). En la representación del total de 1.832 direcciones de fracturas, se observan dos familias predominantes: una en torno al abanico N 60°-N 90°E y otra hacia N 110°-N 160°E. La primera es interpretada por los autores como un sistema de diaclasas longitudinales tensionales, paralelas a la directriz principal del plegamiento (N 60°E). La segunda constituiría uno o varios sistemas, dependiendo de los sectores, de fracturas transversales. Destacan la concordancia de estos datos con los de otros autores y con los datos de campo, considerando a ambos tipos de análisis como

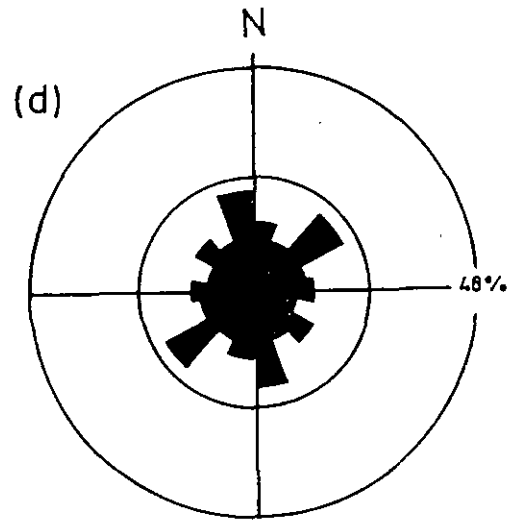
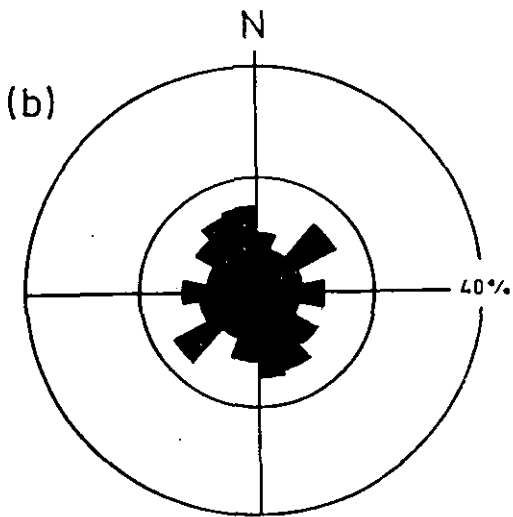
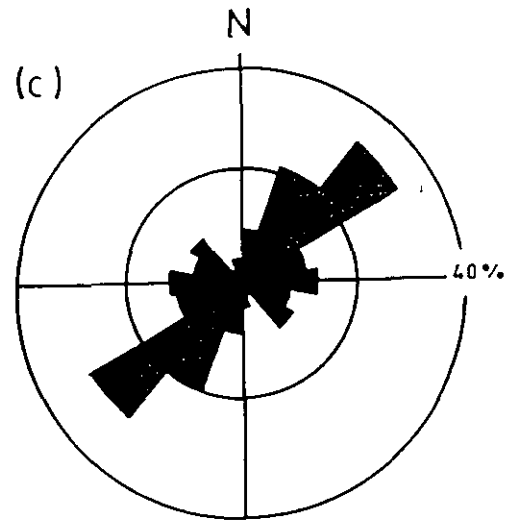
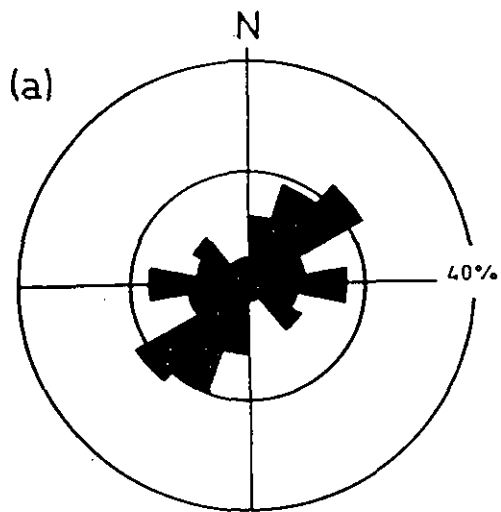


Figura 4.3 Diagramas de orientación de lineamientos y de fracturas de la Sierra de Líbar: a, lineamientos en número; b, lineamientos en longitud; c, fracturas, en número; d, fracturas en longitud. El intervalo de clase en todos los casos es de 20°.

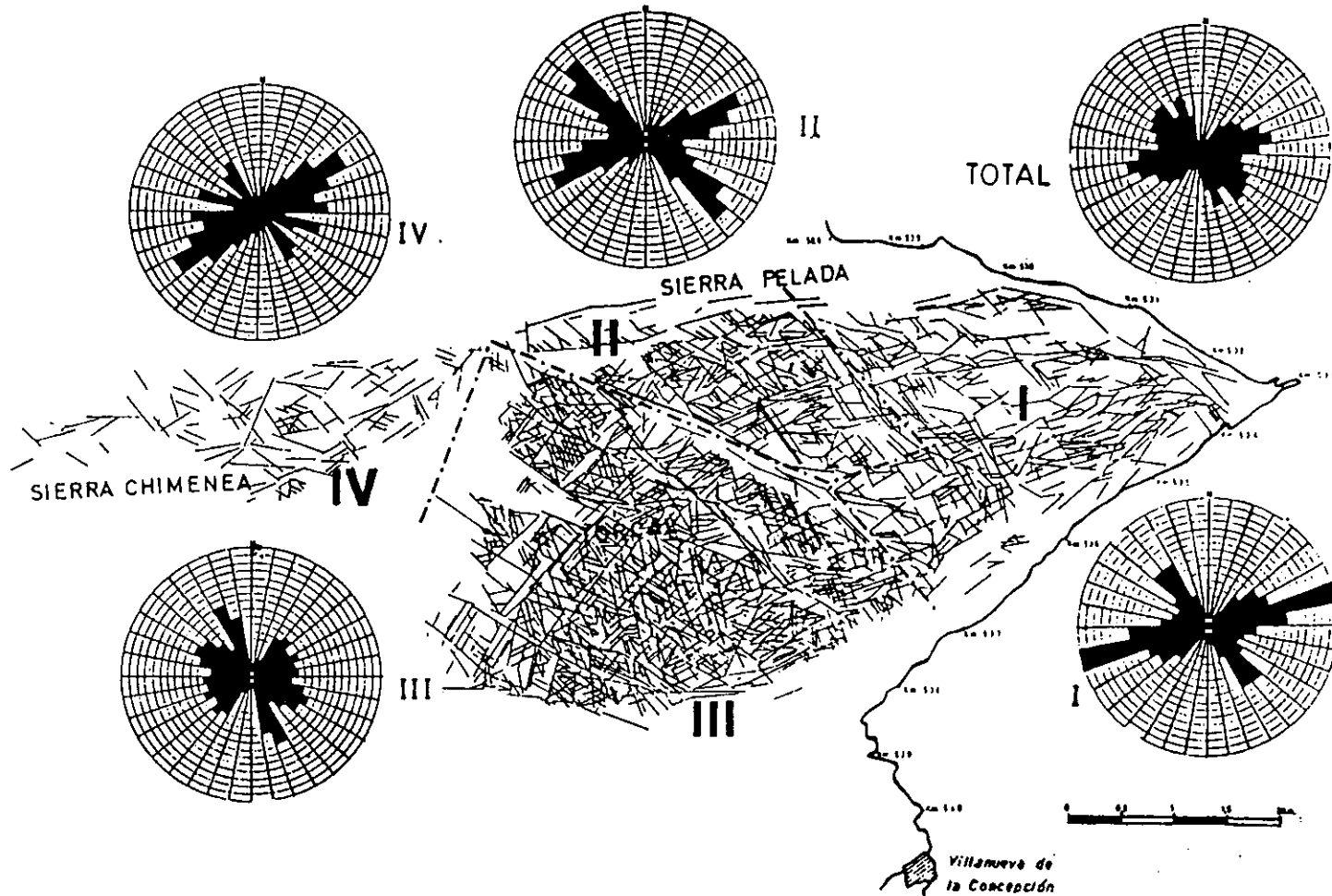


Figura 4.4 Análisis por sectores y global de la fracturación sobre fotografía aérea de El Torcal de Antequera (según Fernández Rubio *et al.*, 1981).

representativos para el estudio de la fracturación del macizo. En el análisis de lineamientos las direcciones son totalmente coincidentes, con máximos hacia N 45°-N 90°E y N 105-120°E.

Más hacia el este, en la Sierra de Alhama, los máximos en el diagrama correspondiente a medidas *in situ*, se sitúan *grosso modo* comprendidos en el segundo y cuarto cuadrante, con otro máximo relativo hacia N 45°E. En los diagramas de fracturas medidas en fotografías aéreas, tanto en número como en longitud, los intervalos que destacan son los correspondientes a N 140°-190°E y N 50°-70°E.

En Sierra Gorda, los diagramas de la fracturación sobre foto aérea son más nítidos, ofreciendo tres familias de orientaciones: N 40°-70°E, N 90°-100°E y N 140°-200°E. Las fracturas medidas *in situ* ofrecen un diagrama polimodal con, al menos, cuatro direcciones bien marcadas: N 10°-30°E, N 40°-50°E, N 90°-110°E y N 140°-150°E. Los lineamientos no han sido estudiados en un sector específico que pudiera ser correlacionado con los de estas dos sierras (Alhama y Gorda), pero los dos sectores cercanos (F e I), presentan ciertas dificultades de correspondencia, en especial con el sistema de fracturación N 160°-170°E de la Sierra de Alhama.

En Sierra Blanca, ya en materiales de las Zonas Internas, la fracturación del borde meridional arroja máximos hacia la dirección N 100°E. Para el conjunto de las sierras Blanca y de Mijas se encuentran máximos en el diagrama correspondiente a fallas megascópicas de direcciones NNW-SSE y WNW-ESE; en el análisis del diaclasado, los máximos apuntan hacia NNE-SSW y NNW-SSE. Otro análisis específico realizado sobre fallas en Sierra Blanca, encuentra los máximos hacia N 20°-40°E y N 160°-180°E. Los lineamientos presentan un máximo bien marcado hacia N 45°-60°E, claramente correlacionable con las direcciones de los ejes de los pliegues, más que con los sistemas de fracturación.

En el borde suroriental de Sierra Almijara, las diaclasas del interior y exterior de la Cueva de Nerja muestran orientaciones similares a las anteriormente citadas en las sierras Blanca y de Mijas, con la adición de un máximo relativo en torno a la dirección E-W. En

los lineamientos, el intervalo N 30°-45°E es dominante para el conjunto de las sierras Tejeda y Almirajara, con un máximo secundario bien marcado hacia N 75°-90°E.

En los macizos maláguides de Los Cantales, la fracturación presenta dos máximos muy nítidos, claramente coincidente con los lineamientos: N 30°-60°E y N 120°-135°E.

En resumen, puede decirse que la mayor parte de los sistemas de fracturación encontrados en los macizos kársticos malagueños responden, en las zonas externas, a la secuencia de esfuerzos propuesta por Benavente y Sanz de Galdeano (1985), con un eje de máximo acortamiento inicial cercano a la dirección WNW-ESE y un desplazamiento posterior a la dirección N-S, con oscilaciones hacia el oeste y el este (Figs. 4.5 y 4.6). A esta situación habría que añadir algunos giros ó rotaciones, de carácter antihorario en los macizos occidentales y horario en los orientales, además de una componente vertical del eje de esfuerzos máximos en los momentos más recientes.

En los macizos de las Zonas Internas, Sanz de Galdeano (1993b) ha propuesto para Sierra Almirajara una secuencia diferente: un eje inicial de máximo acortamiento cercano a N-S; posteriormente, un cambio hacia N 55-85°E y más tarde, un período distensivo con el eje vertical. Esta situación explicaría efectivamente la mayor parte de las familias encontradas en los macizos alpujarrides y maláguides.

4.3. Análisis de las direcciones de desarrollo preferencial en las cavidades.

Para realizar este análisis, se han seleccionado un total de 24 cavidades distribuidas en la mayor parte de los macizos kársticos existentes. La selección de estas cavidades se ha realizado básicamente en función de dos criterios:

- Que su trazado fuera predominantemente horizontal, al objeto de que las direcciones medidas fueran suficientemente representativas. Este criterio tiene algunas excepciones, en aquellos casos en que la inexistencia de cavidades horizontales, o la

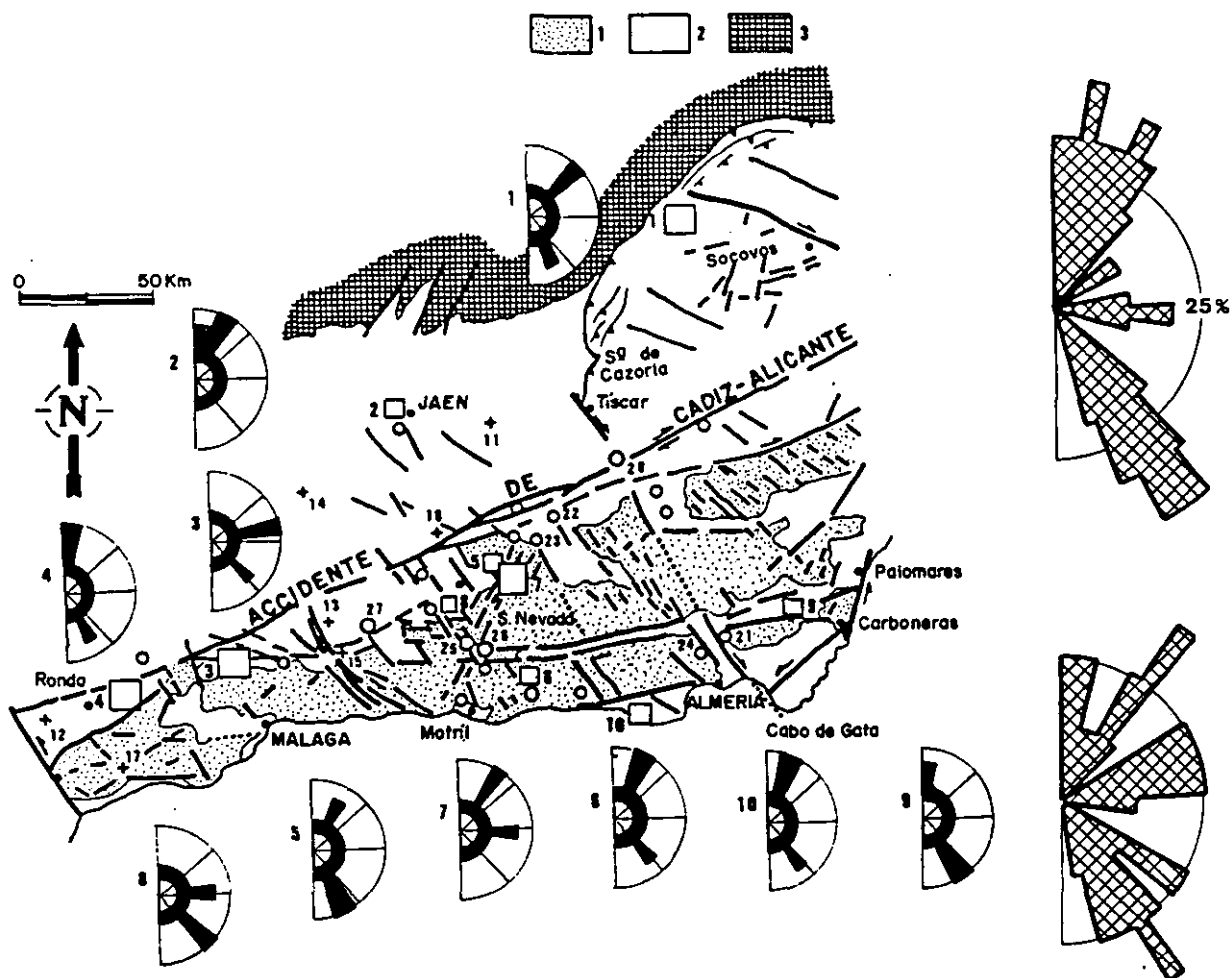


Figura 4.5 La fracturación en los macizos kársticos de la cordillera bética central, según Benavente y Sanz de Galdeano (1985). La localización de los macizos kársticos se señala con un rectángulo; con un círculo, se ha indicado las principales surgencias termales ó grupos de ellas. 1, Zonas Internas; 2, Zonas Externas y materiales de las depresiones; 3, Materiales de la Meseta y de la Cordillera Ibérica. Los diagramas de orientación esquematizan las dos familias de fracturas predominantes en cada macizo, deducidas por fotointerpretación. Los diagramas de la derecha, representan el conjunto de direcciones predominantes de la fracturación obtenidas por fotointerpretación (arriba) y a partir de medidas de campo (abajo).

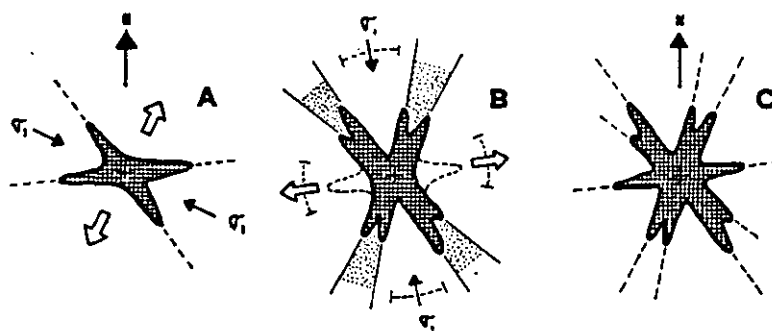


Figura 4.6 Explicación de las familias de fracturas (C) deducidas por Benavente y Sanz de Galdeano en la Cordillera Bética (1985), en función de una primera situación de máximo acortamiento cercana a la dirección WNW-ESE (A), posteriormente desplazada hacia la proximidad de la dirección norte-sur, con algunas oscilaciones (B).

importancia de las verticales, ha aconsejado la inclusión de estas.

- Que la topografía disponible de la cavidad fuera lo suficientemente fiable para dar una garantía de validez a los resultados. En algún caso puntual, se han utilizado directamente los datos espeleométricos, en lugar de la representación topográfica gráficamente elaborada.

El total de segmentos rectilíneos contemplado (752) corresponde a una longitud total de más de 25.000 metros de galerías subterráneas, por lo que puede considerarse una muestra suficientemente representativa para el objetivo perseguido. Las cavidades analizadas se han agrupado en 9 conjuntos homogéneos siguiendo criterios geológicos y geográficos: Cavidades de la Sierra de Líbar, Cavidades de la Serrezuela de Carratraca, Cavidades de El Chorro, Cavidades de la Camorra de Mollina, Cavidades de El Torcal, Cavidades de la Sierra de Las Nieves, Cavidades de Sierra Blanca, Cavidades de Los Cantales y Cavidades de las sierras Tejeda y Almijara. En algunos casos, una sola cavidad representa al conjunto, por la escasez de formas endokársticas o por la poca idoneidad del resto de las cavidades conocidas. Los diagramas de orientación de las galerías de las cavidades, agrupadas en los conjuntos anteriormente citados pueden observarse en la Fig. 4.7.

En la Sierra de Líbar, se observan dos máximos importantes, hacia N 15-30°E y N 150°-165°E. El primero está representado por las dos mayores cavidades del macizo: el Sistema Hundidero-Gato, hidrológicamente activo en la actualidad; y la Cueva de la Pileta, endoforma colgada en relación con el nivel freático y el nivel de base local. El segundo máximo (N 150°-165°E) está condicionado por la Cueva del Chapi, cavidad situada en un nivel intermedio, por debajo de la Cueva de la Pileta y por encima de las surgencias más importantes del macizo. El resto de las cavidades hidrológicamente activas de la sierra presentan direcciones predominantes en sus galerías hacia N 105°-135°E, marcado en el diagrama de conjunto como un máximo secundario. Las cavidades de El Chorro no pueden ser consideradas como muy representativas, pues sólo dos han sido analizadas, con un escaso recorrido. En cualquier caso, destacan las orientaciones NW-SE, N-S y E-W. Un caso similar es el de la Sierra de Mollina donde sólo se han podido medir las orientaciones de la

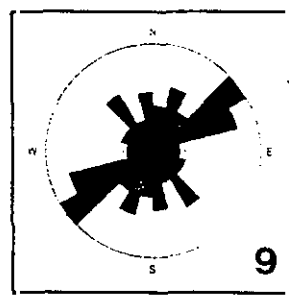
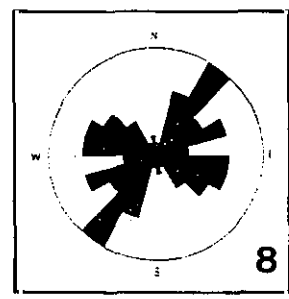
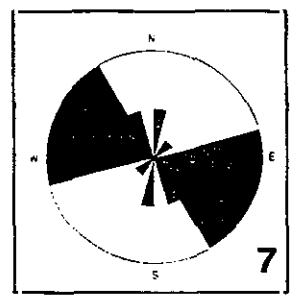
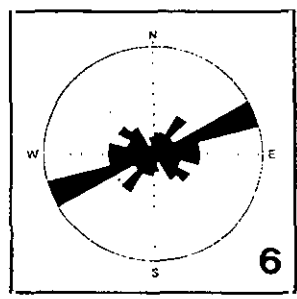
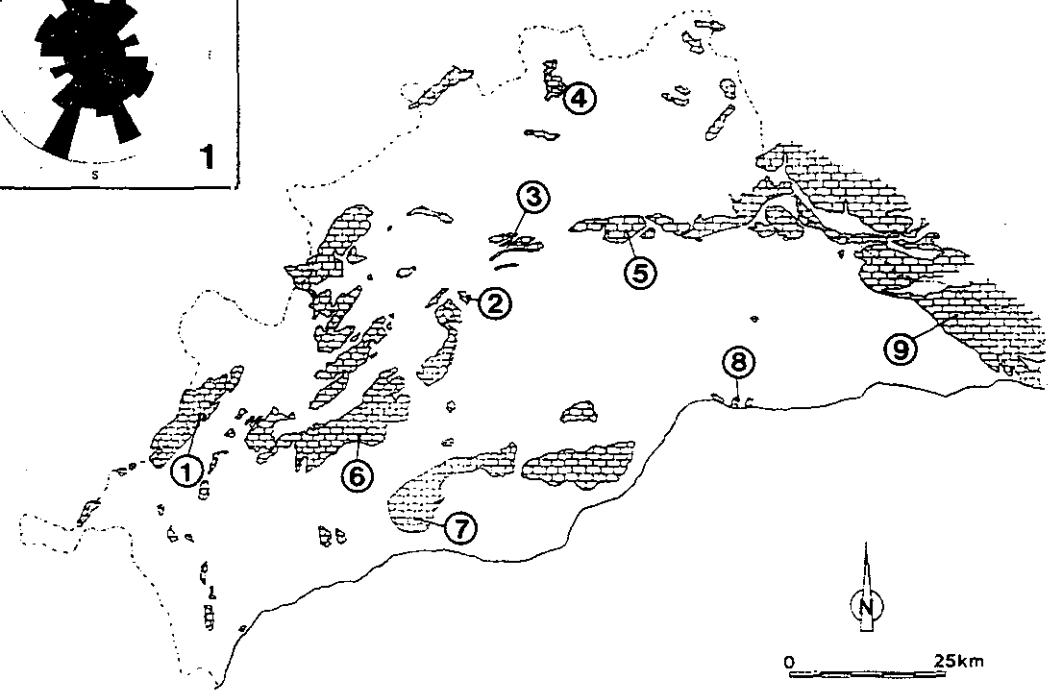
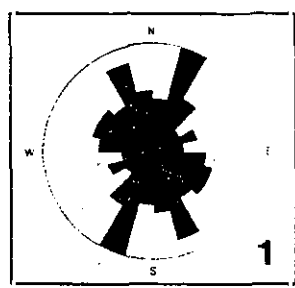
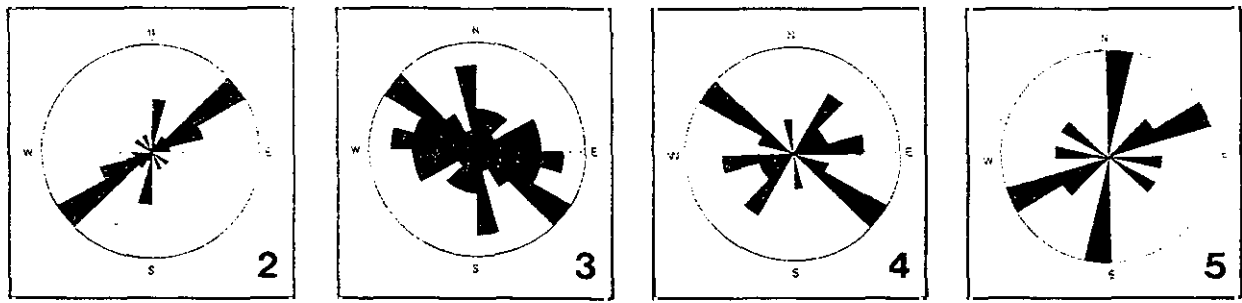


Figura 4.7

Diagramas de orientaciones de las galerías de las cavidades de la provincia de Málaga, por sectores: 1, Sierra de Líbar; 2, Serrezuela de Carratraca; 3, El Chorro; 4, Sierra de la Camorra; 5, Torcal; 6, Sierra de las Nieves; 7, Sierra Blanca; 8, Cantales; 9, sierras Tejeda y Almijara. El intervalo de clase utilizado es de 15° en todos los casos. Los círculos exteriores no siempre representan los mismos valores.

cavidad más importante: la Cueva de los Órganos. Tres familias de orientaciones se marcan en el diagrama: NW-SE, N 30°-45°E y N 75°-90°E. En El Torcal de Antequera, donde el exokarst se encuentra extraordinariamente desarrollado, las formas endokársticas son, por el contrario, muy poco abundantes. Sólo se ha considerado la mayor de las cavidades verticales existentes (Sima Rasca), con orientaciones N-S y N 60-75°E.

Pasando a los macizos de las Zonas Internas, en la Sierra de Las Nieves el diagrama de orientaciones de las galerías se encuentra muy concentrado, pese a contener datos procedentes de varias cavidades. El único máximo neto existente apunta en dirección N 60-75°E. Esta dirección, coincidente con el eje principal de plegamiento, ha sido señalada como condicionante del drenaje kárstico regional actual (Durán y López Martínez, 1992). Una situación similar se da en la Serrezuela de Carratraca, extremo nororiental del conjunto de las sierras de Las Nieves, Prieta y Alcaparaín. Allí, la principal y casi única forma endokárstica presenta una orientación preferencial bien marcada hacia el intervalo N 45°-60°E, con otro pequeño máximo subsidiario hacia N 0°-15°E. En Sierra Blanca, la Cueva del Tesorillo ó de Nagüeles, la mayor de las existentes, ofrece orientaciones preferenciales poco marcadas hacia el intervalo N 75°-150°E. En la Sierra de Mijas, Cuenca y García Carrretero (1993) muestran la existencia de tres orientaciones en las cavidades: N 140°-180°E, NE-SW y, algo menos marcada, N 80°-120°E. (Fig. 4.8). Mientras que el primer y el segundo máximos coinciden con las fracturas presentes en el macizo, el tercero es preciso relacionarlo con los ejes de plegamiento. Muy diferente es el diagrama correspondiente a las cavidades de las sierras Tejeda y Almijara, en el cuál existe un máximo bien marcado hacia N 45°-75°E. Otros tres máximos de menor entidad se reparten en el abanico NW-SE/NNE-SSW. Por último, las cavidades de Los Cantales, orientan sus galerías según dos máximos más o menos bien definidos: N 15°-75°E y N 90°-135°E.

Con objeto de poder analizar de manera más sintética las orientaciones de las galerías de las cavidades, se han agrupado los conjuntos anteriormente descritos en dos diagramas, representando las cavidades de las Zonas Externas y las de las Externas, más un tercero correspondiente al total de las cavidades (Fig. 4.9). Puede observarse que existen diferencias notables entre los diagramas de ambas zonas. En las Zonas Internas, las direcciones

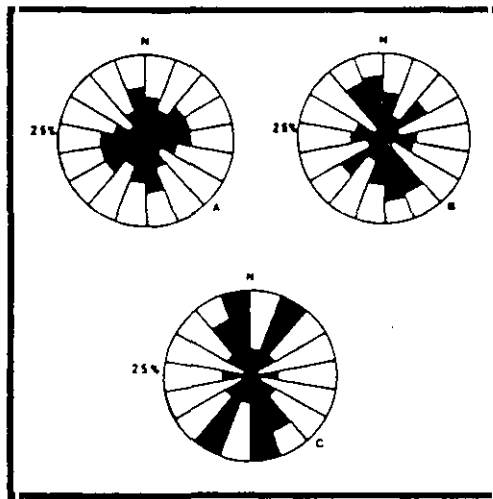


Figura 4.8. Diagrama de las orientaciones de las cavidades y las fracturas de la Sierra de Mijas, según Cuenca y García Carretero (1993). El intervalo de clase es de 20°; a, según el número de intervalos rectilíneos; b, según la longitud acumulada de los mismos (total = 1.666 metros); c, número de fracturas.

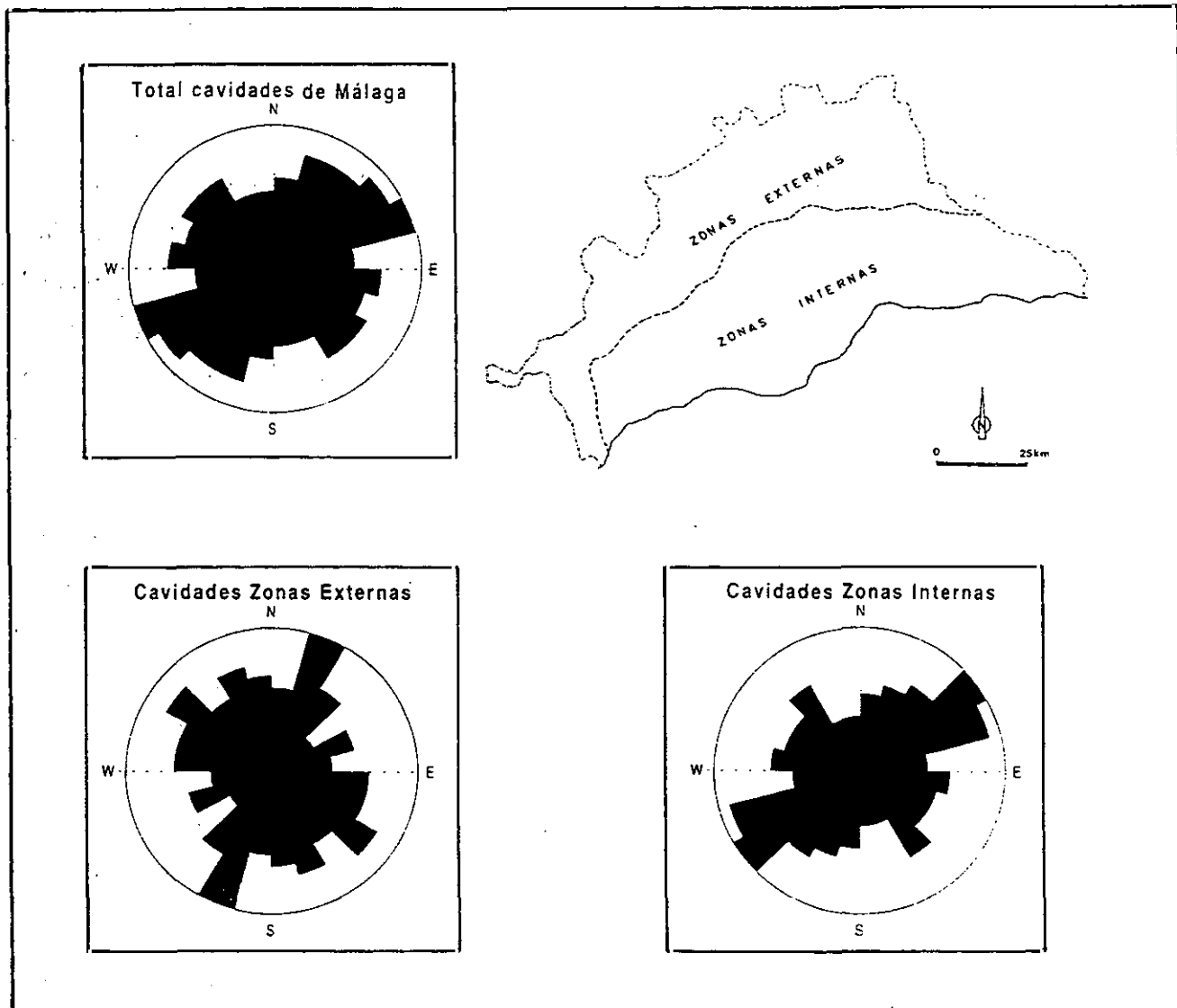


Figura 4.9 Diagramas de orientaciones de las galerías de las cavidades de la provincia de Málaga (total) y en función de la atribución geológica de los macizos donde estas se sitúan (Zonas Externas y Zonas Internas).

preferenciales en las orientaciones de las cavidades se sitúan entre N 45° y N 75°E; otro abanico de direcciones se sitúa entre N 90° y N 150°E. En las Zonas Externas, las orientaciones están menos definidas, aunque se observa con claridad un máximo neto hacia N15°-30°E, y otro, secundario, de dirección N 120°-135°E. El diagrama del total de cavidades de Málaga recoge las tendencias a las orientaciones ENE-WSW y a las NW-SE.

4.4. Relaciones entre fracturación y karstificación

Como ya se ha citado, varios autores han establecido las relaciones existentes entre fracturación y karstificación, mediante la comparación de diversos patrones morfológicos. Pezzi (1977) puso de manifiesto en varios macizos kársticos de las Zonas Externas (El Torcal y Sierra Gorda, entre otros) el control que la fracturación ejerce sobre las alineaciones de dolinas y de corredores kársticos. También, en las Zonas Internas, Rodríguez Vidal (1982) mostró la estrecha relación entre algunos lapiaces, claramente *estructurales* y la fracturación en los mármoles alpujárrides de Sierra Blanca. Igualmente, en el karst yesífero de los Hoyos, Pezzi (1977) apuntó la existencia de una cierta ordenación de las dolinas labradas en los yesos triásicos, en relación con las directrices estructurales de estos materiales. En otro tipo de formas exokársticas mayores, Lhènaff (1968, 1977, 1978, 1986) identificó y sistematizó el control estructural de los poljes de la Cordillera Bética, entre ellos los de la Sierra de Líbar y el Polje de Zafarraya. Este control también es puesto de manifiesto por Benavente y Sanz de Galdeano (1985), que inciden, además, en que son las fracturas más recientes las que condicionan en mayor medida la karstificación.

En el caso del endokarst y su relación con la fracturación, López Chicano (1992) destaca, por el contrario, que en el caso de Sierra Gorda, el máximo de karstificación se sitúa sobre el sistema más antiguo de la fracturación (N 90°-100°E) (Fig. 4.10). Este autor encuentra una explicación en el hecho de que durante las últimas etapas compresivas, con un eje de máximo acortamiento cercano a la dirección E-W, estas fracturas se pudieron *abrir*, permitiendo así su karstificación.

Para Andreo (1996), existe una clara relación entre la orientación de las cavidades y

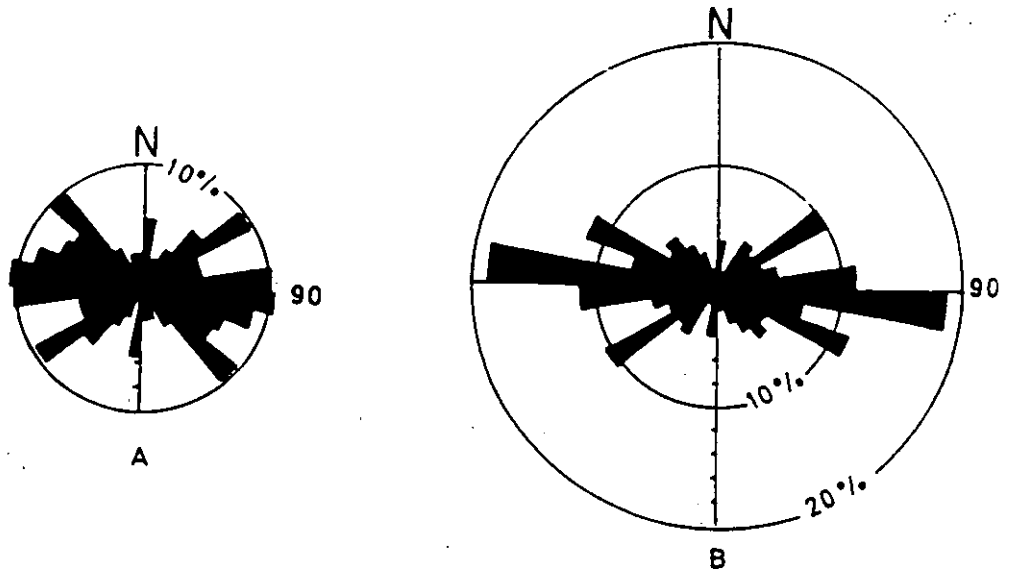


Figura 4.10 Diagrama de las orientaciones de las galerías de las cavidades de Sierra Gorda (Granada), según López Chicano (1992). El intervalo de clase es de 10°: a, según el número de intervalos rectilíneos (total=219); b, según la longitud acumulada de los mismos (total=2921 metros).

las direcciones de fracturación. Este autor pone de manifiesto que las formas de las cavidades de las sierras Blanca y de Mijas están condicionadas por la fracturación y, en menor medida, por la estratificación. Establece igualmente, que es el sistema de fracturas NNW-SSE, el más afectado en Sierra Blanca por la karstificación, junto con el NNE-SSE, en la Sierra de Mijas, tal como propugnan Benavente y Sanz de Galdeano (1985) para el conjunto de la cordillera, al ser estas fracturas susceptibles de *abrirse* ante una compresión cercana a la dirección N-S.

Tras el análisis realizado en este trabajo de la fracturación en los macizos kársticos y de las orientaciones preferenciales de las galerías de las cavidades kársticas, pueden realizarse algunas consideraciones. En las cavidades presentes en los materiales del Complejo Alpujárride y de la Dorsal Bética, las galerías se orientan en torno a un máximo neto (N 45°-75°E), correlacionable con un máximo en los lineamientos y con una de las direcciones de plegamiento existente. Esta dirección puede verse notablemente alterada por rotación, como ocurre en el caso de Sierra Blanca, cuyo borde occidental presenta totalmente incurvados los ejes de los pliegues, como consecuencia del desplazamiento hacia el oeste del frente de las Zonas Internas Béticas (Sanz de Galdeano y Andreo, 1995). Se explicaría así la disposición de direcciones preferenciales como las de la Cueva del Tesorillo (NNW-SSE), asociada a estos pliegues y a fracturas.

Las cavidades en materiales maláguides, cuya estructura es básicamente tabular en el sector de Los Cantales, están condicionadas claramente por la fracturación, con una correlación casi perfecta entre direcciones de galerías, lineamientos y fracturación. Esta última, además, relativamente moderna, como parece indicar su disposición y la reinterpretación de la estructura del conjunto de la cobertera maláguide en este sector (Serrano *et al.*, 1995), basada en un dispositivo gravitacional de edad Eoceno-Oligoceno, afectado posteriormente por una tectónica frágil.

En las cavidades de las Zonas Externas, y pese a la escasa representatividad de algunos de los conjuntos analizados, parecen distinguirse tres factores que controlan la karstificación: los pliegues de fondo, que dibujan las líneas básicas del relieve, sobre todo en el caso de los macizos kársticos penibéticos. Este factor marca posiblemente el drenaje

y paleodrenaje regional. Localmente, la fracturación condiciona la geometría de las redes kársticas. No se observan diferencias apreciables entre las familias de fracturas explotadas por cavidades inactivas hidrológicamente (más antiguas) y aquellas otras activas en la actualidad. El conjunto de cavidades sí parece relacionarse mejor con las fracturas más recientes, de los últimos 20 ó 25 millones de años, sin mayores precisiones. Un último factor, ligado a la topografía de los macizos: el encajamiento de la red fluvial local y la posición de las grandes divisorias hidrográficas, condiciona la karstificación, a través de los gradientes en los flujos subterráneos, aumentando la complejidad de las relaciones directas entre karst y fracturación.

5. El registro paleoclimático en los macizos kársticos

Pese a que en los últimos años el papel del clima como factor karstogenético diferencial ha sido parcialmente puesto en tela de juicio, no es menos cierto que han ido ganando terreno las líneas de análisis e interpretación paleoclimática de las formas y depósitos ligados al karst. Pero no sólo son las morfologías y los depósitos kársticos los que pueden arrojar alguna luz a la hora de intentar establecer la historia climática de una región. Los macizos kársticos conservan con frecuencia registros relacionados con la actuación de procesos morfogenéticos y ambientes sedimentarios diferentes, relacionados con la posición espacial de cada macizo y con la particular evolución climática regional. Así, los karsts de alta y media montaña pueden presentar herencias morfológicas de climas fríos, mientras que los macizos costeros pueden albergar sedimentos y formas ligados a los periodos de altos niveles marinos, por lo general de carácter cálido. A este tipo de evidencias de climas pasados en los macizos kársticos se pasa revista a continuación.

5.1. De las formas y depósitos kársticos

Los sistemas kársticos responden de manera diferencial a los distintos impulsos energéticos y de materia en que se ven traducidos los variados regímenes climáticos por los que ha pasado una región a lo largo de un determinado periodo. Dado el carácter policiclónico de muchos sistemas kársticos, cuya evolución es muy dilatada en el tiempo, estas respuestas diferenciales no son permanentes. Los criterios ambientales provocan continuos desequilibrios en las formas y depósitos kársticos, buscando nuevos modos de estabilidad y destruyendo parcial o totalmente los preexistentes. No obstante, a veces existen rasgos bien marcados en los sistemas kársticos, cuya simple presencia constituye un indicio consistente de una determinada herencia paleoclimática regional.

5.1.1. Formas exokársticas

En lo relativo a las formas exokársticas, buena parte de las existentes en algunos de los macizos kársticos malagueños han sido interpretadas en clave climática (Fig. 5.1). Quizás

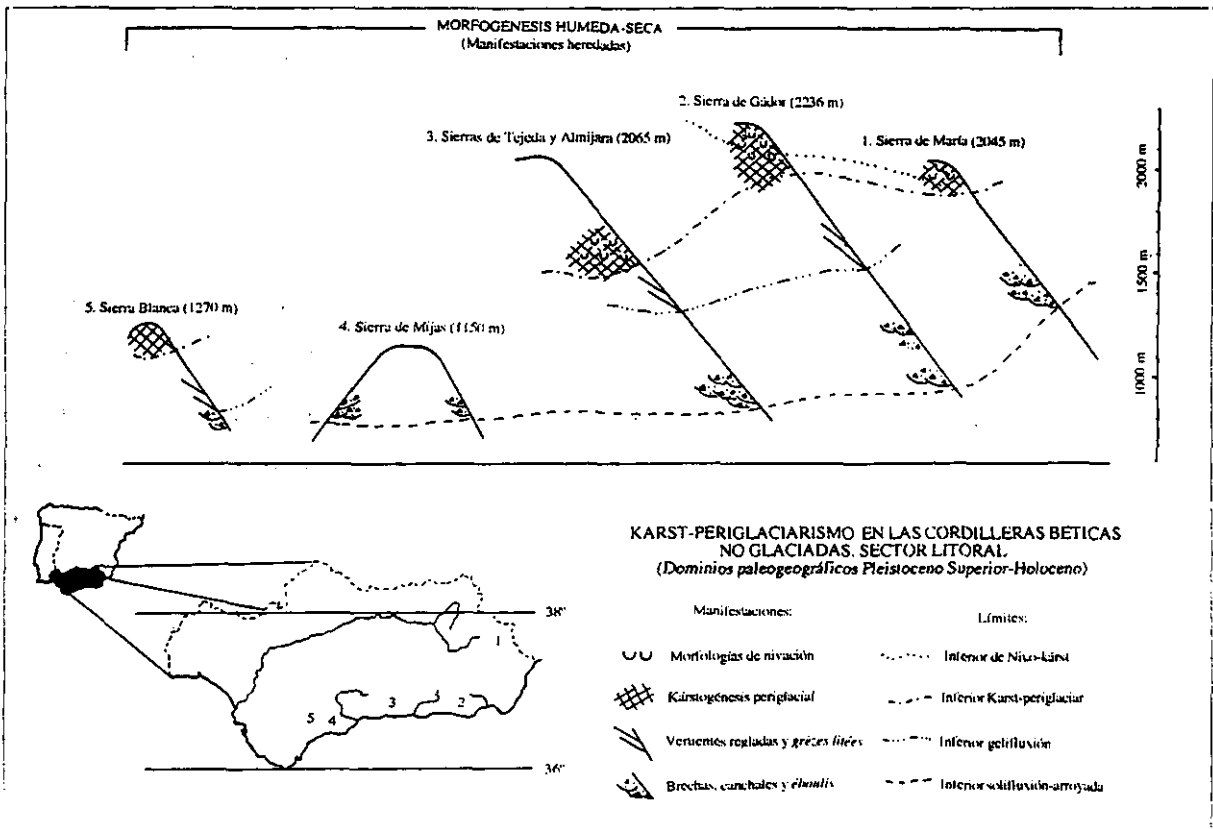
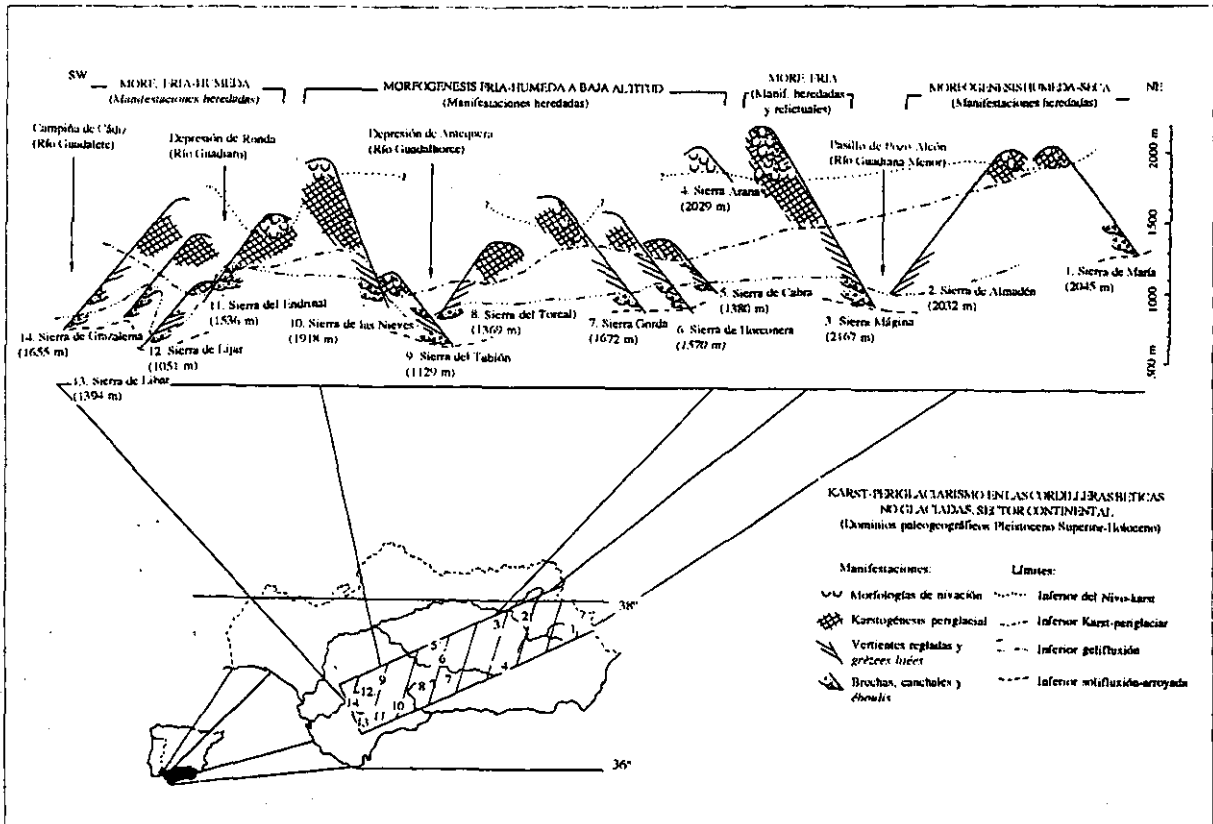


Figura 5.1 Evidencias periglaciares en los macizos kársticos de la Cordillera Bética. Arriba, sector continental; abajo, sector litoral (según Gómez Ortiz *et al.* 1994).

el modelado kárstico más relevante en el ámbito regional, el de El Torcal de Antequera, constituye el prototipo de este tipo de formas. Para Pezzi (1975, 1977 a y b) la erosión diferencial debida a procesos de gelifracción bajo clima periglaciario constituye la causa de tan peculiar morfología. Como apoyo de esta aseveración argumenta las diferentes composiciones químicas de los estratos con morfología diferencial y su desigual aptitud en laboratorio frente a la gelifracción. Como problema fundamental, plantea la dificultad de encontrar un modo de explicar la salida de los fragmentos rocosos gelifractados, pues en la parte somital de El Torcal estos son inexistentes. Sugiere su disolución y la migración a través de los conductos kársticos. El autor concluye, a la vista de las importantes acumulaciones de depósitos de tipo periglaciario (*grèzes* y *groises*) en las vertientes del macizo y de otros indicios de morfología periglaciario (vertientes ordenadas, paredes extraplomadas), que el sistema morfogenético actuante en el modelado rítmico diferencial de El Torcal fue el periglaciario.

Sin embargo, este autor no tiene en cuenta que la morfología *tipo torcal* está presente en otros lugares cuya cota es mucho más baja que la de El Torcal, ubicado mayoritariamente entre 900 y 1.100 m s.n.m. Por ejemplo, en la Sierra de Utrera, a escasos 300 m de altitud, se encuentran morfologías con características similares, sin que pueda invocarse razonablemente la acción periglaciario a esta cota, o bien se revisan las altitudes mínimas de la actividad morfogenética periglaciario sugeridas para esta región por la mayoría de los autores (Lhènaff, 1981, sugiere un límite inferior entre 700 y 800 m s.n.m.). Esta problemática será abordada posteriormente al discutir la posición altitudinal de las brechas consideradas periglaciares.

Otras formas kársticas cuyo origen ha dado lugar a polémica son las depresiones existentes en las altas cumbres de Sierra Tejeda, en las cercanías del pico de La Maroma, por encima de los 1960 m de altitud. Estas formas fueron descritas originalmente por Von Klebelsberg (1928), como vestigios de topografía glaciario, constituyendo así el límite meridional de las glaciaciones cuaternarias europeas. Dicho autor argumentaba que, pese a la altura modesta del macizo, su orientación WNW-ESE habría facilitado la acumulación de hielo en la vertiente norte, donde se localizan tres *nichos rocosos* interpretados como circos glaciares, a cotas comprendidas entre 1.960 y 2.020 m s.n.m. Estas tres depresiones, de

pequeño tamaño (la mayor alcanza 40 m), poseen un fondo llano y cubierto con un depósito de arena fina y limo. Sermet (1934) tras un minucioso análisis, descarta el pretendido origen glaciario y ofrece una explicación de su génesis basada en la acción mixta de la nivación y la kárstificación superficial. Se trataría, por tanto, según este autor de dolinas ensanchadas y mantenidas por la nivación. Lhènaff (1981) mantiene idéntica postura, refiriéndose a estas depresiones como formas nivokársticas. El mismo origen ha sido sugerido por Delannoy y Díaz del Olmo (1986) para formas análogas en distintos macizos de la Serranía de Grazalema (Sierra del Endrinal y Sierra de Líbar), en cotas en torno a los 1.400 m s.n.m., acompañadas de otras morfologías típicas de climas fríos.

La evolución de algunas formas exokársticas mayores, como los poljes de la Sierra de Líbar, han sido puestas en relación con épocas de clima frío. Así, Delannoy y Díaz del Olmo (1986) llegan a relacionar la existencia de superficies de aplanamiento en el interior de estos poljes con la posibilidad de escorrentías laminares sobre un pergelisol generalizado, para explicar el origen de dichas superficies.

5.1.2. Formas endokársticas

Algunas de las formas endokársticas existentes también han sido interpretadas en términos paleoclimáticos. En relación espacial casi directa con las depresiones nivokársticas de Sierra Tejada, anteriormente citadas, se encuentran *pozos de nieve* (Sermet, 1934). Durán y Molina (1986a) describen un total de 5 cavidades verticales de profundidades comprendidas entre 3 y 45 m, situadas entre 1.970 y 2.020 m s.n.m., a cotas idénticas a las de las dolinas nivales, pero en la vertiente meridional del macizo. Estos autores apuntan la posibilidad de que la génesis de estas formas esté ligada a la presencia de nieve bajo forma de un manto continuo, en alguno de los periodos más fríos del Cuaternario (*¿Riss?*). Cavidades de este tipo (denominadas *monopozo*) han sido descritas en la Serranía de Grazalema por Delannoy y Díaz del Olmo (1986), en la Sierra de Las Nieves (Delannoy, 1992), y se localizan en otros macizos de altitudes por encima de los 1.100 m. La mayor de las cavidades verticales, sima GESM, también ha sido considerada por Díaz del Olmo y Delannoy (1989) como una endoforma con sucesivos periodos de horadamiento durante las fases frías, y de desarrollo

de edificios estalagmíticos en su interior durante las templadas.

Por lo general, existe un cierto consenso en considerar las cavidades verticales de los macizos más elevados de la región como producto de la actuación de las aguas más agresivas de los periodos fríos. Obviamente, este mecanismo genético no es excluyente con el funcionamiento de las mismas durante periodos más o menos cálidos, siempre y cuando las disponibilidades hídricas lo permitan. En el caso de las cavidades horizontales, algunas morfologías han sido igualmente relacionadas con episodios fríos cuaternarios, como los *cañones subterráneos* del sistema Hundidero-Gato, cuya sobreexcavación es atribuida a torrentes de aguas frías por Delannoy y Díaz del Olmo (1986). La existencia de grandes volúmenes subterráneos (como puede ser el caso de la Cueva de Nerja) ha llevado a algunos autores a invocar climas tropicales ó subtropicales, reinantes en la región en algunos momentos del Mioceno Superior y del Plioceno.

5.1.3. Depósitos exokársticos

Dentro de esta categoría se pueden establecer dos grupos: los detríticos y los carbonatados. Entre los depósitos detríticos exokársticos cuya génesis se ha ligado a un paleoclima determinado, puede destacarse dos: las *alteritas* de la Sierra de las Nieves y el conjunto del relleno sedimentario del Polje de Zafarraya. Delannoy y Guendon (1989) describen una formación detrítica amarillenta, actualmente conservada sólo en algunos lugares protegidos (grietas, vallonadas, depresiones) de la parte somital de la Sierra de las Nieves. La interpretan como una antigua cobertera de alteración que recubrió este sector elevado posiblemente durante la *crisis* climática Messiniense. Por otra parte, Martín Vivaldi *et al.* (1971) estudian la litología y mineralogía del testigo de un sondeo de más de 70 m de profundidad, realizado en el relleno sedimentario del Polje de Zafarraya (Fig. 5.2). Basándose sobre todo en la existencia de montmorillonita en el tramo basal, de illita y caolinita en los niveles intermedios y de la aparición de clorita hacia la parte superior, interpretan la secuencia sedimentaria como propia de un clima templado-húmedo inicial, en transición a uno cálido y, por último, semiárido; en base a la presencia de este ciclo climático, atribuyen el relleno al último periodo interglacial.

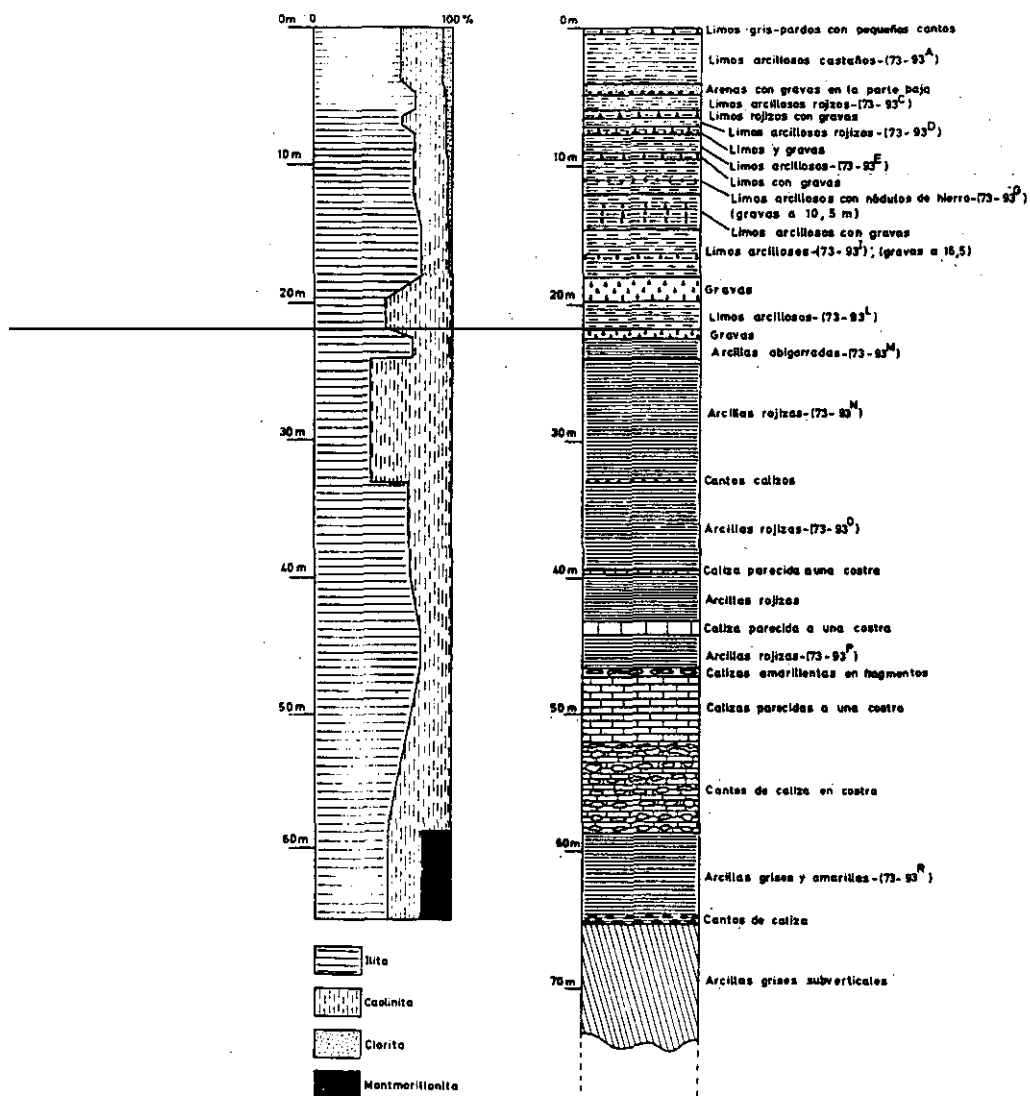


Fig. 7.

Figura 5.2

Columna del sondeo realizado en el Polje de Zafarraya, y distribución vertical de los minerales de la arcilla (según Martín Vivaldi *et al.* 1971).

Los depósitos carbonatados exokársticos por excelencia son los travertinos, por lo general buenos marcadores climáticos. Son numerosos los trabajos que en los últimos años extraen información paleoclimática del estudio de estos materiales en la provincia de Málaga y otros lugares cercanos del sur peninsular. Quizás el primer trabajo que relacione directamente y con dataciones absolutas la presencia de travertinos en la región estudiada, con episodios cálidos o templados cuaternarios sea el de Cruz San Julián (1981), al sugerir la existencia de sendos interestadios intrawürmienses para explicar los travertinos de Cuevas del Becerro y de la Mesa (ca. 25.000-29.000 B.P.) y de la Estación de Cañete La Real (ca. 35.000 B.P.). Los travertinos de Serrato (ca. 13.500 B.P.) los atribuye a un momento cálido del Pleistoceno Superior terminal, y los del Río de la Venta (ca. 8.900 B.P.) a la etapa Preboreal, sin excluir su posible continuación durante las etapas Boreal y Atlántica (*Óptimo Climático*).

Durán *et al.*, (1988b) estudian la edad de tres formaciones travertínicas en el flanco meridional de la Sierra de Mijas, encontrando claras connotaciones paleoclimáticas: los travertinos de Mijas se depositaron durante el estadio isotópico 7, de carácter cálido netamente interglacial; los travertinos de Benalmádena se generaron en el estadio isotópico 5, el interglacial Riss-Würm en terminología alpina; y los travertinos de Torremolinos (ca. 25.000-26.000 B.P.), aunque dentro del estadio isotópico 2, considerado globalmente como de carácter frío, coinciden con un máximo en la distribución frecuencial de travertinos de la Península Ibérica (Durán *et al.*, 1993). Los travertinos de la región de Tolox, Yunquera y Jorox han sido objeto de varios trabajos, recientemente sintetizados por Delannoy *et al.* (1993). En esta síntesis, los autores encuadran el conjunto de masas travertínicas existentes en el piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda en seis fases proclives a la acumulación de este tipo de carbonatos continentales. Tras el estudio de los respectivos medios bioclimáticos, a través de evidencias florísticas y faunísticas, estos autores muestran la relación existente entre óptimos climáticos y etapas de travertinización. Las etapas detectadas y su caracterización climática son las siguientes:

- La etapa más antigua, de edad incierta (Mioceno Medio/Superior - Plioceno Inferior), está representada por los travertinos de Puerto Martínez, en Sierra Prieta.

La flora encontrada, de tipo laurisilva, indica, según los citados autores, un contexto bioclimático subtropical de tipo chino.

- Tres etapas, más antiguas de 350.000 B.P., comprendidas en el Pleistoceno Inferior y Medio, y representadas, por algunas de las terrazas travertínicas más altas de Tolox, Jorox y Yunquera. La flora (*Laurus nobilis* muy abundante) y fauna existente (gasterópodos sobre todo), permiten deducir climas mediterráneos cálidos, en ocasiones secos y en otras, húmedos.

- Una etapa coincidente con el estadio isotópico 5 (*Eemense*), representados por travertinos de Tolox y Yunquera, depositados en un medio forestal mixto, con robles caducifolios y adelfas, característico de un clima de tipo mesomediterráneo.

- Por último, una etapa holocena (Jorox y Yunquera) con un medio forestal de robles caducifolios y sotobosque, cuyo término coincide con el final del periodo Boreal, debido en mayor medida, al parecer, a la presión antrópica que a motivaciones climáticas.

5.1.4. Depósitos endokársticos

En el interior de las cavidades se conservan también depósitos de dos tipos: detríticos y carbonatados. Los depósitos sedimentarios detríticos continentales han sido interpretados en términos climáticos en función de su contenido fósil (micromamíferos fundamentalmente) ó de las propias características sedimentológicas de la secuencia. Por lo general, la existencia de conglomerados ó brechas rellenando cavidades y grietas en los macizos kársticos ha sido considerada como la evidencia de climas fríos que afectaron ampliamente a los procesos de karstificación. Hoyos (1992) cita la existencia de brechas de 1,9-1,6 millones de años de antigüedad, datadas mediante paleomagnetismo, en el karst del extremo suroriental de Sierra Almijara, visibles en el entorno y en el propio interior de la Cueva de Nerja. Sedimentos de este tipo (brechas cementadas), en relación con espeleotemas en la base y en el techo de los depósitos detríticos han sido citados en la región de El Chorro por López Martínez y Durán

(1995), atribuyéndoles una edad Pleistoceno Medio-Superior y sugiriendo la existencia de, al menos, un ciclo cálido-frío-cálido.

En relación con los sedimentos cuya microfauna fósil es susceptible de una interpretación paleoambiental, sólo tres yacimientos han sido descritos hasta el momento en Málaga. López Martínez (1972) estudió la microfauna de El Higuierón, en el Cantal Alto (Rincón de la Victoria), descubriendo un total de 18 taxones. Con base en la interpretación paleoecológica de Sesé (1984), puede establecerse que el conjunto de especies existentes indican un ambiente templado-cálido; algunos taxones apuntan sequedad ambiental (como *R. Mehelyi* y *G. Campestris*), mientras que otros lo hacen a un cierto grado de humedad (*Sorex araneus* y *E. quercinus*). Esta circunstancia pudiera deberse a la coexistencia de biotopos arbóreos y zonas despejadas, tipo sabana, en un entorno más o menos cercano. Este yacimiento puede ser adscrito temporalmente a la parte baja del Pleistoceno Medio. Medina *et al.*, (1986) describen la microfauna del yacimiento arqueológico y paleontológico de la Cueva de El Boquete de Zafarraya, en la Sierra de Alhama, muy cercana al Polje de Zafarraya. La edad del yacimiento es Pleistoceno Superior (ca. 35.000-30.000 B.P. en los niveles altos del mismo). Dada la presencia de *Eliomys quercinus* podría inferirse un clima húmedo con presencia de bosques. López Martínez *et al.* (1995) descubren y describen recientemente un nuevo yacimiento de microfauna del Pleistoceno Medio, en la Cueva de Ardales (Serrezuela de Carratraca), que se describirá más extensamente en este trabajo con posterioridad. Sólo reseñaremos aquí que parece indicar un clima templado ó cálido en la segunda mitad del periodo citado.

Los trabajos que inciden en las características sedimentológicas de los depósitos detríticos endokársticos se han centrado todos en el yacimiento arqueológico existente en las salas más cercanas al exterior de la Cueva de Nerja. Estos trabajos (Jordá Pardo, 1986; Jordá Pardo *et al.*, 1990; Jordá Pardo, 1992), establecen la existencia de 12 etapas en la secuencia sedimentaria. Las dataciones absolutas realizadas mediante el método de ^{14}C y la aplicación de diversas técnicas sedimentológicas han permitido a estos autores la interpretación paleoambiental del registro de los últimos 20.000 años, cuyos hitos más importantes son:

- La existencia de una etapa muy húmeda *ca.* 17.000-13.000 B.P.
- La detección del momento más frío del Würm final (con niveles de gelifractos y vegetación de estepa) *ca.* 12.000 B.P.
- La sucesión de etapas templadas entre *ca.* 11.000-6.000 B.P.
- El incremento del carácter cálido entre *ca.* 6.000-4.000 B.P.

En lo referente a los depósitos endokársticos carbonatados, es decir, los espeleotemas, sólo existen trabajos con un cierto volumen de datos que permitan establecer algunas conclusiones en dos cavidades: la Cueva de Nerja y la de Doña Trinidad ó de Ardales. En la primera Durán *et al.* (1993) establecen la existencia de cuatro generaciones de espeleotemas entre el Pleistoceno Inferior y la actualidad. La primera de ellas (*ca.* 800.000 B.P.) pudiera estar relacionada con alguno de los estadios isotópicos cálidos del Pleistoceno Inferior final (25, 23, 21). La segunda generación de espeleotemas se corresponde con el estadio isotópico 9, de carácter francamente cálido. La tercera generación, muy bien representada en cuanto a número de dataciones absolutas, abarca un periodo amplio de tiempo, centrándose en el estadio isotópico 5, aunque con espeleotemas generados con seguridad en los estadios 6, 4 y 3. Por último, existe una generación holocena. En la Cueva de Ardales, Durán *et al.* (1992) estudian una secuencia de espeleotemas, con dos generaciones separadas por una superficie erosiva. Las dataciones absolutas realizadas mediante los métodos de U/Th y de ESR indican la génesis de las dos generaciones durante los estadios isotópicos 5 y 3, de carácter cálido ambos.

5.2. De las formas y depósitos periglaciares

En el apartado anterior, correspondiente a formas y depósitos kársticos ya se ha visto como existen numerosos testimonios de climas fríos en el pasado en esta región. A continuación se discutirán otras evidencias de la actuación de sistemas morfogenéticos periglaciares.

La mayor parte de los autores coinciden en proponer como límite inferior del periglacialismo actual en la Península Ibérica altitudes comprendidas entre los 1.800 y los

2.000 m s.n.m. La mayoría de los macizos kársticos malagueños queda, por lo tanto, por debajo de dicho límite, fuera de la actuación de los procesos en los que el hielo tiene un papel importante. Únicamente las partes somitales de las Sierra Tejeda y Almirajara y de las Nieves ofrecen cotas en el entorno de ese límite altitudinal. Efectivamente, existen algunas evidencias morfológicas de periglaciario activo en ambos casos, aunque arealmente muy limitadas.

También parece existir un cierto consenso en lo relativo al límite inferior del periglaciario en los periodos más fríos del Cuaternario. En la Cordillera Bética ese límite establecido en un principio hacia los 800 m s.n.m. (Brunnacker, 1969, en Pezzi, 1977; García Rossell y Pezzi, 1978), ha ido tendiendo *a la baja* a medida que se encontraban nuevas evidencias a cotas menores. Así, Lhènaff (1977b) prefiere situarlo hacia los 800-700 m s.n.m., e incluso este mismo autor cita posibles estructuras de crioturbaación en Gobantes, a 400 m de altitud, aceptando este límite para las regiones del interior. En las zonas litorales, tampoco descarta la posibilidad de que los procesos de climas fríos hayan alcanzado incluso el nivel del mar. Por el contrario, Gutiérrez Elorza y Estévez (1988) siguiendo el razonamiento contrario, tras encontrar depósitos bréichicos periglaciario en la Sierra de Lújar (sur de Granada) a altitudes entre 860 y 600 m s.n.m., establecen que este macizo ha debido, mediante procesos de neotectónica, descender varios centenares de metros, pues para los autores este tipo de depósitos debían haberse originado a una cota de 1.300-1.400 m s.n.m. Por el contrario, gran parte de las evidencias encontradas en la mayoría de los macizos con materiales periglaciario indica una surrección generalizada de los mismos, aunque puntualmente en algunos el movimiento relativo sea de descenso, no parece que este mecanismo pueda explicar la posición de *todos* los depósitos de origen periglaciario de la región. Es interesante recordar aquí lo anteriormente comentado acerca del modelado tipo *torcal*, cuya génesis es claramente periglaciario para Pezzi (1975, 1977) y se localiza en algunos lugares (Sierra de la Utrera) a 300 m de altitud. De mayor interés, si cabe, es la opinión de Díaz del Olmo (1994) en relación con las brechas existentes en el Peñón de Gibraltar, en concreto las estudiadas por este autor en el seno de la secuencia sedimentaria que se encuentra en el interior de Gorham's Cave, sellada por una colada estalagmática de *ca.* 80 ka de antigüedad. El autor, a la vista de la cota del depósito (menos de 10 m s.n.m.) confiesa que encuentra

difícil una adscripción paleoclimática del mismo. Idéntica dificultad se encuentra en la interpretación de la génesis y el contexto paleoclimático de depósitos similares existentes en los Cantales calizos del este de Málaga, algunos de ellos situados incluso por debajo del nivel del mar actual.

En cualquier caso, parece claro que de la misma manera que en la actualidad la mayoría de los macizos kársticos se encuentra libre de los efectos del periglaciario, prácticamente todos han podido estar bajo su acción a lo largo de los periodos más fríos del Pleistoceno. En el ámbito regional son numerosas las citas de depósitos periglaciares (*grèzes litées* ó *éboulis ordonnés*, costras bréchicas) en los macizos de Granada y Jaén (García Rossell y Pezzi, 1978) y de Sevilla y Cádiz (Díaz del Olmo, 1981, 1986), así como en algunos de Málaga, donde la mayoría de los análisis se han centrado en las potentes acumulaciones bréchicas de las laderas de El Torcal y la Sierra de Chimenea, aunque su presencia es generalizada en la mayoría de los macizos kársticos. Díaz del Olmo y Delannoy (1989) y Díaz del Olmo y Ojeda (1989) citan evidencias de una dinámica morfogenética periglaciaria en algunos de estos macizos: vertientes regladas ó *Richter* y lapiaces gelifractados hasta altitudes de 700-600 m s.n.m. Los primeros autores citados establecen la existencia de varias fases frías en función de la presencia de morfologías superpuestas: laderas periglaciares antiguas con morfologías de nivación posteriores.

También Pezzi (1975, 1977) dedujo la existencia de al menos dos fases frías en El Torcal (Riss y Würm), representadas por dos conjuntos diferentes de brechas separadas por un nivel de terra-rossa. Esta interpretación ha sido cuestionada posteriormente por distintos autores. Rubio *et al.* (1993), por ejemplo, describe una brecha antigua cementada, con un proceso avanzado de dolinización, y afectada por numerosas fracturas, por debajo de otros depósitos equivalentes a los descritos por Pezzi, inclinándose por una atribución al Pleistoceno Inferior-Medio, sin mayores precisiones.

García Rossell y Pezzi (1978) se inclinan por considerar la existencia de dos periodos fríos morfogenéticamente activos: el Riss III, etapa de frío seco y el Würm (II ó III; con dudas) posiblemente con las temperaturas medias más bajas en esta región de todo el

Pleistoceno, con un descenso medio estimado entre 8° y 10° C. Otros autores (Díaz del Olmo y Ojeda, 1989) no descartan al periodo Tardiglacial como generador de depósitos de gelifractos en los macizos de media altitud, aunque la mayor parte de los investigadores los consideran relegados en dicho periodo a las altas cumbres de Sierra Nevada. Tampoco debe olvidarse que la generación de derrubios no siempre está ligada a fenómenos estrictamente periglaciares, y que otros factores han sido invocados con cierta frecuencia: termoclastia, ciclos de humedad-sequedad, fenómenos tensionales, etc..

Justo en el otro extremo de la interpretación paleoclimática se sitúa el trabajo de Bueno (1990), propugnando un *claro* origen glacial para la morfología general de la parte alta de Sierra Almirante. Basa su propuesta en el análisis morfológico de los valles, en la existencia de hombreras y en la presencia de algunos cantos estriados. El teórico glaciario lo remonta este autor al Pleistoceno Inferior. Ninguno de los autores que han estudiado posteriormente este macizo (Jordá, 1992; Hoyos, 1992; Rodríguez Vidal y Cáceres, 1993) mencionan la existencia de indicios que pudieran apuntar a un origen glacial del modelado, por otra parte muy discutible a la luz de los límites altitudinales propuestos en otras regiones de la Península Ibérica.

5.3. De las formas y depósitos litorales

Son numerosos los estudios existentes en los últimos años sobre las formas y depósitos marinos cuaternarios en las costas españolas. El levante y sureste (Goy y Zazo, 1982; Somoza *et al.*, 1987), y el litoral atlántico (Zazo y Ovejero, 1976; Zazo, 1979 y 1980) han sido particularmente bien estudiados. También existen diversos ensayos de síntesis (Zazo, 1987; Zazo *et al.*, 1981, 1994 a y b; Zazo, 1987, 1989), tanto para ciertos sectores como para intervalos determinados de tiempo, en particular los últimos 200.000 años. La problemática definición del Tirreniense español y su relación con la aparición de *Strombus Bubonius* ha sido objeto de avances muy notables (Zazo *et al.*, 1981, 1984), simplificándose la nomenclatura de los distintos episodios de altas paradas del nivel del mar, y aportándose numerosas dataciones absolutas que han permitido correlacionar los datos de campo con los modelos propuestos.

En la costa malagueña los trabajos han sido mucho más escasos, Sermet (1934b) identificó cuatro niveles de plataformas de abrasión marina entre Málaga y Almería, a cotas 120-100 m, 60-50 m, 35-50 m y 20-18 m, por encima del nivel del mar actual. Gigout *et al.* (1955) detectó depósitos marinos a + 4/5 m con *Strombus Bubonius* en el sector de Los Cantales. Lhènaff (1977b) pasó revista a las plataformas de abrasión, playas fósiles y *enconches* marinas del litoral malagueño, apuntando algunas novedades de interés, como la localización de varios emplazamientos con depósitos marinos recientes a alturas comprendidas entre +2 y +5 m, desde Marbella hasta Chilches.

Con posterioridad a este trabajo, se han descrito algunas evidencias de niveles marinos cuaternarios en el sector de Nerja, hasta no hace mucho considerado como carente de formas y depósitos de este origen y edad (Fourniguet, 1975). Brückner y Radtke (1986) realizan una datación absoluta mediante ESR en una de las playas fósiles de Los Cantales, arrojando una edad de $117,3 \pm 20\%$, es decir, perteneciente al ciclo Tirreniense (Fig. 5.3). Mayoral y Rodríguez Vidal (1990) descubren un nivel marino erosivo (+64/73m) representado por perforaciones de litófagos sobre los materiales encostrados de un abanico aluvial cuaternario preexistente. Por su parte, Hoyos (1992) encuentra vestigios de replanos de erosión marino, sin depósito alguno, a cotas +50/55 m (Torre Caleta) y +50/45m (Cerro Gordo), en el extremo suroriental de Sierra Almijara, ya en la provincia de Granada. Igualmente, señala la presencia de un replano erosivo a +26 m en el Barranco del Sanguino con depósitos gruesos, azoicos a los que atribuye un origen marino. Una pequeña terraza morfológica a +15/10m sin depósitos en Cerro Gordo y una entalladura a +1,5m constituyen los posibles niveles marinos más bajos para esta zona encontrados por dicho autor.

Posteriormente, Lario *et al.* (1993) realizan la primera síntesis sobre los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga, destacando la existencia de ocho paleolíneas de costa con registros morfológicos y/o sedimentarios, entre las cotas +73 y 0 m s.n.m. actual: +1m, +2,5m, +5m, +12m +18m + 26m, + 55m y +73m (Fig. 54 y Tabla V.I). Estos autores aunque no aportan dataciones absolutas, basándose en criterios faunísticos y de correlación con áreas próximas (Almería), establecen la existencia de dos episodios marinos con *Strombus Bubonius*, a +5 y +2,5m, correlacionales con los episodios almerienses del

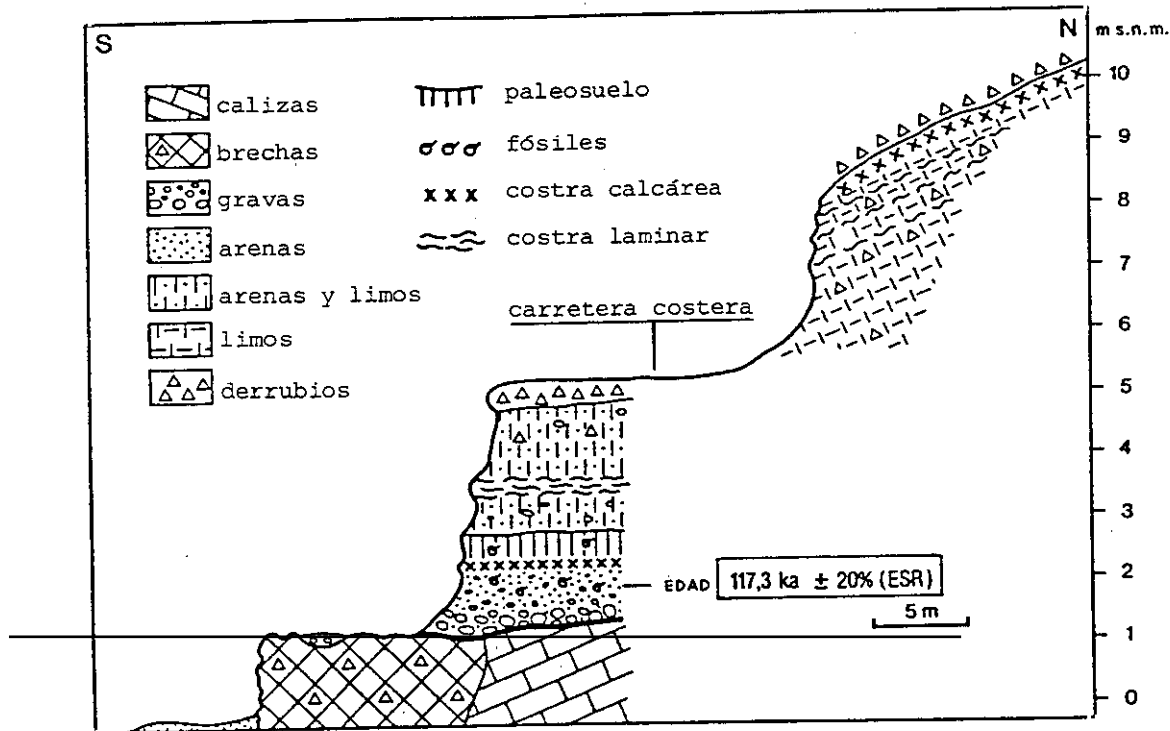


Figura 5.3 Perfil en la playa de Cerro Juan, con situación de la muestra datada en una playa fósil (según Bruckner y Radtke, 1986).

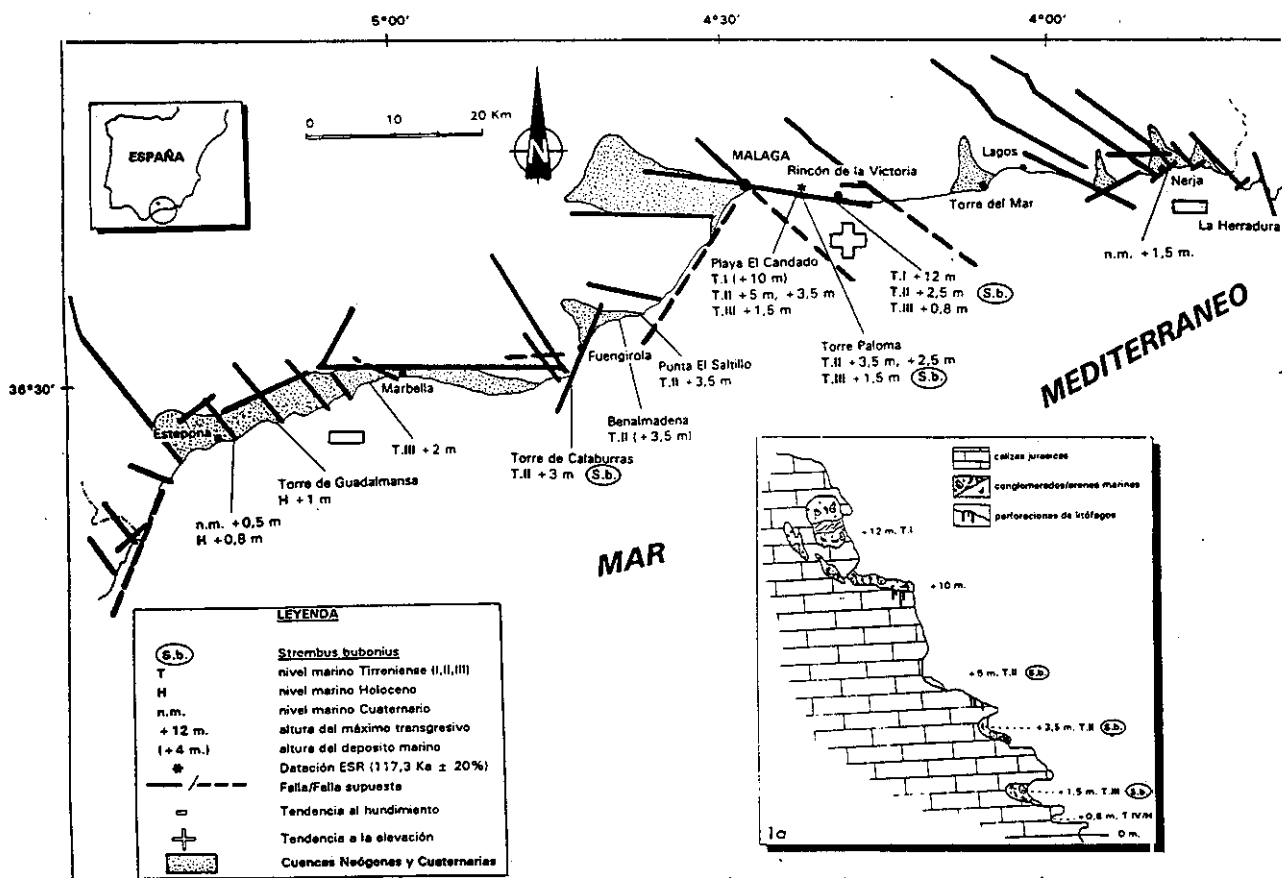


Figura 5.4 Distribución de los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (episodios Tirrenienses y Holoceno); 1a secuencia tipo de los episodios marinos del Pleistoceno Medio-Superior y Holoceno en el sector entre Málaga y Rincón de la Victoria (Lario *et al.* 1993).

Tabla V.1. Episodios marinos del litoral malagueño y sus correlaciones (según Lario *et al.* 1993).

		MALAGA			ALMERIA	
		EPISODIOS MARINOS	EPISODIOS CONTINENT.	FAUNA	EPISODIOS MARINOS	
CUATERNARIO	HOLOCENO	+ 1 m.	Deltas		+ 2 m.	6 Ka
		SUPERIOR	+ 2,5 m.	Coluviones Abanicos Dunas		+ 1 m. (S.b.)
	+ 5 m.		Paleosuelos	(S.b.)	+ 10 m. (S.b.)	95 Ka T.III
	+ 12 m.			(S.b.)	+ 14 m. (S.b.)	128 Ka. T.II
	+ 18 m.				+ 17,5m. (S.b.)	180 Ka. T.I
	MEDIO	+ 26 m.	Abanicos Glacis Rellenos Kársticos		+ 29 m.	
		+ 55 m.			+ 40 m.	
	INFERIOR	+ 73 m.	Travertinos		+ 78 m.	
					+ 90 m.	

+ 12 m.- Altura máxima de los máximos transgresivos sobre el nivel del mar

(S.b.) - *Strombus bubonius*

T.I, T.II, T.III, T.IV - Tirreniense I, II, III, IV.

128 Ka.- 128.000 años (edad media, Th/U, C¹⁴)

Tirreniese II (ca. 128 ka) y del Tirreniese III (ca. 95 ka). El episodio de +12m (sin Strombus) lo hacen corresponder con el Tirreniese I almeriense (ca. 180 ka), mientras que el nivel de +1m lo correlacionan con el episodio almeriense holoceno de 6 Ka. Estos autores hacen ver que la actividad neotectónica es la responsable de las diferentes alturas que en lugares distintos de la costa se sitúan los máximos transgresivos de un mismo episodio marino, explicando así las diferencias de cota entre algunos de los episodios de las costas de Málaga y Almería.

Los niveles situados en Málaga por encima de +12 m son atribuidos por Lario *et al.* (1993) al Pleistoceno Medio e Inferior. En un trabajo posterior, Zazo *et al.* (1994) establecen las variaciones del nivel del mar en el sur y suroeste peninsular en los últimos 200.000 años y detectan la existencia de depósitos emergidos y correspondientes a los estadios isotópicos 7, 5 y 1. El primero de ellos, con tres altas paradas del nivel del mar (dos en el subestadio 7a y uno en el 7c, representado en la costa de Málaga y datado mediante métodos de cronología absoluta). El estadio isotópico 5 presenta cuatro altas paradas marinas, en los subestadios 5e (dos), 5c y 5a. En el estadio isotópico 1 el máximo avance marino se produce, según estos autores, ca. 6500 B.P.

La mayor parte de las evidencias relacionadas con estos movimientos del nivel del mar se han registrado en las faldas de los macizos kársticos costeros: sector de Nerja-La Herradura (Sierra Almijara), sector de Los Cantales y sur de las sierras Blanca y de Mijas. En concreto, el sector de Los Cantales es particularmente rico en formas y depósitos marinos. Como se ha citado anteriormente, Lario *et al.* (1993) sólo han registrado evidencias de altas paradas del nivel del mar cuaternarias hasta +73 m de altitud. Tampoco Lhènaff (1977b) se atrevió a aseverar el origen marino de las plataformas más altas existentes en Los Cantales: la de Cerro Juan, a +150/140 m y la de El Higuero, a +100-90 m. Sin embargo, en esta última, se han localizado sedimentos marinos, en el interior de la Cueva del Tesoro, por lo que su origen debe ser considerado igualmente marino, como la plataforma inferior ó de El Candado, a +60-50 m, cuyos depósitos correlativos no dejan lugar a dudas. Parece claro, por lo tanto, que desde el Pleistoceno Inferior las oscilaciones del nivel del mar en la costa malagueña han sido de más de 200 m, si consideramos un

descenso máximo de -125 m por debajo del nivel actual del mar, para el momento más frío del Pleistoceno Superior. Y, en el caso de admitir un origen marino para la plataforma superior de Cerro Juan, las oscilaciones podrían haber superado los 250 m, aunque quizás en un rango temporal que pudiera abarcar el Plioceno Superior y sin tener en cuenta los posibles efectos de la neotectónica. Estas variaciones del nivel del mar, del *nivel de base*, han influido directamente, sin duda, en la evolución espacial de las redes kársticas de los macizos costeros, e indirectamente también en los del interior.

5.4. Otras evidencias

Otro tipo de formas y depósitos climáticos han sido citados en los macizos kársticos del sur peninsular ó su entorno inmediato. En el primer caso, pueden encuadrarse las formas de incisión fluvial ligadas a la esorrentía superficial (valles en V), detectadas por Delannoy (1992) en la parte somital de la Sierra de las Nieves, y que este autor sugiere correlativas de un levantamiento de la sierra durante el Plioceno. En el segundo caso, pueden encontrarse algunos depósitos singulares (diferentes de los periglaciares, ya comentados con anterioridad) situados en la base de los macizos kársticos. Uno de estos depósitos presenta un particular interés: la turbera del Padul, al pie de los relieves carbonatados de la orla montañosa del occidente de Sierra Nevada, a 740 m s.n.m. En esta turbera, Florschütz *et al.* (1971) han analizado minuciosamente el espectro polínico de los primeros 70 m de sondeo que atravesó una secuencia sedimentaria de más de 100 m de espesor, sin encontrar el sustrato rocoso.

En base a los análisis de los pólenes, establecen una zonación en la columna (17 zonas, de la G a la Z) y su correspondiente interpretación paleoclimática. Las dataciones absolutas realizadas mediante ^{14}C les han permitido situar cronológicamente las 3 zonas superiores, y el resto han sido correlacionadas con los estadios isotópicos del oxígeno por Butzer (1975), con algunas divergencias respecto a los autores del trabajo original. En un trabajo anterior, Menéndez Amor y Florschütz (1963) ofrecían una secuencia del Würm final y el Holoceno, procedente de otro sondeo previo, cuyo registro polínico puede observarse en la Fig 5.5.

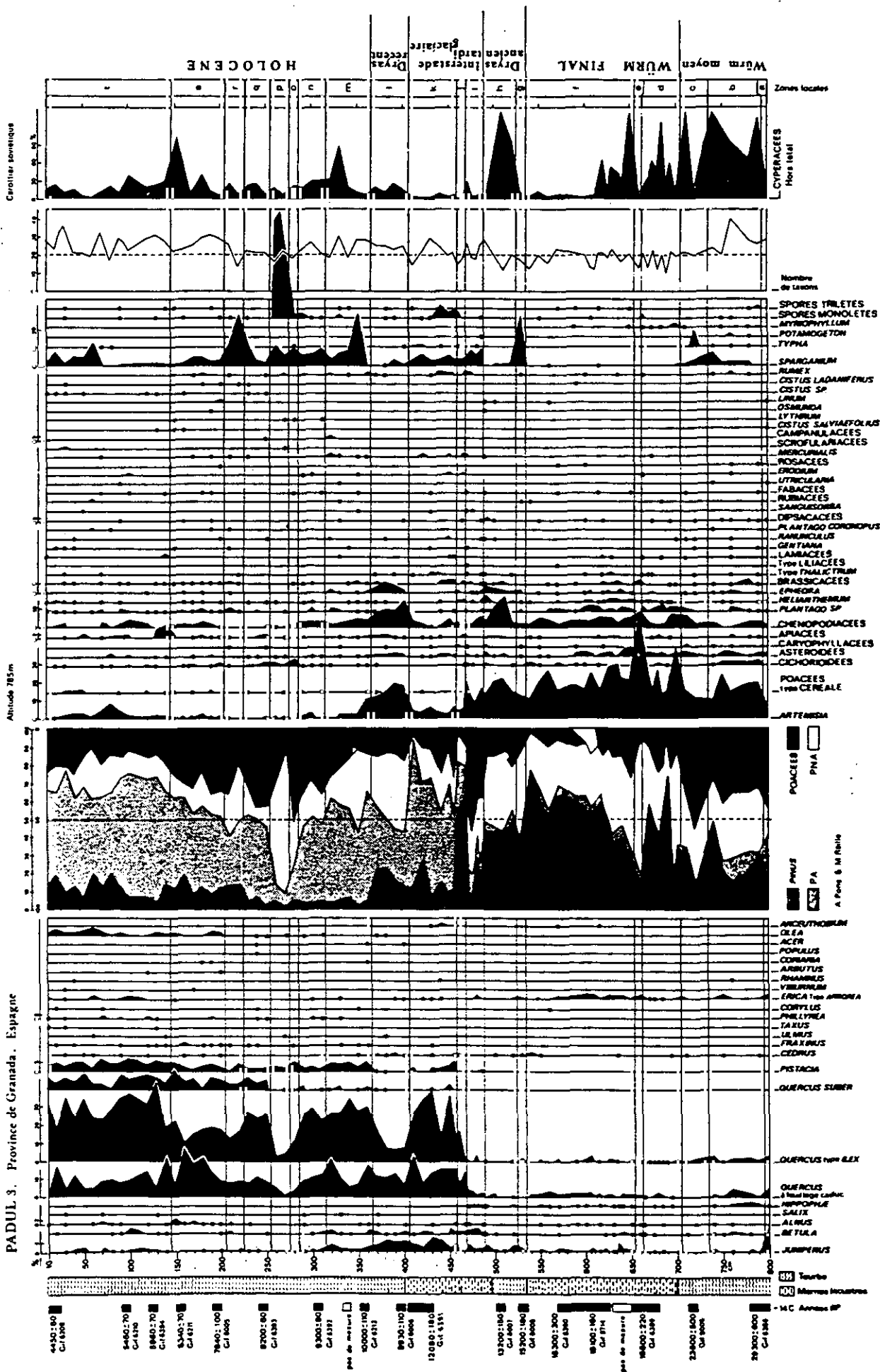


Figura 5.5 Diagrama polínico de la turbera de Padul (Granada). (tomado de Menéndez Amor y Florschütz, 1963).

Los resultados más importantes de estos trabajos pueden resumirse en las siguientes cuestiones:

- Se registran cuatro periodos cálidos importantes, que podrían corresponder, de más antiguo a más moderno, al interglacial alpino Mindel-Riss (*Interglacial Granada*) correspondiente posiblemente al estadio isotópico 9; el denominado Interstadial Padul (estadio isotópico 7); el Eemiense, o interglacial Riss-Würm (estadio isotópico 5); y el Holoceno, ó estadio isotópico 1.

- Estos periodos cálidos están representados por una vegetación de selva cálido-húmeda (estadio 9), *Quercus* (estadio 7), bosque cálido-húmedo (estadio 5) y bosque de encinas (estadio 1).

- Separando estos periodos existen otros de caracter más o menos frío, con dos tipos de vegetación básicos: pinos o bosque abierto en los momentos más atemperados, y estepa en los más fríos. Estos últimos podrían corresponder con los estadios 6, 8 y 10, así como a algunos momentos de los estadios 2,3 y 4.

- El tramo de la secuencia de dataciones absolutas (los últimos 12 m) muestran con detalle la evolución paleoclimática local de los últimos 50.000 años. El tramo comprendido entre 30.270 B.P. y 17.000 B.P. muestra un descenso en el ritmo de la sedimentación muy notable, debido posiblemente a un hiato, que también pueda ser un reflejo de las propias condiciones ambientales.

Los momentos más fríos (vegetación estépica, rica en *Artemisia*) se localizan hacia ca. 46.000 B.P., ca. 32.000 B.P. y ca. 17.000-15.000 B.P. Estos momentos se encuadran en las fases I y II, de máximo avance glacial y de postmáximo avance de las descritas por Vilaplana (1983) en los Pirineos centromeridionales. El tardiglacial, con alguna datación ofrecida por este autor ca. 12.500 B.P., caracterizado por un periodo de frío seco, se detecta en Padul por un incremento de especies herbáceas sobre el Holoceno.

PARTE III. ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS KÁRSTICOS



FACULTAD CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

6. Geocronología de depósitos ligados al karst

6.1. Introducción

Con el presente capítulo se inicia la parte de este trabajo dedicada al análisis de una serie de depósitos ubicados en diferentes sistemas kársticos de la provincia de Málaga. Se ofrecerán a continuación los resultados de los análisis que mediante métodos de geocronología absoluta se han realizado en espeleotemas y travertinos, así como una discusión de los resultados geocronológicos y un estudio comparativo con otros ámbitos geográficos.

6.2. Métodos de datación absoluta

Posiblemente, el descubrimiento más importante en relación a los depósitos carbonatados kársticos ha sido el relativo a su posibilidad de datación mediante métodos de geocronología absoluta, junto con los análisis que permiten interpretar los paleoambientes en los que estos se han formado (Gewelt y Ek, 1988). De entre toda la gama de métodos de datación absoluta existente para los materiales cuaternarios, los que se pueden aplicar a los depósitos kársticos son los siguientes:

- el método de *Electron Spin Resonance* ó ESR
- los relacionados con las series de Uranio
- el método del ^{14}C
- la Termoluminiscencia

Las características generales de estos métodos pueden observarse en la Tabla VI.1.

También el paleomagnetismo puede ser considerado como un método de datación aplicable a este tipo de depósitos, si bien no posee el mismo carácter de absoluto, y no es puntualmente utilizable para la datación de muestras discretas, fuera de una amplia secuencia.

Tabla VI.1 Métodos de datación absoluta de espeleotemas y travertinos (según Schwarcz, 1986).

Método	Vida media del isótopo o tiempo de reacción (años)	Rango de aplicabilidad (años)	Tamaño de muestra requerida (gramos)	Comentarios
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	^{230}Th : 75.000	1.000-400.000	5 - 50	
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{234}U : 248.000	50.000-2500000	5 - 50	La relación inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ debe ser conocida
$^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$	^{231}Pa : 34.000	5.000-200.000	10 - 100	La concentración de Uranio debe ser mayor de 1 ppm.
^{226}Ra	^{226}Ra : 1640	100 - 10.000	10 - 50	La actividad inicial de ^{226}Ra debe ser conocida
^{14}C	^{14}C : 5730	100 - 40.000	10 - 20	La actividad inicial del ^{14}C debe ser conocida
TL (*)	-	100 - 1.000.000	0,1	La tasa de la dosis debe conocerse
ESR (**)	-	100 - 1.000.000	1	La tasa de la dosis debe ser conocida

(*) Termoluminiscencia

(**) Electron Spin Resonance.

6.2.1. Electron Spin Resonance (ESR)

Se trata de un método desarrollado recientemente, cuyo origen estuvo ligado precisamente a la datación de una estalactita de una cueva de Japón, (Ikeya, 1975). Desde entonces este método se ha generalizado, aplicándose a diversos materiales, entre los que se encuentran, por supuesto, los espeleotemas y travertinos, así como materiales orgánicos (conchas de moluscos y corales). También ha sido aplicado con éxito en dientes de vertebrados continentales, utilizando el esmalte presente en ellos (Grün *et al.*, 1986) e incluso en dientes humanos (Grün, 1991). La ventaja principal de este método es la amplitud del periodo de tiempo en que es utilizable, pudiendo llegar a datar materiales de más de 1.000.000 de años de antigüedad, abarcando casi todo el Cuaternario. Además, es prácticamente independiente de la historia geoquímica de los materiales a datar.

El fundamento del ESR es la posibilidad de medir la cantidad de electrones desapareados atrapados en la red cristalina (defectos iónicos), a causa de la irradiación del material original por radiaciones α , β ó γ , procedentes de ciertos elementos radiactivos presentes en la muestra y su entorno. La exposición constante a esas radiaciones hace incrementar linealmente, en función del tiempo, el número de electrones desapareados. La señal ESR, existente en un momento determinado (o intensidad ESR) es, por lo tanto, proporcional a la edad de la muestra, que viene dada por la relación:

$$\text{Edad (en Ka)} = \frac{\text{Dosis acumulada (en grays)}}{\text{Dosis anual recibida (en miligrays/año)}}$$

La dosis acumulada se determina por vía espectrométrica, mediante la técnica denominada de la dosis adicional, basada en la irradiación de porciones homogeneizadas de muestra con dosis crecientes (adicionales) en rayos gamma, midiendo la intensidad ESR generada. Ambas se relacionan mediante una función en la que puede ser extrapolado el valor de la dosis acumulada a partir del marcado por la dosis adicional cuando la intensidad ESR es llevada a cero.

La dosis anual recibida por la muestra se calcula mediante la determinación de las dosis externa e interna. La dosis interna puede calcularse a través de diferentes técnicas analíticas; en las dataciones realizadas para este trabajo se ha utilizado la activación neutrónica para el cálculo de la concentración de Uranio, y la espectrometría alfa para el cálculo de la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. La dosis externa ha sido calculada instalando en el momento y lugar de recogida de cada muestra un dosímetro de termoluminiscencia; tras un periodo determinado de tiempo (por lo general, en torno a tres meses), éstos han sido recogidos y analizados, obteniéndose las dosis reales recibidas en dicho periodo, y normalizándolo posteriormente en cómputo anual. Una explicación más detallada de este método y sus aplicaciones puede encontrarse en Henning y Grün (1983) y en Grün (1989).

6.2.2. Series de Uranio

De entre los métodos que utilizan las series radiactivas de los dos isótopos fundamentales del Uranio (^{235}U y ^{238}U), el más utilizado es el conocido como "método de torio-uranio", o más correctamente de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Algunos de los métodos que utilizan partes de las cadenas de desintegración del ^{235}U ó el ^{238}U no han sido suficientemente probados experimentalmente, como el basado en el ^{226}Ra . Otros, como el $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, cuyo rango temporal cubre hasta 1,5/2,5 millones de años (según los autores), presentan la gran dificultad de que la relación inicial entre ambos isótopos debe ser conocida, lo cual analíticamente es imposible salvo que el isótopo ^{230}Th esté también en desequilibrio (Ford y Williams, 1989), es decir que el material que se pretende datar sea más moderno de 350.000 años. El método de $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ es viable, pero presenta dos inconvenientes frente al de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$: su menor rango temporal, sólo aplicable a carbonatos más jóvenes de 200.000 años y la menor abundancia natural de ^{235}U . En definitiva, el método más válido y fiable de entre los de desequilibrio radiactivo de los isótopos del Uranio es el de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Está basado en el hecho de la incorporación de trazas de isótopos ^{238}U y ^{234}U , presentes en el agua, a la red cristalina de los carbonatos en el momento de su precipitación; el contenido de la red primaria en ^{230}Th es despreciable, produciéndose un desequilibrio radiactivo, que tiende a disminuir en el tiempo, con la desaparición de los átomos de Uranio, paralelamente a la creación de Torio radiogénico. La proporción $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, está, por tanto, directamente

relacionada con la edad de la muestra, expresada mediante la relación:

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right)_t = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}}\right)_t \left(1 - e^{-\lambda_{230}t}\right) + \left(1 - \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}}\right)_t\right) \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left(1 - e^{(\lambda_{234} - \lambda_{230})t}\right)$$

Las constantes de desintegración del ^{230}Th y del ^{234}U vienen representadas por λ_{230} y λ_{234}

respectivamente. La edad máxima alcanzable mediante este método es precisamente el tiempo que se necesita para alcanzar el equilibrio entre el ^{234}U y el ^{230}Th , estimado en torno a 350.000 años. Los materiales que son susceptibles de datación absoluta por series de Uranio son tanto de origen volcánico como sedimentarios; entre estos últimos están los carbonatos continentales terrestres de precipitación química (espeleotemas y travertinos), así como conchas fósiles.

Es preciso reseñar, no obstante, que además de la importante limitación del límite cronológico que sólo permite alcanzar el Pleistoceno Superior y parte del Pleistoceno Medio, existen algunos problemas metodológicos planteados. El fundamento básico del método exige que el sistema se comporte como cerrado, es decir, que no existan fugas de Torio, ni aportes nuevos de Uranio. Estos elementos, movilizadas por ejemplo por la circulación de agua, producen un enmascaramiento evidente de la edad real de la muestra. Para paliar este problema es de primordial importancia conocer bien la historia diagenética del material, ya que no existen técnicas analíticas adecuadas para la detección de estas movilizaciones. Otro inconveniente adicional es la presencia posible, en ciertas muestras, de ^{230}Th de origen detrítico, que puede dar lugar a que se alcance un equilibrio no radiogénico. Ahora bien, el contenido de Torio detrítico puede ser estimado, y corregido, en base a las técnicas analíticas adecuadas. Más detalles de los métodos relacionados con las series de Uranio pueden encontrarse en Schwarcz (1986).

Por último, añadir que ciertas técnicas (espectrometría de masas de alta precisión) permiten la datación de carbonatos con contenidos mínimos de uranio (menores de 0,08 ppm) hasta 400.000 B.P., o hasta 600.000 B.P. si los contenidos son mayores de 3 ppm (Li *et al.*,

1989).

6.2.3. Carbono-14 (^{14}C)

Este método, tradicionalmente utilizado para la datación absoluta de carbono de origen orgánico, ha sido aplicado en algunas ocasiones a travertinos y espeleotemas. Aunque en este trabajo no se ha utilizado, por los problemas y desventajas que plantea, sí ha sido empleado por otros autores en algunos edificios travertínicos de la zona estudiada y, fuera de ella, en el ámbito de la Península Ibérica. Curiosamente, este fue el primer método empleado para datar espeleotemas (Gewelt y Ek, 1988), aunque posteriormente numerosos autores llamaron la atención sobre problemática (Turi, 1986; Mas *et al.*, 1991). El primer autor indica que las edades ofrecidas por este método en travertinos pueden ser más antiguas que las verdaderas, y que los procesos diagenéticos pueden hacer variar sensiblemente el contenido de ^{14}C de los carbonatos. Los segundos autores anteriormente citados, estudiando detenidamente los fundamentos teóricos y metodológicos de esta técnica y mediante el estudio de un caso práctico (los travertinos de Llorá, en Girona), llegan a la conclusión de que debe ser considerado un método de carácter aproximativo, utilizable únicamente para orientar en cuanto a la situación cronoestratigráfica de una formación travertínica, pero no para el establecimiento de secuencias cronológicas o de correlaciones detalladas.

6.2.4. Termoluminiscencia

Este método de datación absoluta está relacionado en sus fundamentos con el de ESR (Aitken, 1985), aunque puede ser aplicado con total independencia, tanto en sedimentos detríticos en el interior de cavidades (Quinif, 1981), como en espeleotemas (Debenham y Aitken, 1984).

La termoluminiscencia (TL) es una propiedad de ciertos minerales, con capacidad de emitir luz al ser calentados. Algunos de estos minerales son abundantes en los sedimentos detríticos (cuarzo, feldespato), mientras que otros son constituyentes fundamentales de los precipitados de carbonato (calcita). Esta propiedad es debida a la acumulación energética en

defectos cristalinos físicos ó químicos, que bajo forma de trampas, atrapan electrones. Cuando el material es calentado, la energía extra adicionada permite a los electrones volver a sus niveles energéticos fundamentales, emitiendo energía en forma de luz. Esta emisión puede ser cuantificada, y está relacionada con el periodo de tiempo durante el cual el material ha estado sometido a radiaciones, desde que su *reloj* interno fue puesto a cero. Es posible utilizar, por tanto esta propiedad como un geocronómetro natural. En la práctica, las dificultades son bastantes, pues es preciso asegurarse de qué se está datando realmente. En el caso de los sedimentos detríticos, ha de considerarse como punto cero en el tiempo, el momento del enterramiento, cuestión que es discutible. En el caso de espeleotemas se considera que cuando se origina el cristal de calcita la población de electrones atrapados es efectivamente cero.

En este trabajo, se han intentado datar mediante TL algunas muestras de sedimentos detríticos endokársticas. Para ello se ha utilizado la fracción comprendida entre 100 y 200 μ , de la que se han extraído los feldespatos alcalinos presentes hasta totalizar 15-20 mg. Los análisis realizados, a causa de la baja presencia de feldespatos en las muestras, no han ofrecido resultados positivos.

6.3. Resultados de los análisis geocronológicos de travertinos

Los edificios travertínicos son frecuentes en la provincia de Málaga, tanto en los macizos kársticos de las Zonas Externas, como en los de la Zonas Internas, aunque son más frecuentes en este último dominio. Se han seleccionado 20 localidades, repartidas en cuatro grandes conjuntos: el sector septentrional de la Serranía de Ronda, las sierras de las Nieves y Prieta, la Sierra de Mijas y las sierras Tejeda y Almijara, incluyendo en este último conjunto las estribaciones meridionales de la Sierra de Alhama. La distribución de las 20 localidades de travertinos puede observarse en la Fig. 6.1. Estas localidades han sido seleccionadas bien porque poseen dataciones (absolutas ó relativas) procedentes de estudios anteriores, o bien porque se han muestreado específicamente para este trabajo, para realizar análisis de geocronología absoluta y/o de isótopos estables. En total, se ofrecen en este

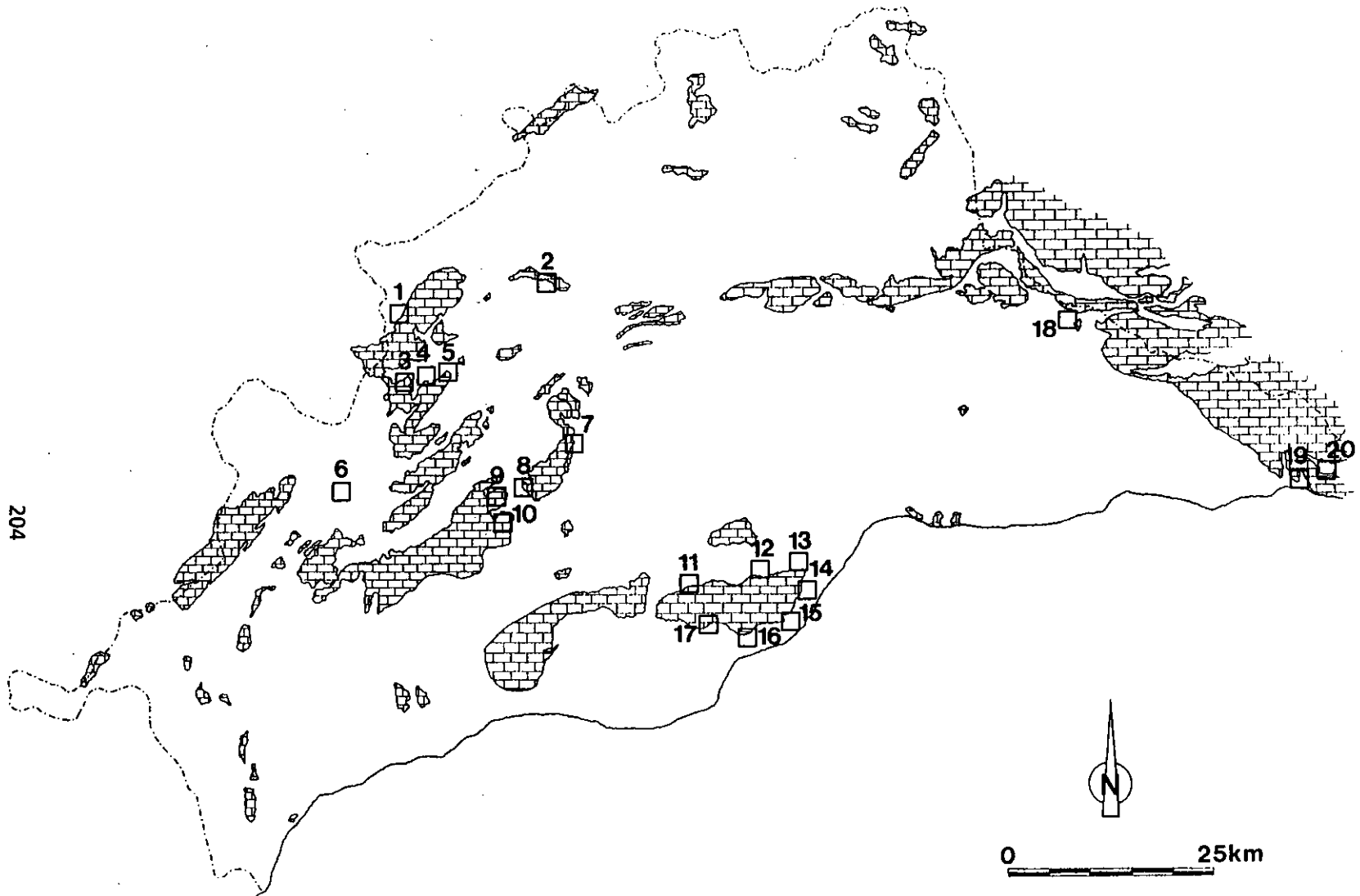


Figura 6.1

Distribución espacial de los edificios travertínicos con dataciones en la provincia de Málaga: 1, Estación de Cañete la Real; 2, Rfo de la venta; 3, Cuevas del Becerro; 4, La Mesa; 5, Serrato; 6, Tajo de Ronda; 7, Puerto Martínez; 8, Jorox; 9, Yunquera; 10, Tolox; 11, Alhaurfn el Grande; 12, Alhaurfn de La Torre; 13, Churriana; 14, Este de la Sierra de Mijas; 15, Torremolinos; 16, Benalmádena; 17, Mijas, 18, Mesa de Zalia; 19, Maro; 20, Rfo de la Miel. Procedencia de las dataciones: 1, 2,3,4 y 5 (Cruz San Julián, 1981); 6 (Delannoy, 1989); 7,8,9 y 10 (Delannoy et al., 1993); resto, datos propios.

capítulo los resultados de 39 dataciones absolutas de travertinos, de las cuales un 35% son propias (14 dataciones). Estas últimas corresponden a 10 localidades diferentes, de las cuáles no existían dataciones absolutas previas, frente a 9 localidades que sí las tenían y 1 con datación relativa.

6.3.1. Los travertinos de la Serranía de Ronda (sector septentrional)

Constituyen dos grupos de travertinos. El primero y más numeroso, ha sido estudiado por Cruz-San Julián (1981), y se reparte entre la Sierra de los Merinos, la Sierra de Cañete la Real y la Sierra de Peñarrubia (Fig. 6.2). El segundo, está representado exclusivamente por una datación absoluta realizada por Delannoy (dato inédito) en los travertinos del Tajo de Ronda.

Los travertinos del primer grupo están espacialmente ligados a las zonas de descarga de los acuíferos formados por los tramos de calizas jurásicas del Penibético y del Subbético Medio (Subbético *Ultrainterno* de Cruz San Julián, 1981) de la región septentrional de la Serranía de Ronda. Las muestras de los travertinos fueron datadas mediante el método del ^{14}C , por lo que los resultados que se ofrecen en la Tabla VI.2. deben ser tomados con cierta cautela, por las consideraciones expuestas con anterioridad. En cualquier caso, los resultados no dejan duda de la relativa juventud del conjunto de masas travertínicas de la región, generadas todas ellas durante la parte final del Pleistoceno Superior (estadio isotópico 2, fundamentalmente) y el Holoceno (estadio 1) (Fig. 6.3).

Cruz San Julián, en base a los datos cronológicos de los travertinos, aborda una interpretación de la evolución geomorfológica y paleohidrogeológica del sector donde estos se localizan, encontrando coherencia entre la cota de los diferentes afloramientos travertínicos y su edad. El encajamiento de la red de drenaje estimado por dicho autor varía de 1 mm/año en el sector de Cuevas del Becerro, a 7,5 mm/año en una primera etapa (entre *ca.* 28.000 años y *ca.* 14.000-13.500) y de 8,7 mm/año en una etapa posterior (entre *ca.* 14.000-13.500 años y la actualidad), en el sector de La Mesa-Serrato, pasando por los 4 mm/año para los últimos 35.000 años en el sector de la Estación de Cañete.

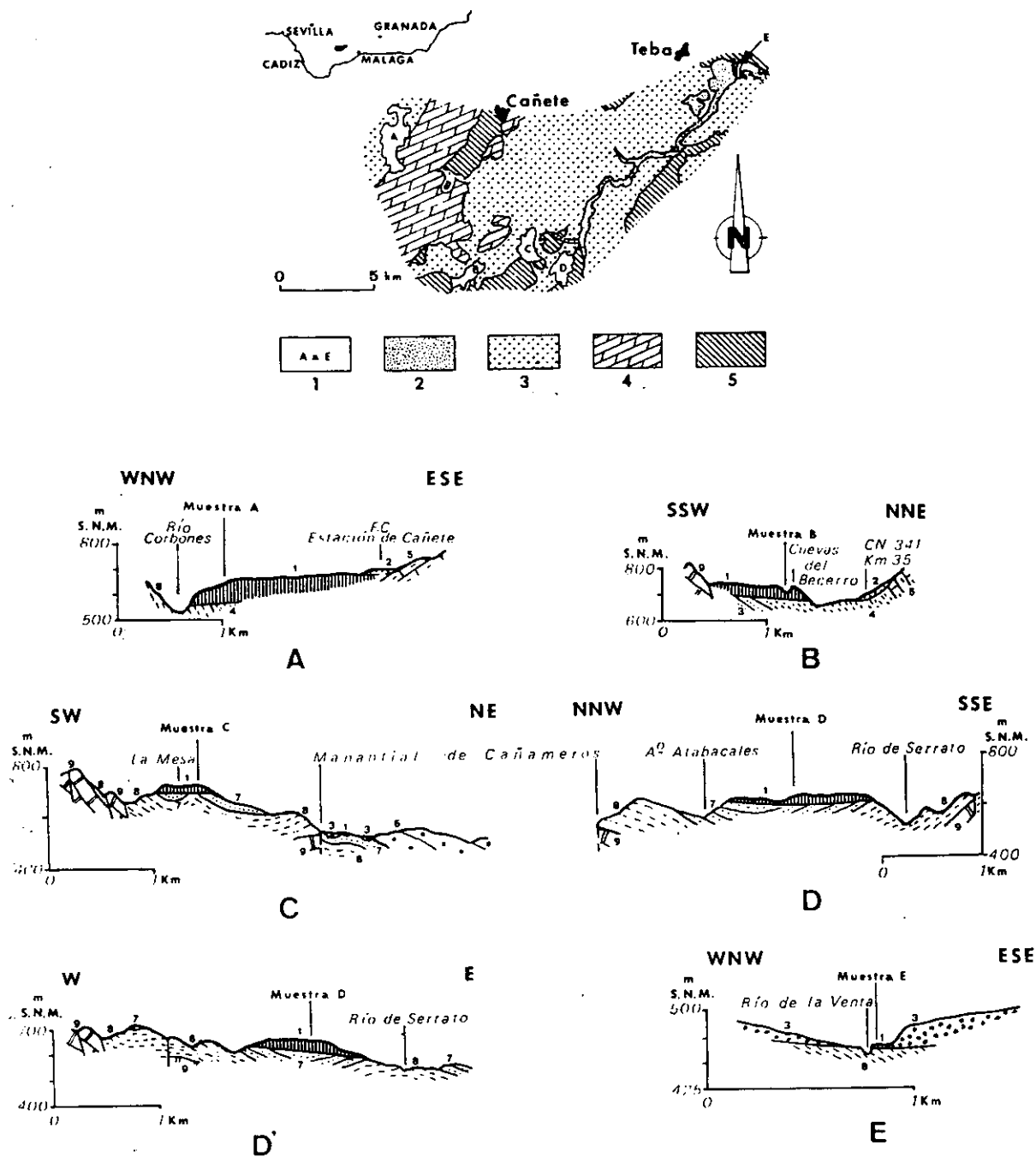


Fig 6.2. Arriba: Situación de los travertinos del sector Teba-Cañete la Real. 1, Formaciones travertínicas (A=Estación de Cañete la Real; B= Cuevas del Becerro; C=La Mesa; d= Serrato; E= Río de la Venta); 2, Aluviales y terrazas; 3, Unidades de tipo Flysch del Campo de Gibraltar; 4, Unidad de la Sierra de Cañete (Subbético Medio). 5, Subbético Interno.

Abajo: Cortes geológicos y situación de las muestras de travertinos (las letras corresponden a la localización de cortes en el esquema de situación de arriba). 1, Formaciones travertínicas; 2, Recubrimientos recientes; 3, Terrazas aluviales; 4, Formación burdigaliense de arcillas con bloques; 5, Jurásico de la Unidad de la Sierra de Cañete (calizas y calizas margosas); 6, Areniscas numídicas del Aljibe (Oligoceno?-Arquitaniense); 7, Arcillas, calizas detríticas y areniscas de unidades alóctonas Infranumídicas (Eoceno-Aquitaniense); 8, Margocalizas, calizas margosas y margas del Cretácico Superior-Oligoceno del Subbético Interno (*Capas Rojas*); 9, Calizas jurásicas del Subbético Interno. (Según Cruz San Julián, 1981; la leyenda ha sido ligeramente modificada).

Tabla VI.2

Dataciones absolutas de los travertinos del sector Teba-Cañete la Real (Cruz San Julián, 1981).

Muestra	Denominación	% de Carbono moderno	Edad convencional en años B.P.
A	Estación de Cañete	1,17 ± 0,32	35.696 ± 2.188
B	Cuevas del Becerro	3,93 ± 0,61	26.005 ± 1.244
C	La Mesa	3,06 ± 0,40	27.999 ± 1.056
D	Serrato	18,18 ± 0,71	13.693 ± 315
E	Río de la Venta	33,13 ± 0,62	8.872 ± 151

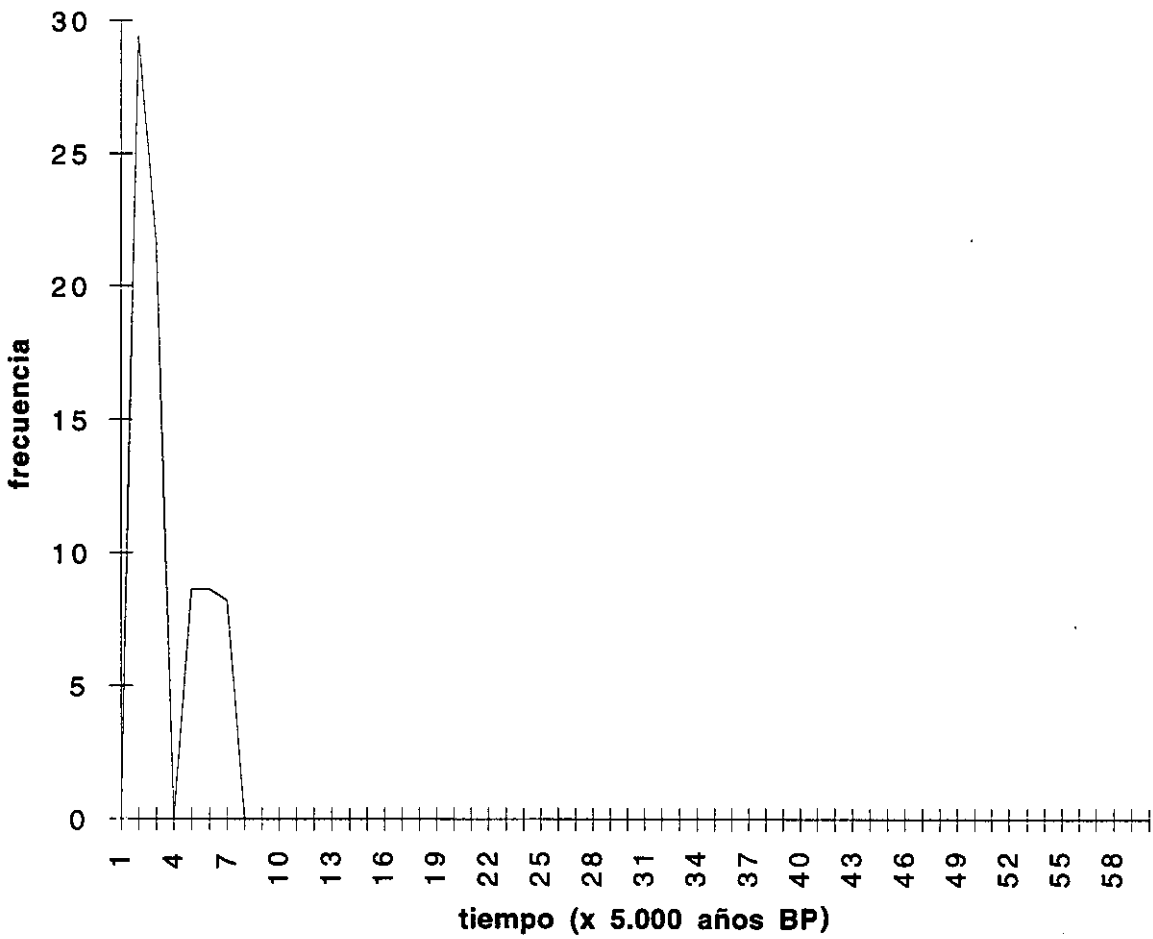


Figura 6.3

Diagrama de frecuencias de las dataciones de travertinos del sector Teba-Cañete la Real-Cuevas del Becerro.

Por último, en travertinos de la desembocadura del Tajo de Ronda, Delannoy ha realizado una datación absoluta mediante Th/U, cuyo resultado arroja una edad de *ca.* 95.500 B.P. (estadio isotópico 5). Estos travertinos se encuentran erosionados por la acción fluvial, debido posiblemente a la acción de las aguas más agresivas de los episodios fríos del Pleistoceno Superior.

6.3.2. Los travertinos de Tolox-Yunquera-Jorox

La falda meridional de las sierras de las Nieves y Prieta cuyos materiales carbonatados pertenecen a la Dorsal Bética y al Complejo Alpujárride presentan numerosos edificios travertínicos, que han sido profusamente estudiados por Delannoy (1987 y 1992) y Delannoy *et al.* (1989 y 1993). La localización de las principales masas travertínicas puede observarse en la Fig. 6.4. Ocho afloramientos travertínicos, aislados o formando *sistemas*, de los cuáles cuatro han sido estudiados por los autores citados. Tres de ellos (Tolox, Jorox y Yunquera) han sido muestreados y datadas las muestras mediante Series de Uranio. El cuarto afloramiento travertínico (Puerto Martínez) ha sido datado relativamente mediante acuíferos faunísticos-florísticos y de correlación estratigráfica regional.

Los travertinos de Tolox se componen de tres plataformas escalonadas sobre una de las laderas del valle del Río de los Horcajos; situados prácticamente en el contacto entre los manantiales carbonatados de la Dorsal Bética y las peridotitas del Complejo Alpujárride, en su base se encuentra la surgencia de El Piloncillo. Las tres plataformas se encuentran a cota 465 m, 420 m y 390 m. La situación de las muestras datadas y sus edades respectivas pueden observarse en la Fig. 6.5. Las dos plataformas superiores son más antiguas de 350.000 años, mientras que la inferior parece corresponder al estadio isotópico 5 (una datación de 105.000 B.P.). Una etapa de disolución y concrecionamiento está igualmente atestiguada en el estadio isotópico 7, dada la existencia de una datación de *ca.* 247.000 B.P. en una concreción en el interior de una cavidad de la plataforma intermedia.

Los travertinos de Jorox se sitúan sobre la denominada Garganta de las Siete Fuentes, asociados al manantial de Jorox, localizado en el contacto entre los materiales carbonatados

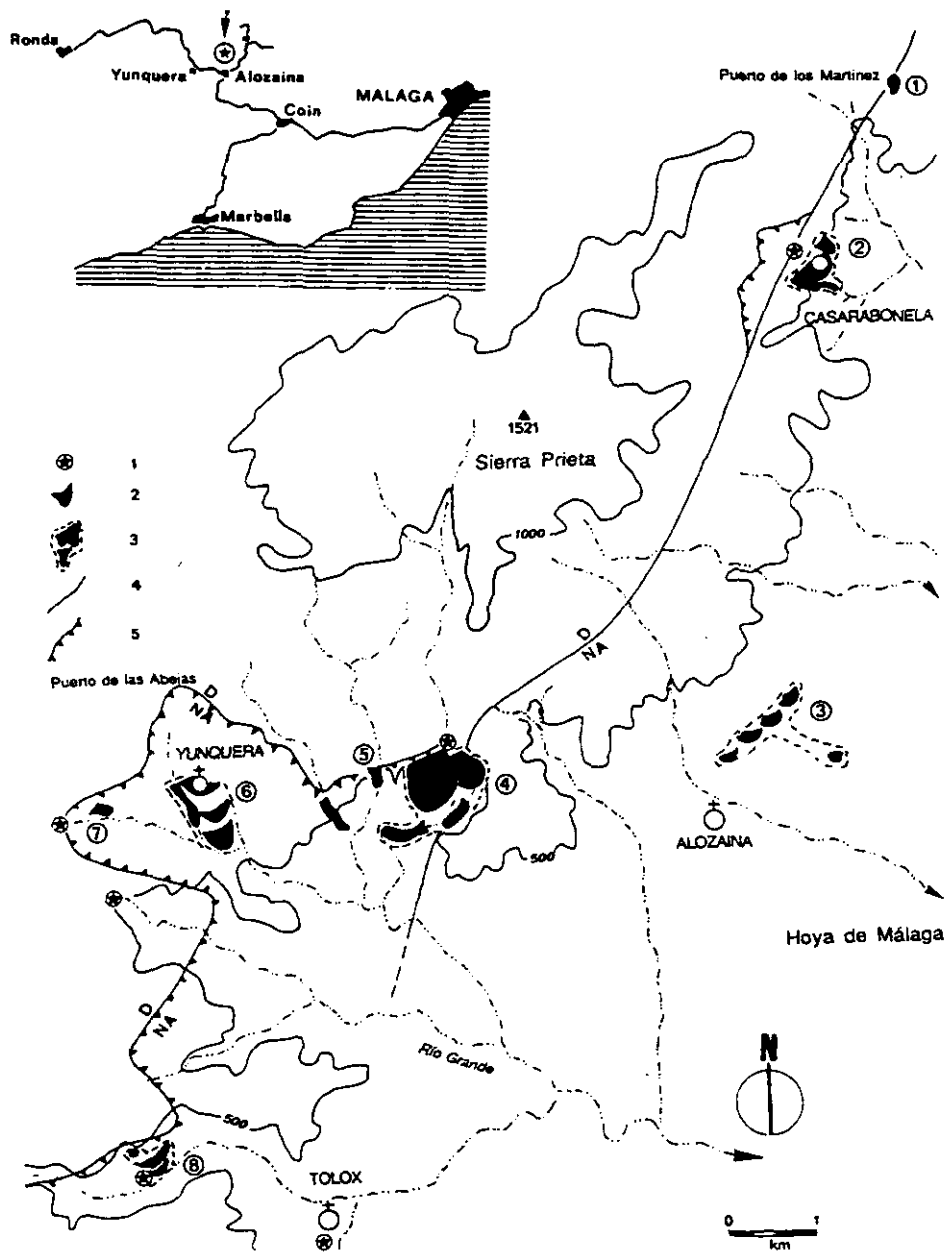


Fig 6.4 Localización de los distintos edificios travertínicos de la vertiente mediterránea de las Sierras de las Nieves y Prieta. 1, Surgencia kárstica; 2, Travertino; 3, Sistema de travertinos; 4, Accidente tectónico mayor; 5, Cabalgamiento, D, Dorsal Bética; NA, Complejo Alpujárride. Los números dentro de los círculos indican los distintos edificios travertínicos: 1, Puerto Martínez; 2, Casarabonela; 3, Alozaina; 4, Jorox; 5, Hornillos; 6, Yunquera; 7, Umbría; 8, Tolox. (tomado de Delannoy *et al.*, 1993).

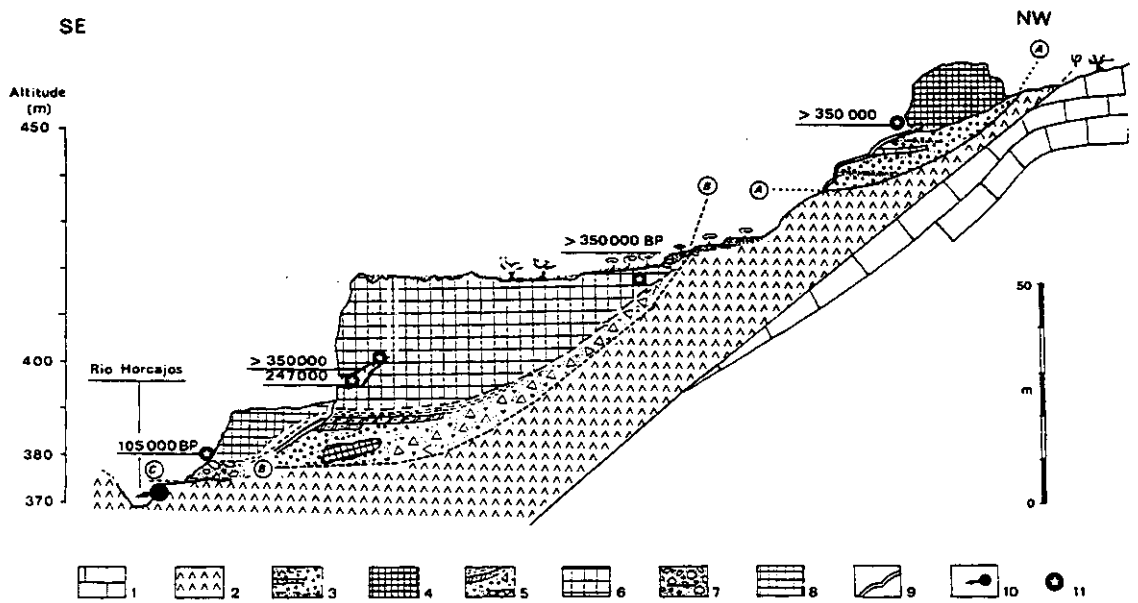


Fig 6.5 Travertinos de Tolox. 1, Dolomías de la Dorsal Bética; 2, Peridotitas alpujarrides; A-A: Antiguo *talweg* del río de los Horcajos; 3, Terrazas fluviales; 4, Plataforma travertínica Superior; B-B, Antiguo *talweg*, encajado en A-A; 5, Brechas de pendiente conteniendo bloques del travertino superior; 6, Plataforma intermedia; C-C, *Talweg* inferior encajado; 7, Terraza inferior; 8, Plataformas inferiores; 9, Corteza calcárea; 10, Surgencia actual de El Piloncillo; 11; Localización de las muestras datadas (Delannoy *et al.*, 1992).

Muestras	U (p.p.m.)	U^{234}/U^{238}	Th^{230}/U^{234}	Th^{230}/Th^{232}	U^{234}/U^{238}	Edades (m.a.)
Table sup. Jorox	0.227 (±0.023)	0.916 (±0.095)	2.907 (±0.500)	13		plus que 350
Concrétion dans table sup. Jorox	0.73 (±0.067)	0.966 (±0.087)	2.300 (±0.289)	133		plus que 350
"Table de Jorox" (Niv. inter.)	0.585 (±0.064)	1.048 (±0.110)	1.336 (±0.177)	17		plus que 350
Rideau de tufs (Niv.inter.)	0.502 (±0.023)	1.281 (±0.052)	0.107 (±0.014)	7	1.291	12.3 (±1.6,1.7)
Niveau inférieur Jorox	0.391 (±0.0099)	1.243 (±0.029)	0.085 (±0.010)	3.3	1.250	9.6 (±1.1,1.2)
Table inter. Tolox	1.857 (±0.031)	1.058 (±0.014)	1.053 (±0.081)	grand	1.058	plus que 350
Concrétion dans table inter. Tolox	4.21 (±0.127)	1.123 (±0.019)	1.350 (±0.0109)	227		plus que 350
Concrétion dans table inter. Tolox	0.335 (±0.022)	1.164 (±0.088)	0.932 (±0.065)	24	1.328	247 (+141, -55.3)
Table inférieure Tolox	3.244 (±0.058)	1.095 (±0.020)	0.629 (±0.024)	grand	1.128	105.5 (+7.3,-6.8)
Form. Iglesia	0.099 (±0.003)	1.052 (±0.040)	0.979 (±0.077)	grand		plus que 350
Form. Cimiterio Yunquera	0.321 (±0.008)	1.048 (±0.197)	0.340 (±0.101)	2.1	0.964	90.8 (+5.5,-5.1)
Form. R.Plano-1	0.371 (±0.008)	1.048 (±0.026)	0.155 (±0.023)	4.7	1.051	18.2 (+2.9)
Form. Olivos	0.255 (±0.008)	1.016 (±0.036)	1.119 (±0.107)	39.7		plus que 350

Tabla VI.3

Resultados isotópicos y edades de las muestras de travertinos de Jorox, Tolox y Yunquera (Delannoy *et al.*, 1993)

de la Dorsal Bética y la Unidad de Yunquera, con otros materiales impermeables de los complejos Alpujárride y Maláguide.

Delannoy *et al.* (1993) distinguen cuatro conjuntos:

- El conjunto superior, a 585-560 m de altitud, con dos formaciones travertínicas imbricadas, colgadas respecto a la surgencia kárstica (530 m s.n.m.).
- El conjunto intermedio ó Plataforma de Jorox, situada a 500-480 m de cota, por debajo ya del nivel de la surgencia.
- El tercer conjunto, a 415-410 m de altura, canalizado en la garganta del Río Jorox, aguas abajo del manantial.
- El cuarto conjunto ó inferior, a 380 m de cota, aguas abajo del precedente, igualmente colmatando el valle fluvial. Existen además, otros depósitos de cascadas travertínicas, erosionados.

Las edades de las muestras datadas pueden observarse en la Tabla VI.3. Los autores consideran, debido a la relación isotópica cercana a la unidad en la muestra del conjunto superior, que la edad de esta puede rondar los 1,5 millones de años. En cualquier caso, tanto este conjunto, como el intermedio ofrecen edades U/Th mayores de 350.000 años. El tercer conjunto arroja una datación de *ca.* 105 ka, aunque los autores ofrecen una cierta confusión en el texto (citan 116.600 B.P. en él y 105.500 en la tabla analítica). En cualquier caso, ambas edades llevan al estadio isotópico 5. El conjunto inferior y las cascadas travertínicas erosionadas son holocenos (*ca.* 9.600 B.P. y *ca.* 7.400 B.P., respectivamente).

Los travertinos de Yunquera, cuyas edades pueden verse igualmente en la Tabla VI.3 se localizan en la ventana tectónica de Yunquera, que deja aflorar los materiales de la Dorsal Bética por debajo de los del Complejo Alpujárride; están en relación espacial con el manantial de El Plano, actualmente regulado mediante un sondeo. Siguiendo a Delannoy *et*

al. (1993), pueden diferenciarse tres conjuntos escalonados (Fig. 6.6.):

- El conjunto superior, a 680-660 m de cota, constituido por al menos tres generaciones de travertinos de edades > 350.000 B.P., *ca.* 90.800 B.P. y *ca.* 18.200 B.P.
- El Conjunto Intermedio, a 600 m de altitud, con dos generaciones travertínicas, de edad > 350.000 una y de edad desconocida la otra, aunque posiblemente similar a la más moderna del conjunto superior.
- El conjunto inferior, situado a 570-560 m s.n.m., cuya base a 530 m ha sido datada de edad > 350.000 B.P.

En definitiva, en Yunquera pueden observarse tres generaciones de travertinos: una de más de 350.000 años de antigüedad, otra, relacionada con el estadio isotópico 5 y una tercera del estadio isotópico 2 (entre 15.000 y 21.000 B.P. teniendo en cuenta los márgenes de error). Esta última etapa es, como veremos, discutible cuando se analiza a la luz de los datos regionales. El conjunto de los travertinos de la región de Yunquera, Tolox y Jorox se representa en la Fig. 6.7.

El travertino de Puerto Martínez, situado en el contacto entre los materiales carbonatados de la Unidad de Yunquera y los esquistos de la Unidad de los Reales, ambas pertenecientes al Complejo Alpujarride, se localiza a una cota cercana a los 600 m s.n.m., en el extremo nororiental de Sierra Prieta. Delannoy *et al.* (1993) lo sitúan cronológicamente hacia el Mioceno Medio-Superior/Plioceno Inferior, por su relación con formaciones adyacentes cuya edad es conocida regionalmente. Esta adscripción cronológica se ve apoyada por la existencia de depósitos pliocenos en sectores cercanos a cota similar, y por la presencia de restos vegetales claramente indicativos de una laurisilva tropical ó subtropical, característica de un paleoclima reinante en el Mediterráneo durante el Mioceno terminal ó el Plioceno Inferior. La importancia de este travertino es que constituye el depósito exokárstico carbonatado más antiguo del que se tiene constancia en la región,

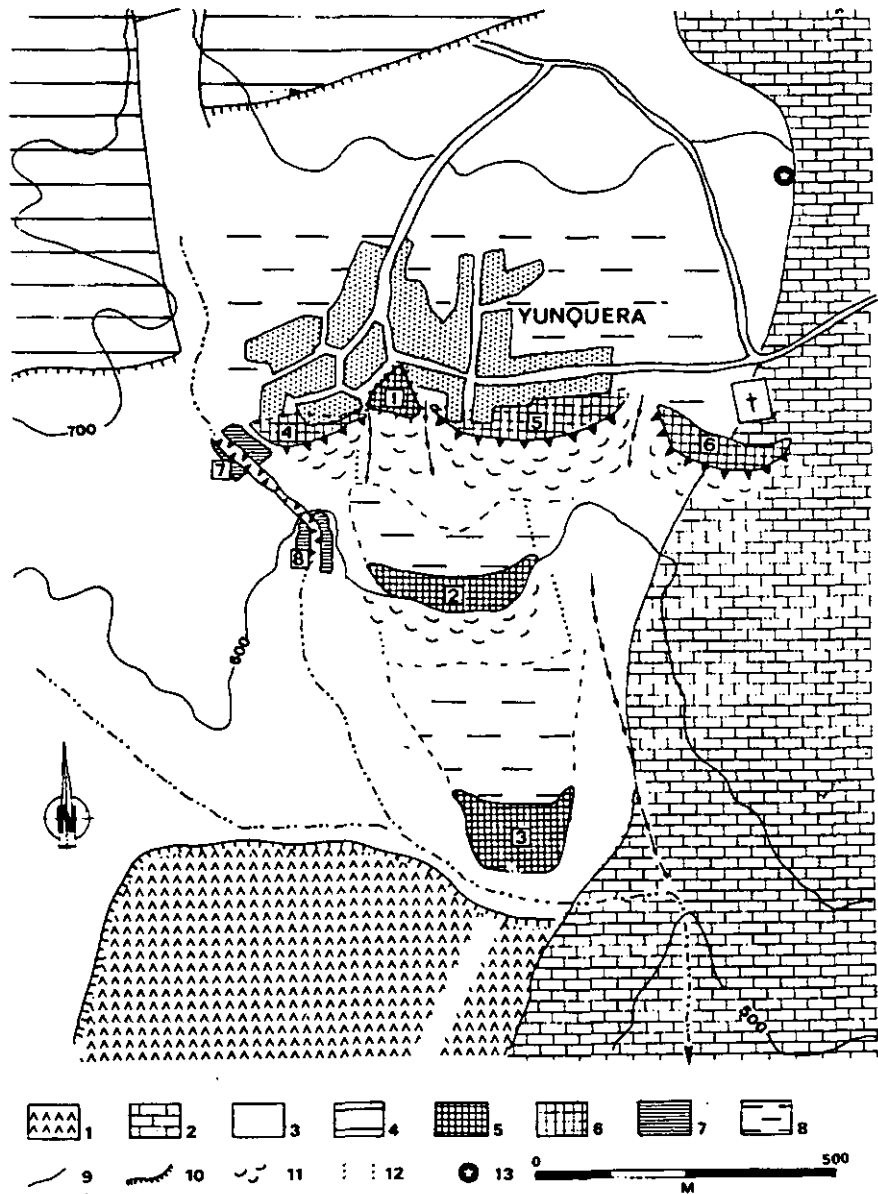


Fig 6.6 Travertinos de Yunquera. 1, Peridotitas alpujárrides; 2, Mármoles alpujárrides; 3, Esquistos y micaesquistos alpujárrides; 4, Dorsal Bética; 5, Travertinos anteriores a 350.000 años; 6, Travertinos *eemienses* (estadio isotópico 5); 7, Travertinos del final del Pleistoceno Superior; 8, Relleno detrítico (tomado de Delannoy *et al.*, 1993; la leyenda ha sido modificada).

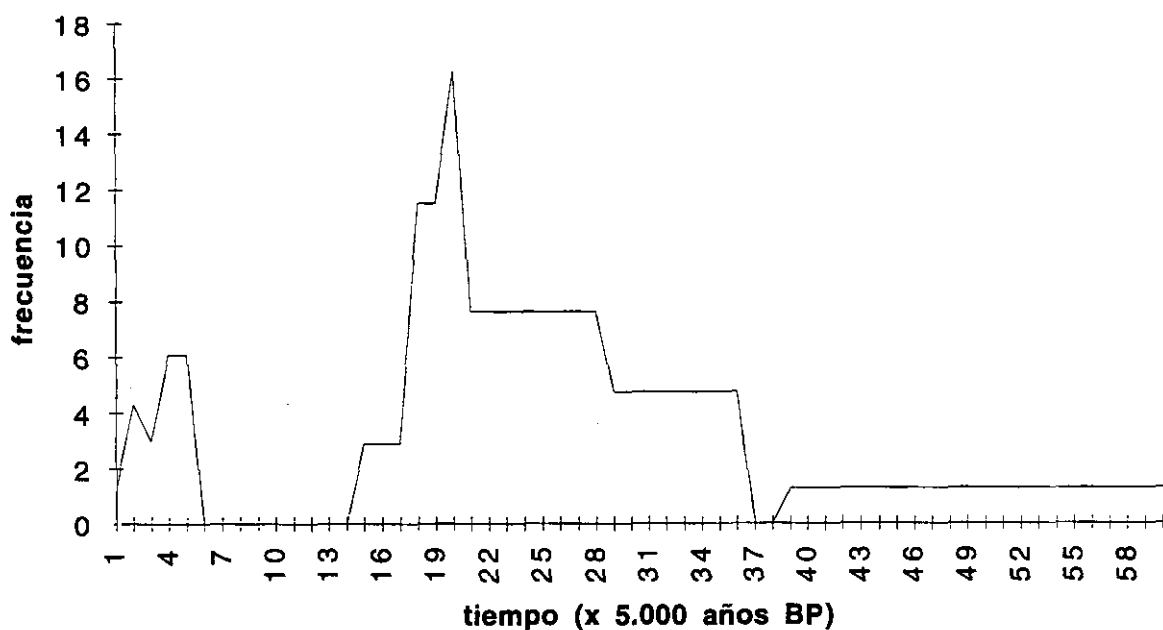


Figura 6.7 Diagrama de frecuencias de las dataciones de travertinos del sector Tolox-Yunquera-Jorox.

Tabla VI.4. Dataciones absolutas (ESR) de los travertinos de la vertiente meridional de la Sierra de Mijas (Durán *et al.*, 1988)

Localidad	Muestra	AD (Gy)	U-conc.	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	α -efic.	Ext. DR	Edad
Mijas	65-2	58,0	50	1,9	0,34	210	217,0
Benalmádena	67.1a	2.300	1,2	0,34	266	97,2	
Benalmádena	67.1b	157,0	2.650	1,2	0,34	266	86,3
Benalmádena	67.2	61,2	460	1,2	0,34	266	109,0
Torremolinos	68.1a	11,8	630	1,2	0,34	200	26,5
Torremolinos	68.1b	10,3	540	1,2	0,34	200	25,3

Tabla VI.5 Dataciones absolutas (Th/U) de los travertinos de la vertiente meridional de la Sierra de Mijas. (Durán *et al.*, 1988)

Localidad	Muestra	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Edad
Torremolinos	68,1	$1.102 \pm 0,047$	$0,223 \pm 0,012$	$103,3 \pm 66,8$	$27,3 \pm 1,7$

Edad: en ka (miles de años).

asegurando la actividad karstogenética en los macizos de la Serranía de Ronda desde hace al menos 5 millones de años.

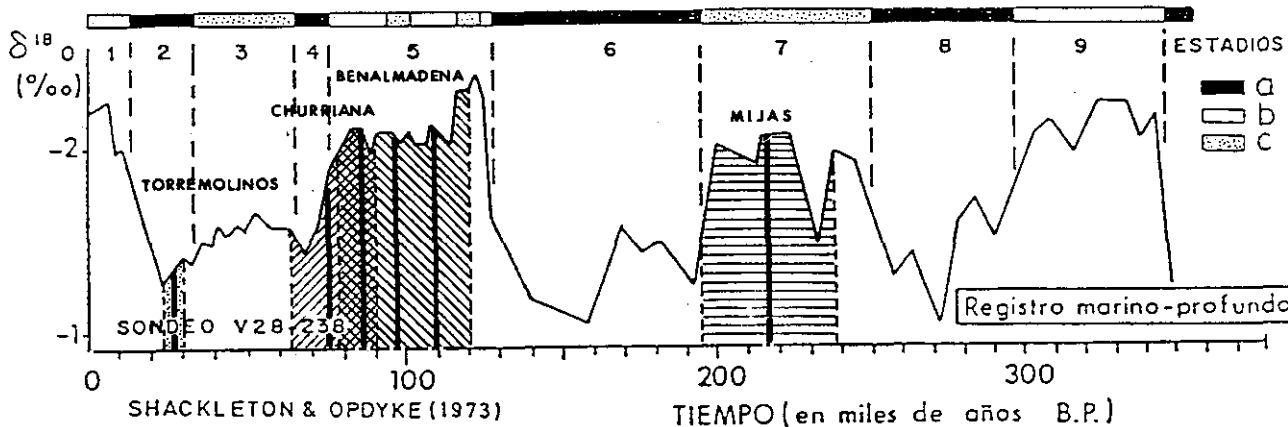
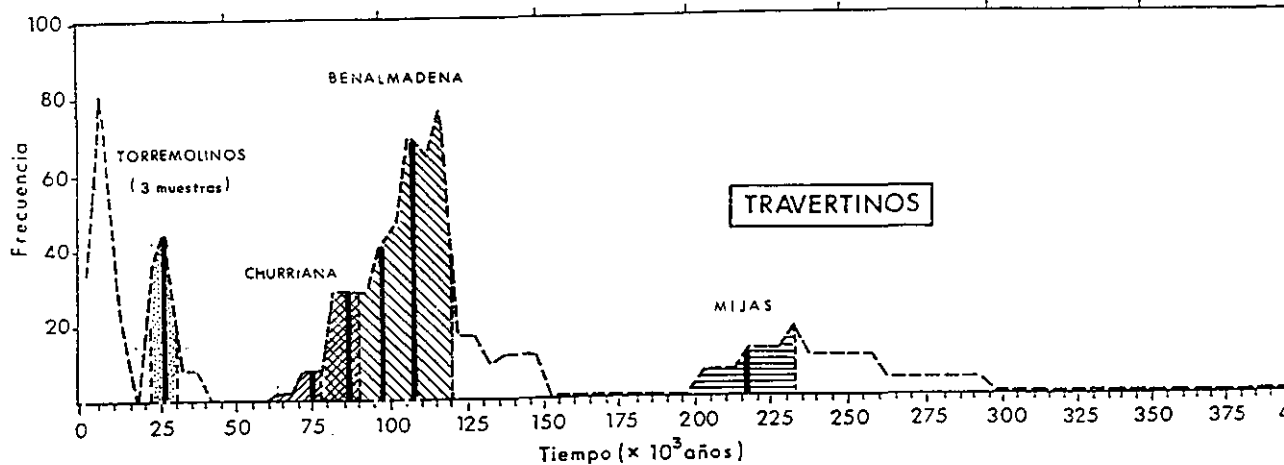
6.3.3. Los travertinos de la Sierra de Mijas

La Sierra de Mijas, constituye un cordón montañoso litoral de mármoles alpujárrides, situada entre la cuenca neógena de Málaga al norte y el mar Mediterráneo al sur. En sus flancos norte, sur y este se localizan numerosas masas travertínicas, de entidad variable, asociadas por lo general con manantiales, aunque en la actualidad la explotación intensa a que están sometidas las aguas subterráneas ha provocado la desaparición de la mayoría de estos. En el flanco meridional se localizan tres edificios travertínicos de cierta envergadura, situados a cotas de 400-430 m (Mijas), 250-220 m (Benalmádena) y 80-0 m s. n.m. (Torremolinos); estos travertinos han sido muestreados y datados mediante los métodos de las series de Uranio y de ESR, y los resultados adelantados en una publicación (Durán *et al.*, 1988).

Los datos analíticos y la edad de estas dataciones absolutas pueden verse en las Tablas VI.4 y VI.5. Estos primeros datos avanzan ya la presencia de, al menos, tres generaciones de travertinos, distribuidos en el tiempo en relación con los estadios isotópicos 7 (Mijas), 5 (Benalmádena) y 2 (Torremolinos). En la Fig. 6.8 se representan temporalmente estas dataciones, a las que se ha añadido la de un afloramiento travertínico de la vertiente norte (Churriana), correspondiente al límite entre los estadios 4 y 5.

Como ilustra la Fig. 6.9, los travertinos de la vertiente meridional de la Sierra de Mijas se encuentran escalonados, estando su altitud directamente relacionada con su antigüedad. Igualmente, puede observarse la estrecha dependencia espacial de estos depósitos con la situación de los niveles freáticos en los distintos compartimentos hidrogeológicos ó bloques diferentes en el acuífero de la Sierra de Mijas.

Con posterioridad, se han muestreado otros cuatro afloramientos travertínicos, al norte y este de la Sierra de Mijas: el de Churriana, antes citado, y los de Alhaurín de La Torre,



a.-glaciares;b.-interglaciares;c.-interestadiales.

Figura 6.8

Dataciones absolutas de travertinos de la Sierra de Mijas. Arriba, sobre el diagrama de frecuencias de travertinos de la Península Ibérica de Durán *et al.* (1988); en rayado, los márgenes de error de las dataciones, representadas con líneas negras verticales. Abajo, sobre el registro de isótopos del Oxígeno de Shackleton y Opdyke (1973) (según Durán y Soria, 1989).

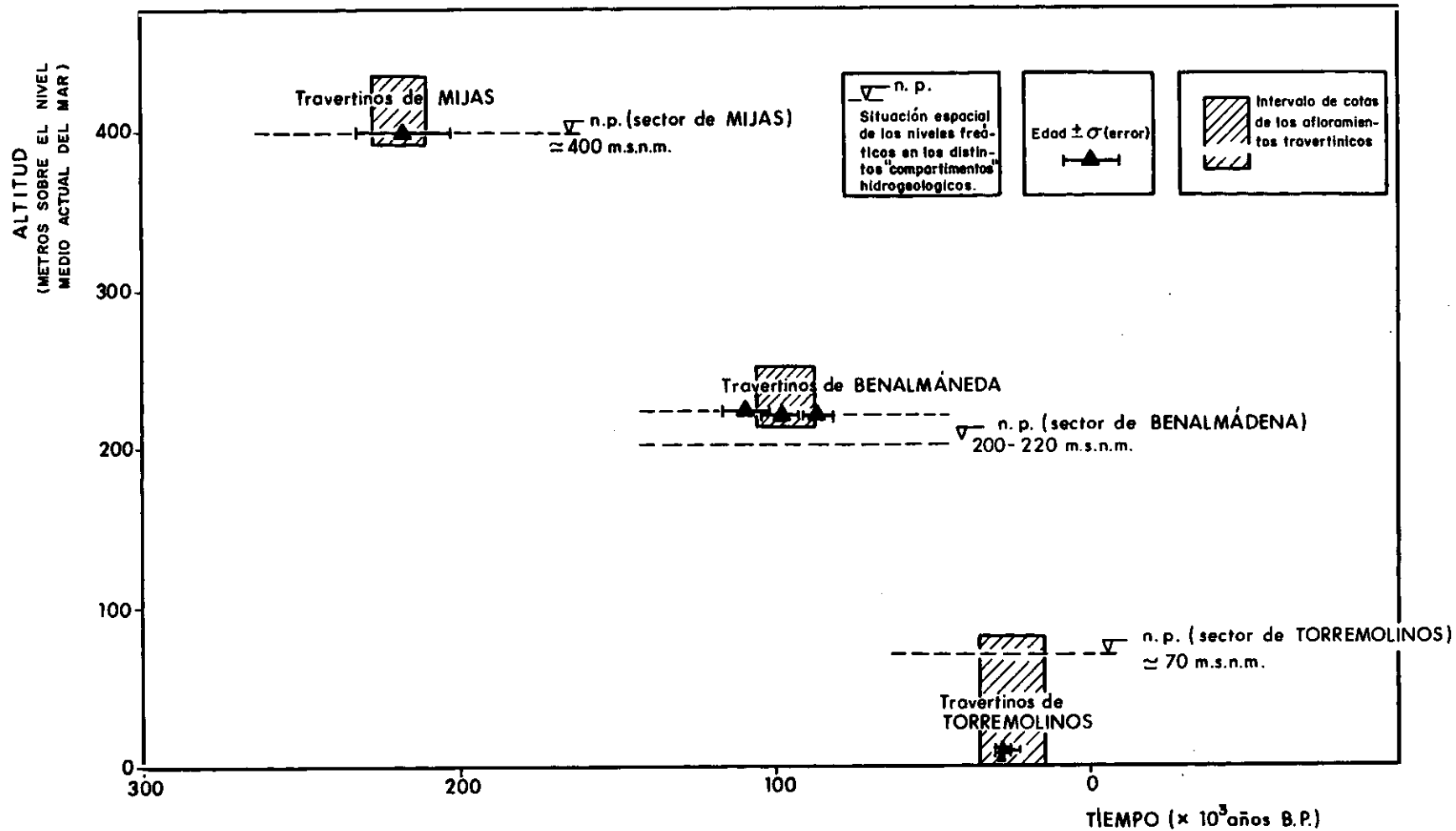


Figura 6.9 Relación entre la edad de los travertinos del borde meridional de la Sierra de Mijas y su altitud sobre el nivel del mar.

Alhaurín el Grande, todos ellos en la vertiente septentrional del macizo, y un cuarto, situado en el flanco oriental. Los resultados de las dataciones absolutas (método Th/U) correspondientes a éstos cuatro afloramientos se muestran en la Tabla VI.6.

Tabla VI.6 Dataciones absolutas (Th/U) de muestras de travertinos de la Sierra de Mijas.

Muestra	Localización	Edad absoluta (años)	Errores (años)
AG-01-TR	Alhaurín el Grande	28.700	+ 3000 - 2800
CHUR-01	Churriana	75.400	+ 14800 - 13000
AT-01	Alhaurín de la Torre	242.900	+ 176000 - 61000
SM-01-TCH	Este de la S ^a de Mijas	> 350.000	-----

En este caso, la relación entre altura de los travertinos y la edad no se cumple, pues el edificio situado a cota más baja (el del este de la Sierra de Mijas) es el más antiguo, mientras que el de cota más elevada (el de Alhaurín el Grande) es, precisamente, el más moderno. En conjunto, las dataciones realizadas en los travertinos de la Sierra de Mijas definen con claridad cuatro episodios de travertinización:

- El más antiguo, de más de 350.000 años, identificado en la masa situada en la vertiente oriental, desmantelada y aislada del macizo por la erosión, situada sobre materiales pliocenos, y que representa el único testimonio de las más viejas fases de travertinización existentes en este macizo. Su edad es con seguridad postPlioceno Inferior y antePleistoceno Medio Final; esta fase posiblemente esté en relación con el inicio de la estructuración del drenaje kárstico hacia la Cuenca de Málaga.
- Un segundo episodio, representado por los travertinos de Mijas y los de Alhaurín

de la Torre. Esta fase de travertinizaci3n se inscribe claramente en el estadio isot3pico 7, y puede estar relacionado con el levantamiento y basculamiento hacia el este del macizo, y el progresivo encajamiento de la red de drenaje exterior.

- Un tercer episodio, al que pertenecen los travertinos de Benalmádena y Churrriana situados a menor cota que los de la generaci3n anterior, temporalmente adscrito al estadio isot3pico 5. Su origen, adem3s del claro condicionamiento clim3tico, puede estar ligado a la surrecci3n continuada del macizo y/o los procesos erosivos m3s acentuados sobre las laderas m3s orientales, provocado por el encajamiento de la red fluvial de la cuenca del Guadalhorce y de la vertiente mediterr3nea.

- Un cuarto y 3ltimo episodio, datado con claridad (cuatro dataciones en dos afloramientos distintos y con dos m3todos diferentes), representado por los travertinos de Torremolinos y de Alhaur3n el Grande (uno en cada extremo de la sierra, seg3n una diagonal noroeste-sureste), en el estadio isot3pico 2, en torno a 25.000-30.000 B.P.

Las tres 3ltimas generaciones pueden observarse en el gr3fico de frecuencias de la Fig. 6.10.

6.3.4. Los travertinos de las sierras Tejeda, Almijara y Alhama

Se han agrupado bajo esta denominaci3n tres grupos de edificios travert3nicos: el de La Mesa de Zalia, al sur del Polje de Zafarraya, y desconectado en la actualidad de los relieves calizos de la Sierra de Alhama; y los travertinos de Maro y del R3o de Miel, que se localizan a distintas alturas en el extremo suroriental de Sierra Almijara. Ninguno de estos afloramientos hab3a sido hasta ahora estudiado desde el punto de vista de sus edades absolutas. El travertino de Maro, junto con otros travertinos retrabajados, de origen fluvial, situados en la desembocadura del r3o de la Miel, hab3a sido descrito por Jord3 Pardo (1988), que le asign3 una edad relativa de Pleistoceno *sensu lato*. Posteriormente, Andreo *et al.* (1993) lo atribuyen al Pleistoceno Superior.

Travertinos Sierra de Mijas

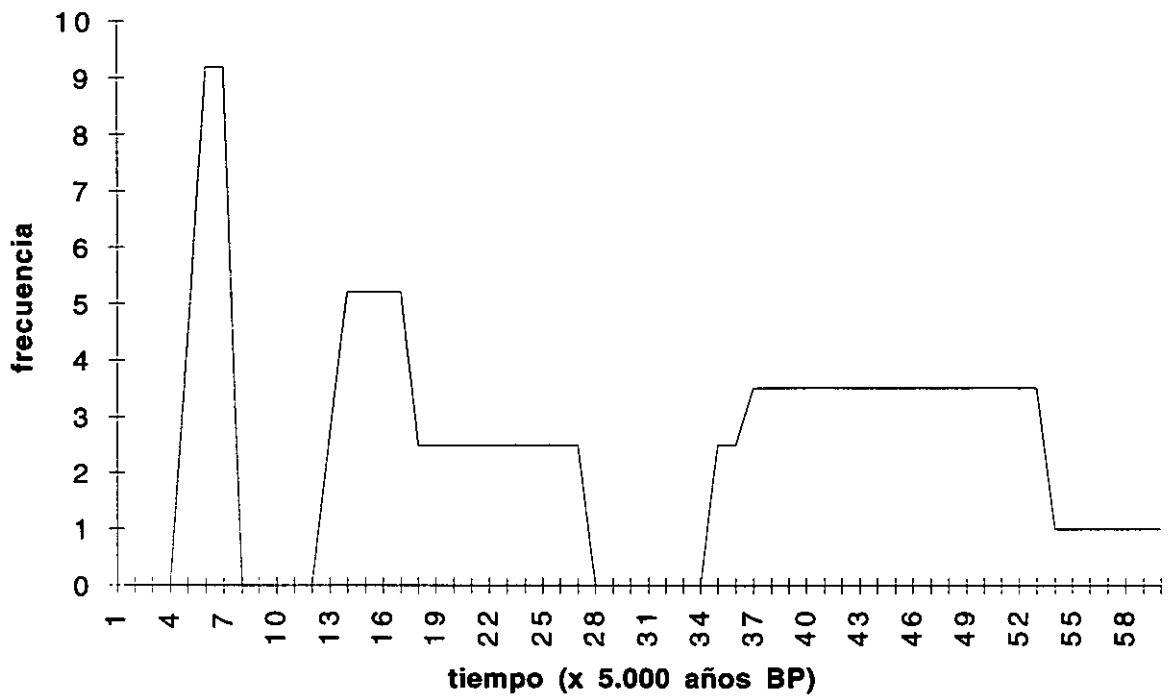


Figura 6.10 Diagrama de frecuencias de las dataciones de travertinos de la Sierra de Mijas.

El travertino de Maro, localizado por debajo del manantial kárstico de Maro (120 m s.n.m. y 168 l/s), el principal exutorio del sistema hidrogeológico de las Alberquillas (Andreo y Carrasco, 1993), ocupa una extensión de 240.000 m², entre las cotas 100 m y el nivel actual del mar, prologándose incluso por debajo de este. Dos muestras han sido tomadas en este afloramiento (Fig. 6.11), aunque sólo una de ellas ha ofrecido resultados analíticos aceptables para el cálculo de su edad (TM-01) que puede verse, junto con el resto de las muestras datadas en todos los edificios travertínicos de este sector en la Tabla VI.7. Todas las dataciones han sido realizadas mediante el método de Th/U.

Tabla VI.7 Dataciones absolutas (Th/U) de los travertinos de las sierras de Alhama, Tejada y Almirajara.

Muestra	Localización	Edad (años)	Errores (años)
TM-01	Maro	46.000	+ 7.000 - 7.000
TM-02	Maro	-----	
RM-01	Río de la Miel	239.000	+ 52.000 - 52.000
		245.000	+ 50.000 - 50.000
MZ-01	Mesa de Zalia	118.000	+ 38.000 - 29.000
		127.000	+ 36.000 - 27.000
MZ-02	Mesa de Zalia	80.000	+ 18.000 - 18.000
		100.000	+ 15.000 - 15.000

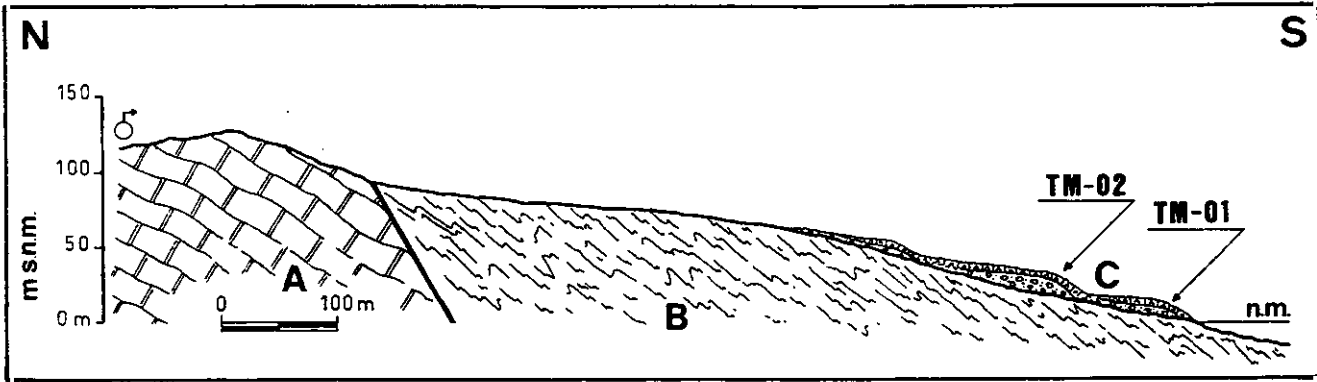


Figura 6.11 Posición de los travertinos de Maro y ubicación de las muestras datadas. A, mármoles alpujarrides; B, esquistos alpujarrides; C, travertinos.

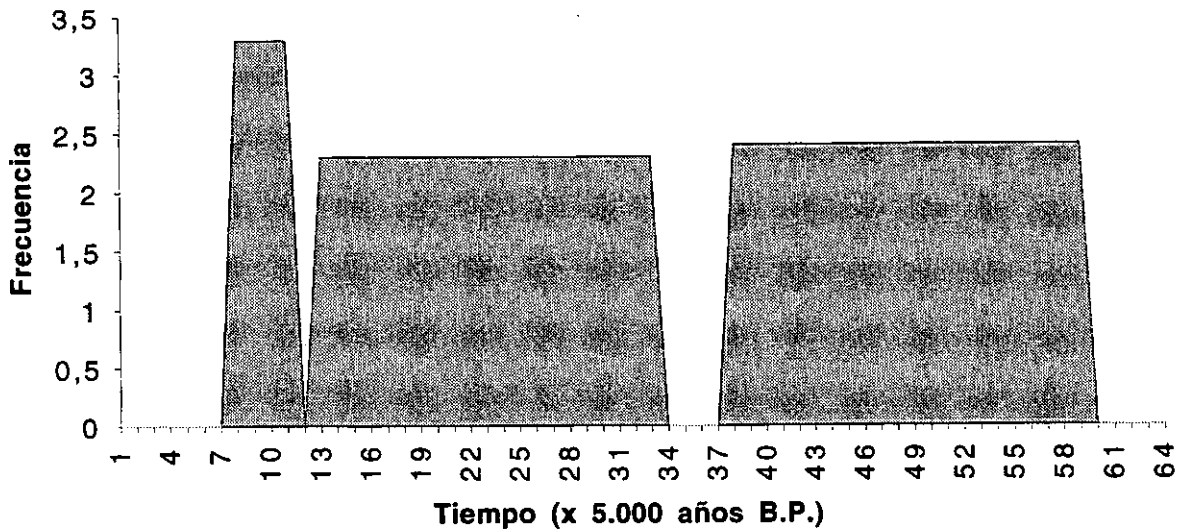


Figura 6.12 Diagrama de frecuencias de los travertinos de las sierras de Alhama, Tejada y Almirajara.

Los travertinos del Río de La Miel se encuentran en la cabecera del valle de dicho río, por debajo del nacimiento del mismo (550 m s.n.m. y 5 l/s), que drena, al igual que el manantial de Maro, materiales carbonatados alpujárrides. Se ha recogido una muestra (RM-01), cuyos resultados analíticos pueden ser interpretados con dos edades absolutas diferentes, aunque muy parecidas (239.000 B.P. y 245.000 B.P.), indicando con claridad el estadio isotópico 7.

Los travertinos de La Mesa de Zalia han constituido siempre un interrogante geológico, por su gran extensión y potencia, y su morfología actual de meseta aislada respecto a los relieves calizo-dolomíticos de la Sierra de Alhama, pertenecientes a la Unidad de Zafarraya (Subbético Medio), pero en contacto con un pequeño afloramiento carbonatado de materiales de afinidad maláguide. La cota superior de esta masa travertínica es cercana a los 900 m s.n.m., mientras la base se encuentra a menos de 700 m de altitud. Constituida básicamente por brechas y conglomerados, los 50 m superiores constituyen un potente paquete travertínico. La edad atribuida hasta el presente para el conjunto de los materiales detríticos y carbonatados ha sido cuaternaria (Vera, 1969), aunque algunos autores no descartan la posibilidad de que la base de la formación pudiera ser pliocena.

Es significativo el hecho de que, en la actualidad, parte del flujo subterráneo del Polje de Zafarraya drene hacia el sur, fundamentalmente a través del manantial de Guaro, al oeste de La Mesa de Zalia. Los resultados analíticos de las dos muestras datadas en este paquete travertínico, ambas provenientes de la parte somital de la mesa, admiten varias edades absolutas, pero todas ellas comprendidas en el intervalo entre 80.000 B.P. y 127.000 B.P., es decir, en el estadio isotópico 5.

En una visión de conjunto, los travertinos de este sector se agrupan con claridad en 3 generaciones (Fig. 6.12):

- Una, correspondiente al estadio isotópico 7 (travertinos del nacimiento del Río de la Miel).
- La segunda, perfectamente encuadrada en el estadio isotópico 5 (travertinos de la

Mesa de Zalia).

- La tercera y última, representada por el travertino de Maro, ubicada temporalmente en el estadio isotópico 3, de carácter interstadial templado.

6.4. Resultados de los análisis geocronológicos de espeleotemas

La mayor parte de las cavidades malagueñas son ricas en ornamentación litoquímica. Poseen volúmenes importantes de espeleotemas, cuya inspección detallada revela la existencia de diferentes generaciones, unas más erosionadas y otras de apariencia más moderna, algunas de ellas separadas entre sí por claras superficies de erosión o incluso por deformaciones de carácter frágil.

Antes de la realización de este trabajo existían dataciones aisladas en algunas cavidades. Henning *et al.* (1983) ofrecen las tres primeras dataciones absolutas conocidas de dos cavidades malagueñas: La Cueva de la Pileta y la Cueva de Nerja. Posteriormente, existen algunos trabajos de Delannoy (1987 y 1992, entre otros) que incluyen seis dataciones de diversas cavidades de la Sierra de Líbar y de la Sierra de las Nieves. Sobre esas 9 dataciones de otros autores, se presentan en esta Tesis 63 dataciones absolutas más, que, junto con las anteriores, abarcan 14 cavidades en 12 localizaciones diferentes (Fig. 6.13). Los métodos utilizados para las dataciones han sido en el 61% de los casos (44 dataciones) el de Th/U, y en el 39% restante (28 dataciones) el de ESR. La mayor parte de los análisis de las dataciones mediante series de Uranio han resultado dentro de los límites cronológicos válidos; sólo 9 dataciones han arrojado una edad por encima de los 350.000 años de antigüedad.

Las cavidades con espeleotemas datados se distribuyen en casi todo el espectro altitudinal de la provincia, entre 1.700 m s.n.m. y el nivel del mar. Las edades resultantes han oscilado entre el Pleistoceno Inferior, las más antiguas (*ca.* 800.000 B.P.) y el Holoceno. Los datos se exponen a continuación, agrupados en 7 sectores, dotados de una cierta homogeneidad: Cueva de Nerja y su entorno, cavidades de Los Cantales, Sierra de Mijas,

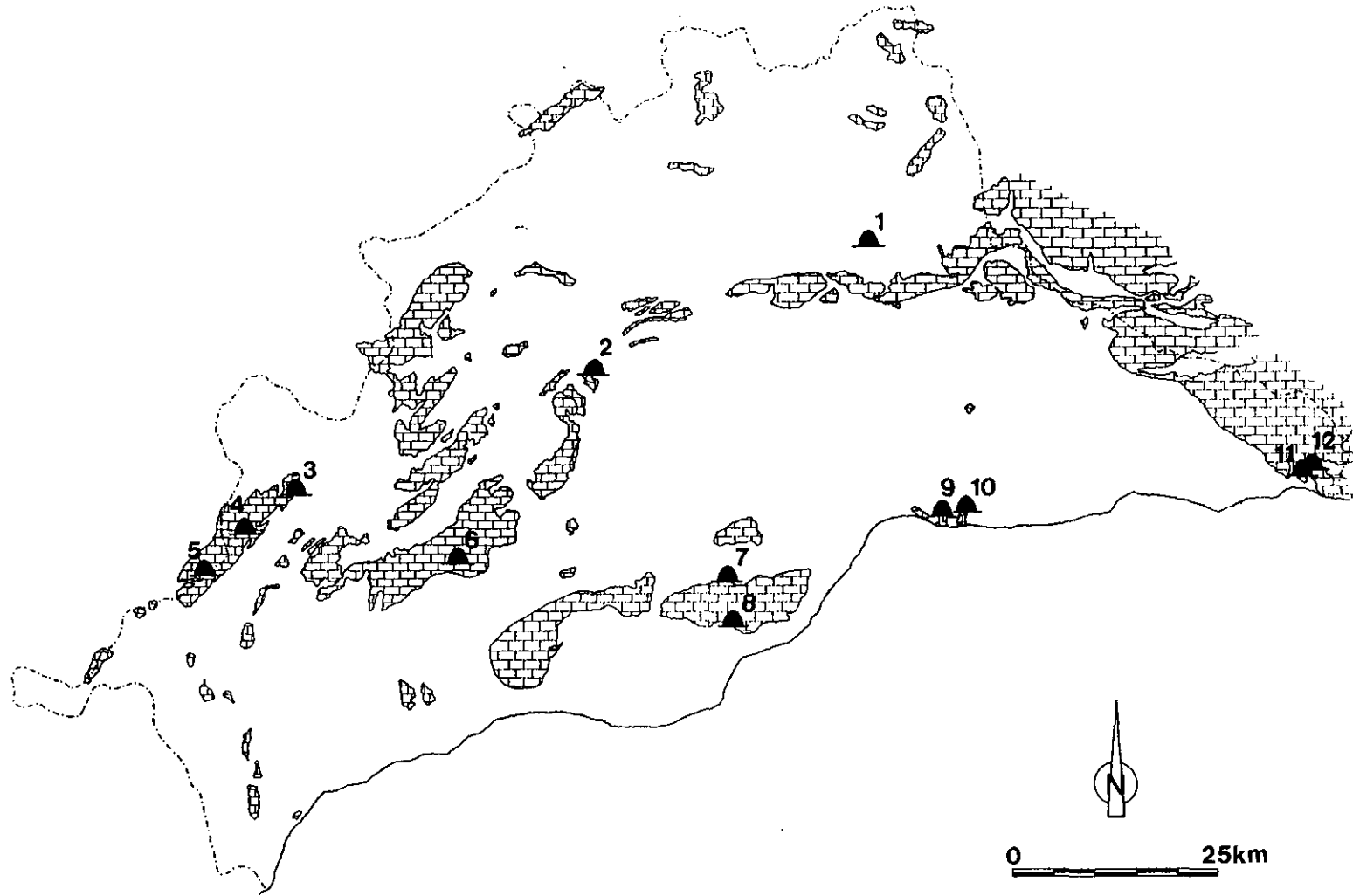


Figura 6.13

Cavidades kársticas en las que han sido datados con métodos de geocronología absoluta algunos de sus espeleotemas: 1, Cueva del Agua (en yesos triásicos); 2, Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales; 3, Sistema Hundidero-Gato; 4, Cueva de la Pileta; 5, Sima de Lfbar; 6, Sima GESM; 7, Cueva del Norte de la Sierra de Mijas (en conglomerados pleistocenos); 8, Cueva-Mina de Benalmádena; 9, Raja del Humo; 10, Cueva del Tesoro; 11, Cueva de Nerja; 12, Cueva Pintada.

Cueva de Ardales ó de Doña Trinidad, cavidades y paleocavidades de la Sierra de Las Nieves, Sistema Hundidero-Gato y cavidades de la Sierra de Líbar, y otras cavidades.

6.4.1. Cueva de Nerja y su entorno

La Cueva de Nerja se localiza en el extremo suroriental de la provincia de Málaga, muy cerca de la actual línea de costa, abriéndose su boca principal a una cota de 154 m s.n.m. En su entorno se localizan otras cavidades de interés, así como sedimentos cuaternarios susceptibles de datación absoluta (como los travertinos de Maro, ya descritos anteriormente, y algunos abanicos aluviales pleistocenos con niveles carbonatados que también se han analizado). La Cueva Pintada es una de las cavidades del entorno, situada a una cota ligeramente mayor, y actualmente desconectada físicamente de la Cueva de Nerja, pero posiblemente perteneciente a la misma red kárstica en el pasado. Ambas cavidades se abren en materiales carbonatados del Complejo Alpujarride.

En conjunto, representan formas típicas de zonas de circulación horizontal y/o descarga del sistema kárstico, con una compleja y dilatada historia geológica. La Cueva de Nerja es la mayor cavidad de la Sierra Almijara y una de las de mayor desarrollo del sur peninsular, con 4.823 m. Su trazado es prácticamente horizontal con un desnivel respecto a la boca de sólo +62 m. Está constituida por un rosario de grandes salas de orientación general norte-sur, cuyo volumen total es mayor de 800.000 m³.

La primera datación absoluta de esta cavidad fue publicada por Henning *et al.* (1983) en la síntesis que sobre travertinos y espeleotemas realizaron a nivel mundial. La única muestra datada (Th/U) arrojó una edad de 328 Ka (+ ∞, -93ka).

Posteriormente, Durán *et al.* (1993) publicaron los primeros resultados de una serie de campañas sistemáticas realizadas. Analizaron 9 muestras de campo, 8 de las cuales procedían del interior de la cavidad y una del exterior. Sobre esas muestras se realizaron 18 determinaciones analíticas, la mayoría de ellas mediante el método de ESR (15), y sólo 3

mediante el de las series de Uranio. En dos casos, la escasez de señal ESR se interpretó como debida a la juventud de las muestras (holocenas). El resto de las dataciones por ESR se ofrece en la Tabla VI.8. La muestra de campo denominada CNE-6 fue datada también mediante Series de Uranio; se realizaron dos determinaciones de laboratorio (CNE-6A* y CNE-6B*), con unos resultados de 325.000 (+50.000, -49.300) y 162.600 (+ 8.700, - 8.100), respectivamente. la primera de estas determinaciones corresponde a la parte interior de una colada y la segunda a la parte exterior.

También fue datada mediante Series de Uranio la muestra NEB-1*, tomada en los niveles calcíticos intercalados en la parte superior del abanico de Nerja, por encima de la playa de Burriana, en el mismo casco urbano de la localidad de Nerja (Fig. 6.14).

Un primer análisis de este lote de dataciones absolutas confirma lo siguiente:

- Existen espeleotemas de más de 800.000 años de antigüedad, es decir, del Pleistoceno Inferior. La génesis de la cavidad podría remontarse al Plioceno Superior o incluso a momentos anteriores.
- Además de este periodo antiguo de formación de espeleotemas, se detectan otras generaciones: una, centrada en el estadio isotópico 9, coincidente con la edad de la muestra datada inicialmente por Henning *et al.* (1983); otra, *ca.* 165.000-160.000 B.P. (estadio 6); y una última etapa en el estadio isotópico 5, con dos momentos: *ca.* 120-140 ka y *ca.* 70-80 ka.
- La datación del exterior (abanico de Nerja) coincide con una de las generaciones de espeleotemas encontrados en el interior de la Cueva de Nerja; la correspondiente al estadio isotópico 5e, el último periodo interglacial.

Con posterioridad, se han venido realizando nuevas dataciones en el interior de la cavidad, hasta un total de 15 muestras de campo con, 25 determinaciones. La situación de todas las muestras de campo pueden observarse en la Fig. 6.15, aunque no todas las

Tabla VI.8 Dataciones absolutas (ESR) en la Cueva de Nerja y su entorno (Durán *et al.*, 1993).

Muestra de campo	Muestra de Laboratorio	AD(Gy)	U-cont. (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	α -ef	ext.DR (mGy/año)	Edad de la muestra. Ka.		UBICACION DE LA MUESTRA Y CARACTERISTICAS
							Edad individual	Edad media y desviación típica	
CNE-1	CNE - 1 A	71,6	580	1,2	0,34	0,528	83	76±7	CUEVA DE NERJA: Parte superior de la colada del techo (entrada de la Sala de la Mina). Calcita laminada.
	CNE - 1 B	67,7	550	1,2	0,34	0,528	80		
	CNE - 1 C	56,6	620	1,2	0,34	0,528	66		
CNE-2	CNE-2	157,0	560	1,2	0,34	0,528	165		Parte inferior de la colada. (Sala de la Mina). Calcita laminada.
CNE-3	CNE-3	745,0	1.400	1,0	0,1	0,369	819		Columna de la generación "antigua" de la Sala del Cataclismo.
CNE-4	CNE-4	933,4	2.070	1,0	0,1	0,369	801		Estalagmita de la "nueva" generación de la Sala del Cataclismo.
CNE-5	CNE - 5 A	400,0	8.320	1,0	0,1	0,665	143	134±9	Entrada del túnel artificial existente en la gran colada entre la Sala del Cataclismo y las Galerías Altas. Aragonito laminado.
	CNE - 5 B	336,4	6.610	1,0	0,1	0,665	143		
	CNE - 5 C	407,7	10.700	1,0	0,1	0,665	125		
	CNE - 5 D	556,4	15.700	1,0	0,1	0,665	124		
CNE-6	CNE - 6 A	1010,0	6.460	1,0	0,1	0,570	366		Salida del túnel artificial (Columnas de Hércules). A: parte inferior de un fragmento de colada. B: parte exterior.
	CNE - 6 B	125,1	5.040	1,0	0,1	0,570	77		
NEB-1	NEB - 1	102,2	320	1,0	0,34	0,665	120		ABANICO ALUVIAL DE NERJA (Playa de Burriana, Nerja) Nivel calcítico intercalado en la "brecha mortadela", en la parte somital del abanico.

AD = Dosis acumulada, en Grays; U - Cont. = Contenido en Uranio en partes por billón, α -ef = eficiencia - alfa. Ext. DR = Dosis externa gamma en miligrays/año. La edad de las muestras se ha expresado en Ka. (1 Ka = 1.000 años). Error de una datación individual: ±15-20%.

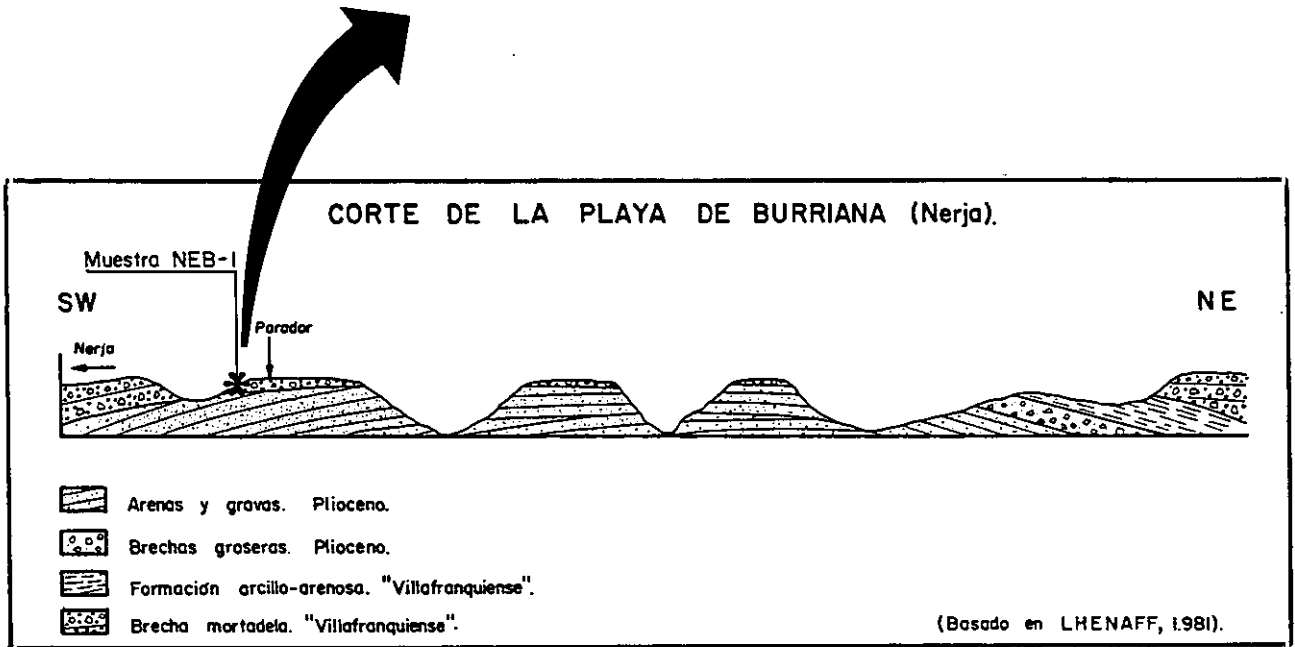
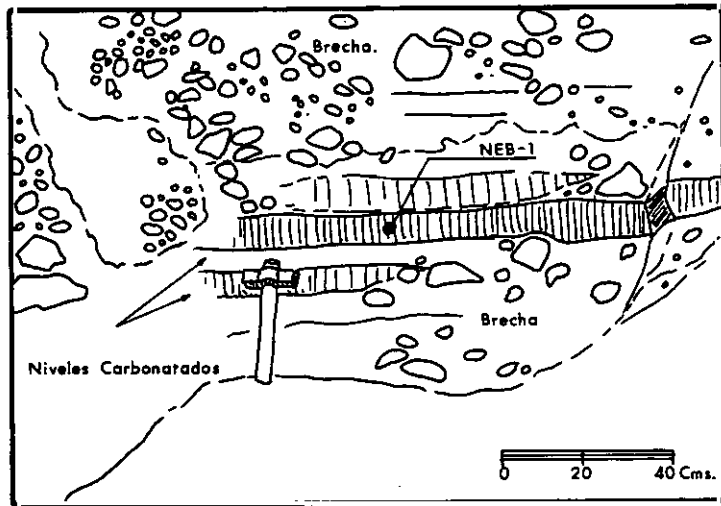


Figura 6.14 Situación de la muestra NEB-1, de los niveles carbonatados interestratificados a techo de las brechas del abanico de Nerja (según Durán *et al.*, 1993).

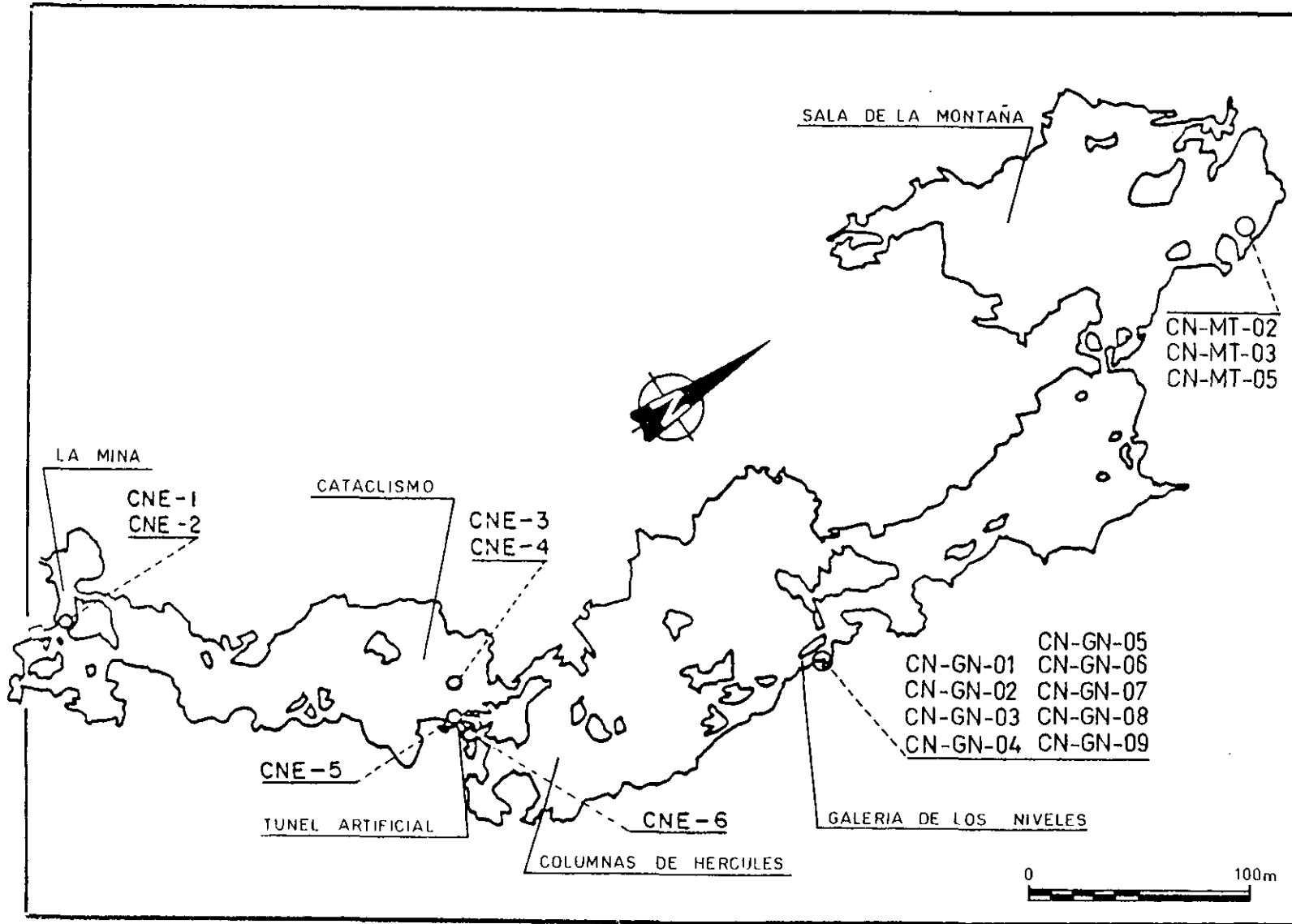


Figura 6.15 Ubicación de las muestras de espeleotemas con dataciones absolutas de la Cueva de Nerja.

representadas en dicha figura se han utilizado para análisis geocronológicos. Las muestras se distribuyen por toda la cavidad, y pueden agruparse para su análisis en varios conjuntos. Las correspondientes a las siglas CNE-1, 2, 3, 4, 5 y 6 son las que se han comentado anteriormente, aunque se volverá a incidir sobre algún aspecto, en especial lo relacionado con las muestras de la Sala del Cataclismo (CNE-3 y 4). Las restantes se distribuyen en dos grupos: las correspondientes a la Galería de los Niveles (CN-GN-01 a 09)) y las de la Sala de La Montaña (CN-MT-02, 03 y 05). Cada uno de estos tres conjuntos ilustra una casuística particular, que se describirá a continuación. Las dataciones correspondientes a estos dos últimos grupos de muestras se recogen en la Tabla VI.9.

Tabla VI.9 Dataciones absolutas (Th/U) en espeleotemas de la Cueva de Nerja.

Muestras	Localización	Edad (años)	Errores (años)
CN-GN-01	Galería de Los Niveles	7.560	± 34
CN-GN-02	"	254.400	+ 41.000 - 29.000
CN-GN-03A	"	93.500	± 9.000
CN-GN-03B	"	257.500	± 5.300
CN-GN-04	"	225.000	+ 43.000 - 31.000
CN-GN-08	"	80.000	± 3.000
CN-GN-09	"	6.100	± 30
CN-MT-02	Sala de La Montaña	> 350.000	----
CN-MT-03	Sala de la Montaña	> 350.000	----
CN-MT-05	Sala de la Montaña	91.000	± 6.000

El primero de los tres conjuntos de muestras considerados corresponde a tres puntos de las galerías turísticas de la cavidad.

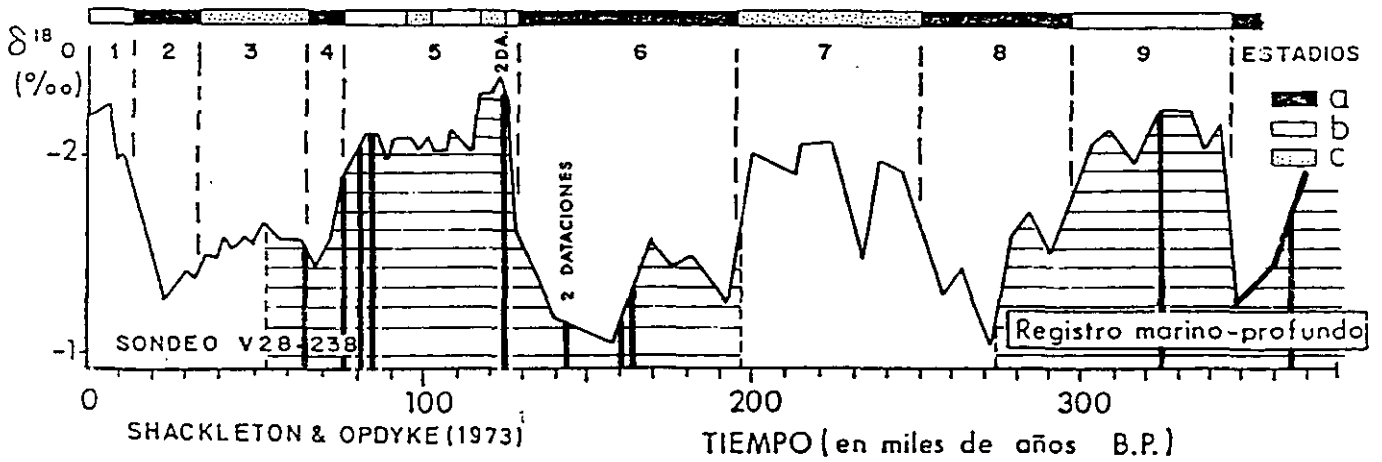
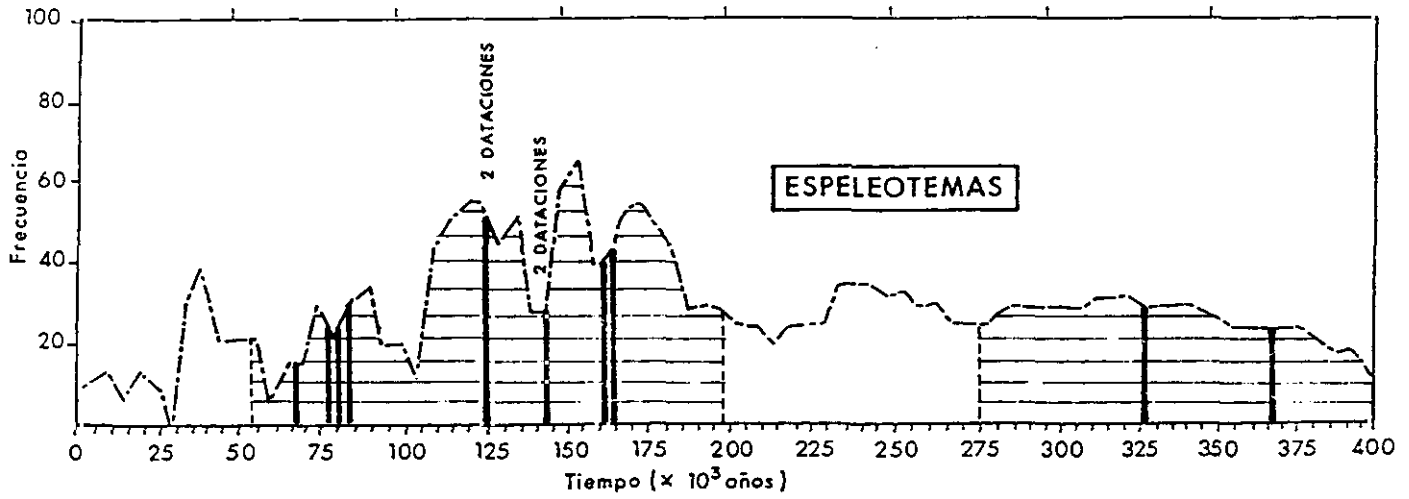
- La Sala de La Mina, en la cual se han recolectado dos muestras de la parte inferior y superior de la colada calcítica existente en la entrada de la Sala. Las edades ESR fueron de 165.000 B.P. en la parte inferior y de 83.000-66.200 B.P. en la superior.

- Túnel artificial entre las galerías turísticas y las galerías Altas: dos muestras, tomadas en ambos extremos de dicho túnel, que corta una potente colada. Ofrecieron edades ESR y Th/U semejantes: 366.000 B.P. (ESR) y 325.900 B.P. (Th/U) para la parte inferior de la muestra del extremo norte del túnel; 162.600 B.P. (Th/U) y 77.900 B.P. (ESR) para el exterior de la misma muestra; entre ambas muestras analizadas mediaba una clara superficie de discontinuidad, debida a erosión y alteración. La muestra del extremo sur del túnel ofreció edades ESR entre 143.000 y 124.000 B.P.

Estas dataciones se interpretan como un gran depósito de espeleotemas correspondiente al estadio isotópico 5 que englobó fragmentos de espeleotemas de generaciones anteriores, del estadio isotópico 9. Las dataciones pueden verse representadas en la Fig. 6.16.

- Sala del Cataclismo: Dos muestras correspondientes a dos *generaciones* de espeleotemas, en continuidad física pero separadas por una importante fase de deformación. La más antigua se encuentra inclinada, fuera de su posición vertical original. Este fenómeno está generalizado en toda la cavidad. Las edades ESR son 819.000 B.P. para la generación deformada y 801.000 B.P. para la vertical, lo que indica la existencia de un evento deformacional *ca.* 800.000 B.P., relacionado posiblemente con algún tipo de fenómeno sismotectónico (Figs. 6.17 y 6.18).

- El segundo conjunto está constituido por una secuencia de espeleotemas de origen diferente, en continuidad espacial sobre una misma sección de la galería de Los Niveles, uno



a.-glaciares;b.-interglaciares;c.-interestadiales.

Figura 6.16 Dataciones absolutas de espeleotemas de la Cueva de Nerja. Arriba, sobre el gráfico de frecuencias de espeleotemas de La Península Ibérica y Baleares de Durán *et al.* (1988); abajo, sobre el registro de isótopos del Oxígeno de Shackleton y Opdyke (1973). Las líneas negras verticales representan las dataciones individuales; los rayados, los márgenes de error del conjunto. Según Durán y Soria (1989).

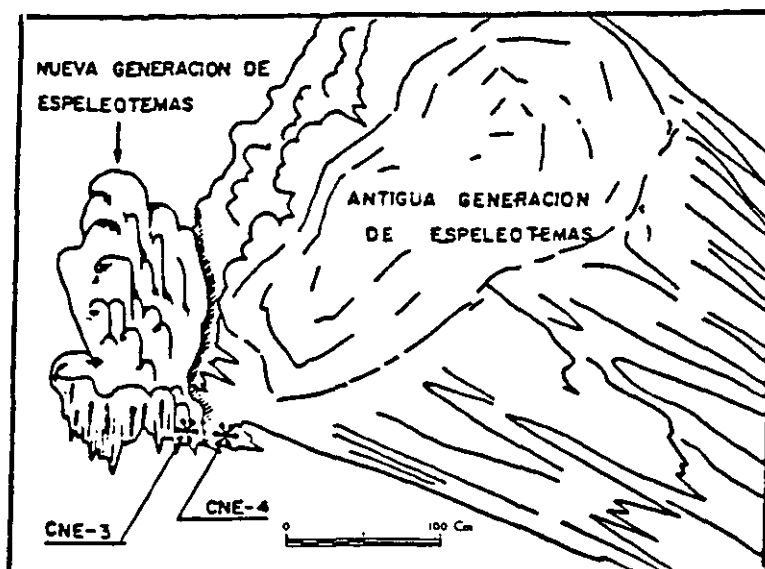


Figura 6.17 Localización de las muestras CNE-3 y CNE-4, representativas de dos generaciones de espeleotemas de la Cueva de Nerja, separadas en el tiempo por una fase de deformación (según Durán, *et al.*, 1993).

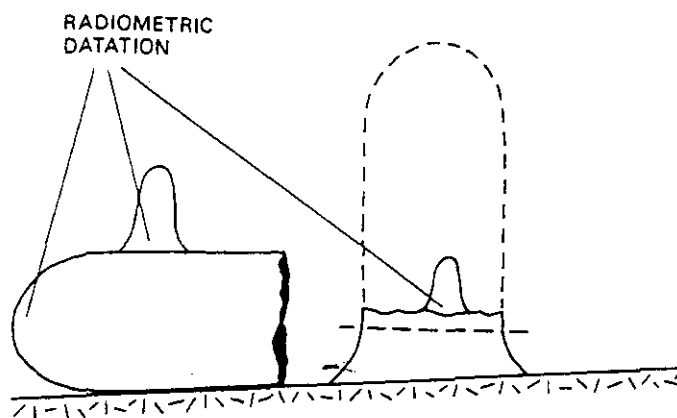


Figura 6.18 Ejemplo de como una serie de dataciones absolutas sobre diferentes generaciones de espeleotemas separadas por un evento de rotura puedan datar este con precisión (según Forti y Postpisch, 1984).

de los puntos más bajos de la cavidad, una treintena de metros por debajo de la boca y cerca de la posición del nivel freático local actual. Se observan allí tres generaciones diferentes (Fig. 6.19):

- Una, de espeleotemas subaéreos; estalactitas y estalagmitas parcial ó totalmente recubiertas por la generación posterior. Esta es la generación denominada G1.
- La segunda generación (G2), constituida por una secuencia en la vertical de varios *niveles* de cristalizaciones epiacuáticas, llegando a alcanzar varios metros sobre el suelo de la cavidad. Las cristalizaciones responden al patrón típico de grandes cristales maclados de calcita, láminas de calcita flotante y morfologías asociadas descritas en otras cavidades del mediterráneo (Pomar *et al.*, 1976, 1979, 1987; Pomar, 1989; Ginés y Ginés, 1974, 1986, 1989, 1995; Ginés *et al.*, 1981 a y b).
- La tercera generación (G3), representada nuevamente por espeleotemas subaéreos, sobre todo estalagmitas, apoyadas directamente sobre las calcitas epiacuáticas de la generación 2.

Las dataciones absolutas realizadas (Th/U) permiten establecer las siguientes consideraciones:

- Al comienzo del estadio isotópico 7 (*ca.* 255.000 B.P.), la generación 1 estaba activa (muestra CN-GN-02).
- Durante el estadio isotópico 7 se registró una subida del nivel del agua en la cavidad, posiblemente relacionado con un ascenso del nivel freático (¿condicionado a su vez por la elevación del nivel del mar?), hasta alcanzar su nivel máximo (muestra CN-GN-03B); paulatinamente, el nivel de agua fue descendiendo con paradas intermitentes, como la registrada *ca.* 225.000 B.P. por la muestra CN-GN-04.
- Posiblemente la galería quedase completamente en seco de nuevo durante el estadio

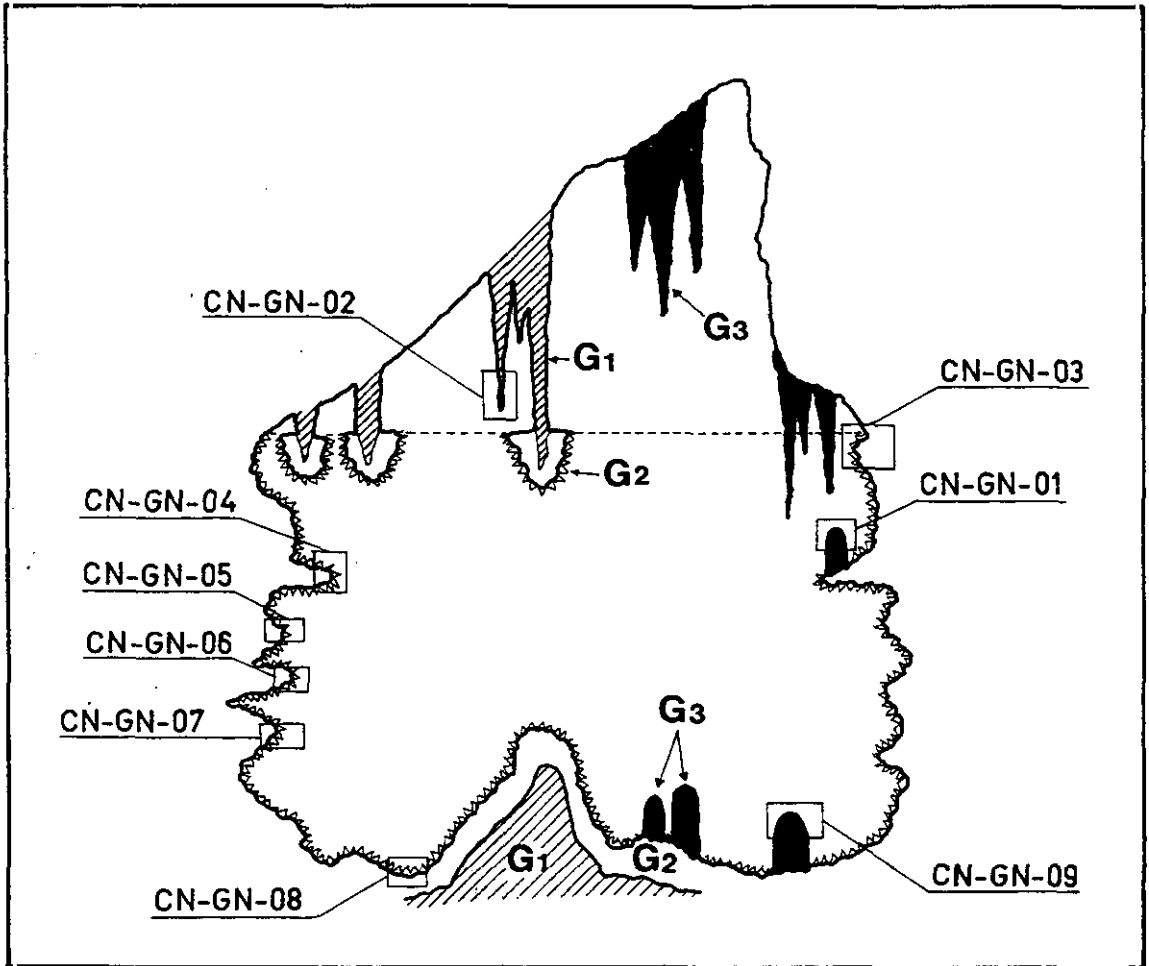


Figura 6.19 Esquema de las distintas generaciones de espeleotemas en la Galería de los Niveles de la Cueva de Nerja, y situación de las muestras estudiadas (sin escala; la altura aproximada del conjunto de *niveles* de espeleotemas epifreáticos es de 3,20 metros). G1, generación antigua de espeleotemas subaéreos; G2, generaciones de espeleotemas subacuáticos (*niveles*); G3, generación de espeleotemas subaéreos recientes.

6.

- En el estadio isotópico 5, nuevamente se elevó el nivel de las aguas hasta el máximo registrado en el estadio 7.

- Entre *ca.* 93.500 B.P. y 80.000 B.P. nuevamente descendió el nivel hasta quedarse en seco la galería.

- Esta siguió seca hasta el Holoceno (estadio 1) en que se depositaron las estalagmitas de la generación 3, centradas en el tiempo en torno a 7.500-6.100 B.P., estando inactivas en la actualidad. Es significativo el hecho de que durante el estadio isotópico 1 el agua no volvió a ocupar la galería como ocurriera durante los estadios 5 y 7.

El conjunto de muestras datadas de la Sala de la Montaña se encuentra en íntima relación con la presencia en esta sala de dos columnas de sedimentos detríticos, que serán analizados en el capítulo correspondiente.

La columna de sedimentos presumiblemente más antiguos (Fig. 6.20) se encuentra coronada por una colada estalagmítica, que se ha muestreado (CN-MT-02), y cuya edad ha resultado estar por encima del límite del método Th/U. (> 350.000 B.P.).

La segunda columna, correspondiente a los sedimentos teóricamente más recientes (Fig. 6.21), se encuentra limitada por una colada de espeleotemas en la base y otra en el techo. Ambas coladas han sido muestreadas y sus edades han resultado ser > 350.000 B.P. la de la base y *ca.* 91.000 B.P. (Th/U) la del techo).

El análisis global de los resultados geocronológicos obtenidos en los espeleotemas de la Cueva de Nerja puede observarse en la Fig. 6.22, para el último millón de años. Con más detalle, la Fig. 6.23 muestra la distribución frecuencial temporal en los últimos 450.000 años.

Se observan con claridad seis generaciones o fases de crecimiento de espeleotemas,

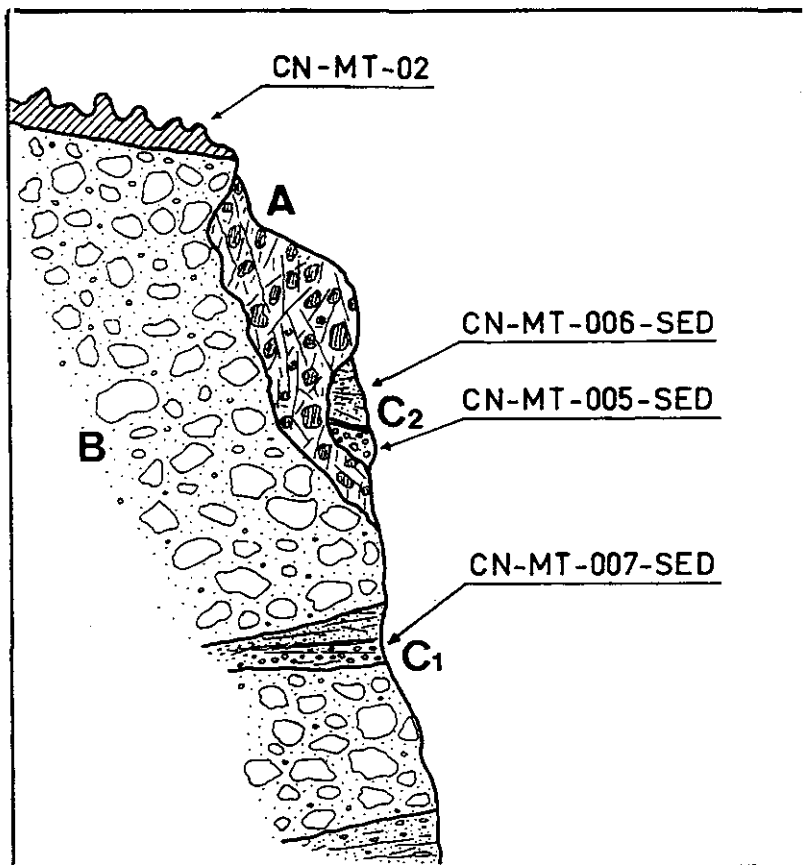


Figura 6.20 Esquema de la columna de sedimentos detríticos gruesos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja, y situación de las muestras estudiada (sin escala; la potencia aproximada de la columna es de cinco metros). A, mármol brechificado; B, brecha pleistocena; C1 y C2, tramos detríticos finos. En rayado oblicuo, la corteza estalagmítica que corona la secuencia.

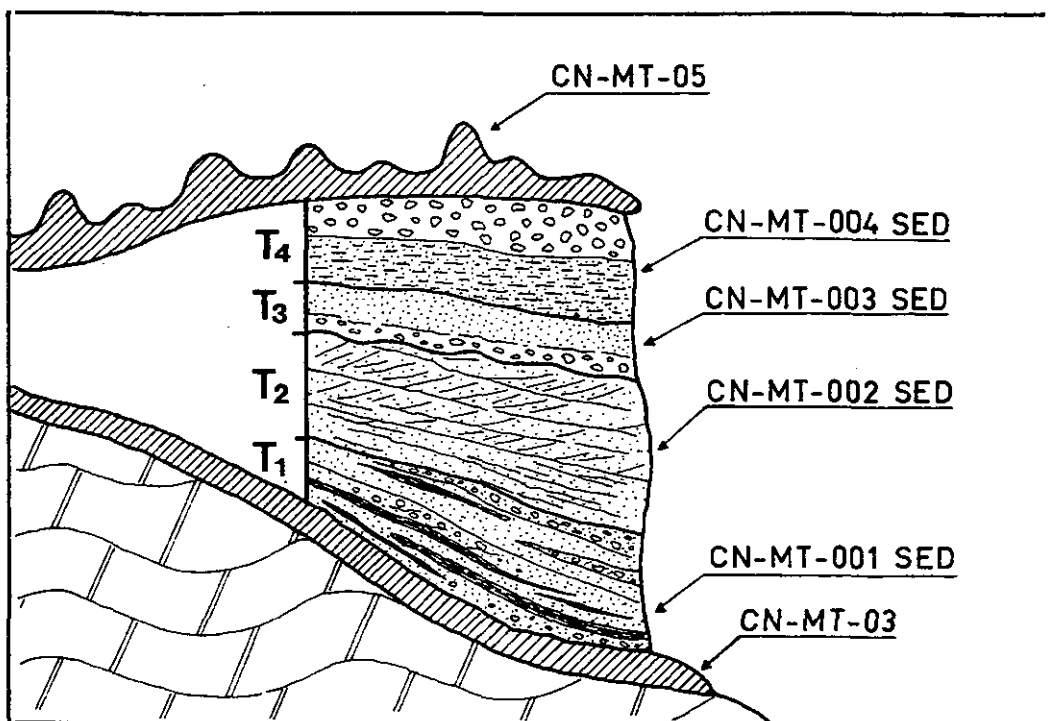


Figura 6.21 Esquema de la columna de sedimentos detríticos finos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja, y situación de las muestras estudiadas. (Sin escala; la potencia máxima de la columna es de 1 metro). T₁, T₂, T₃ y T₄. Tramos distinguidos en la secuencia sedimentaria; en rayado oblicuo, espeleotemas del muro y del techo de la secuencia.

Espeleotemas Cueva Nerja

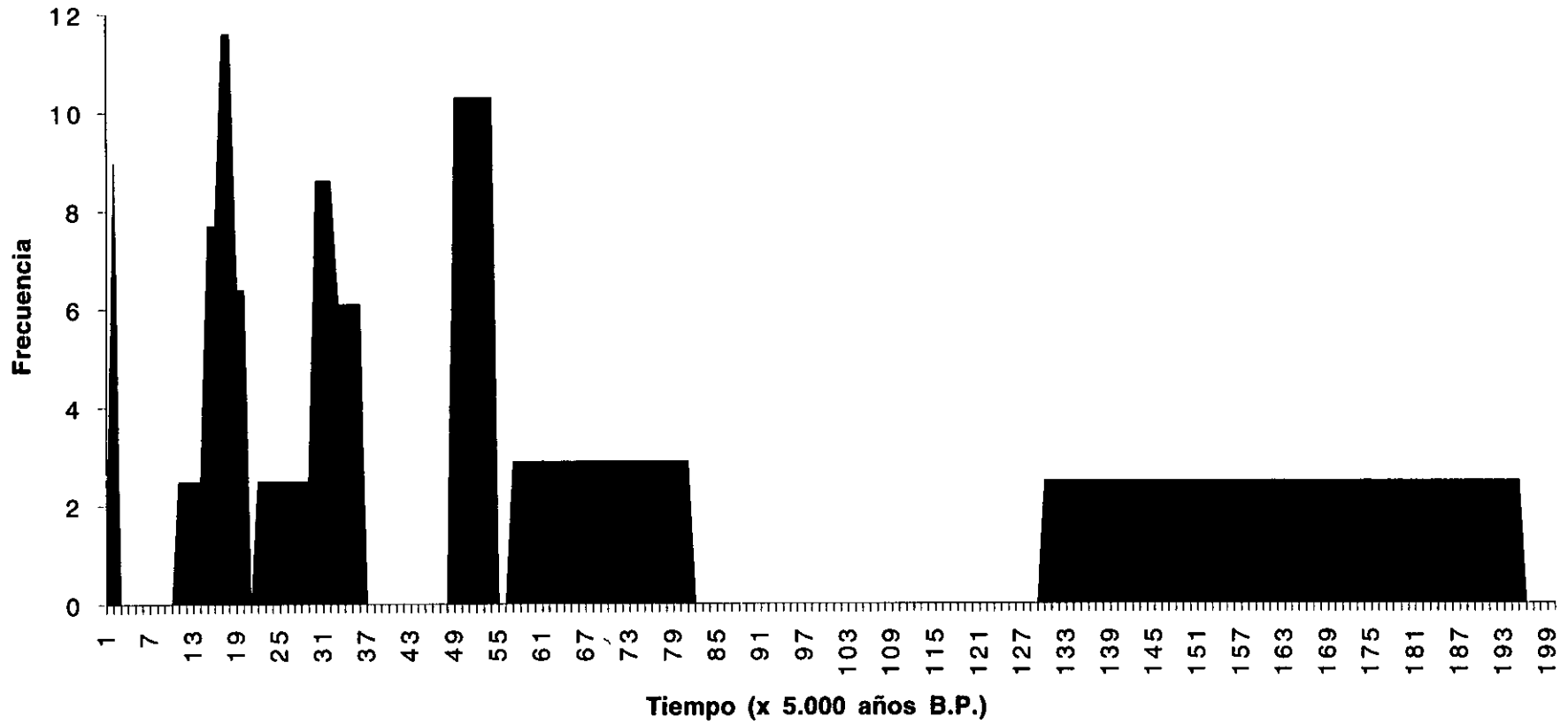


Figura 6.22 Diagrama de frecuencias de los espeleotemas datados en la Cueva de Nerja, del último millón de años.

Espeleotemas Cueva de Nerja

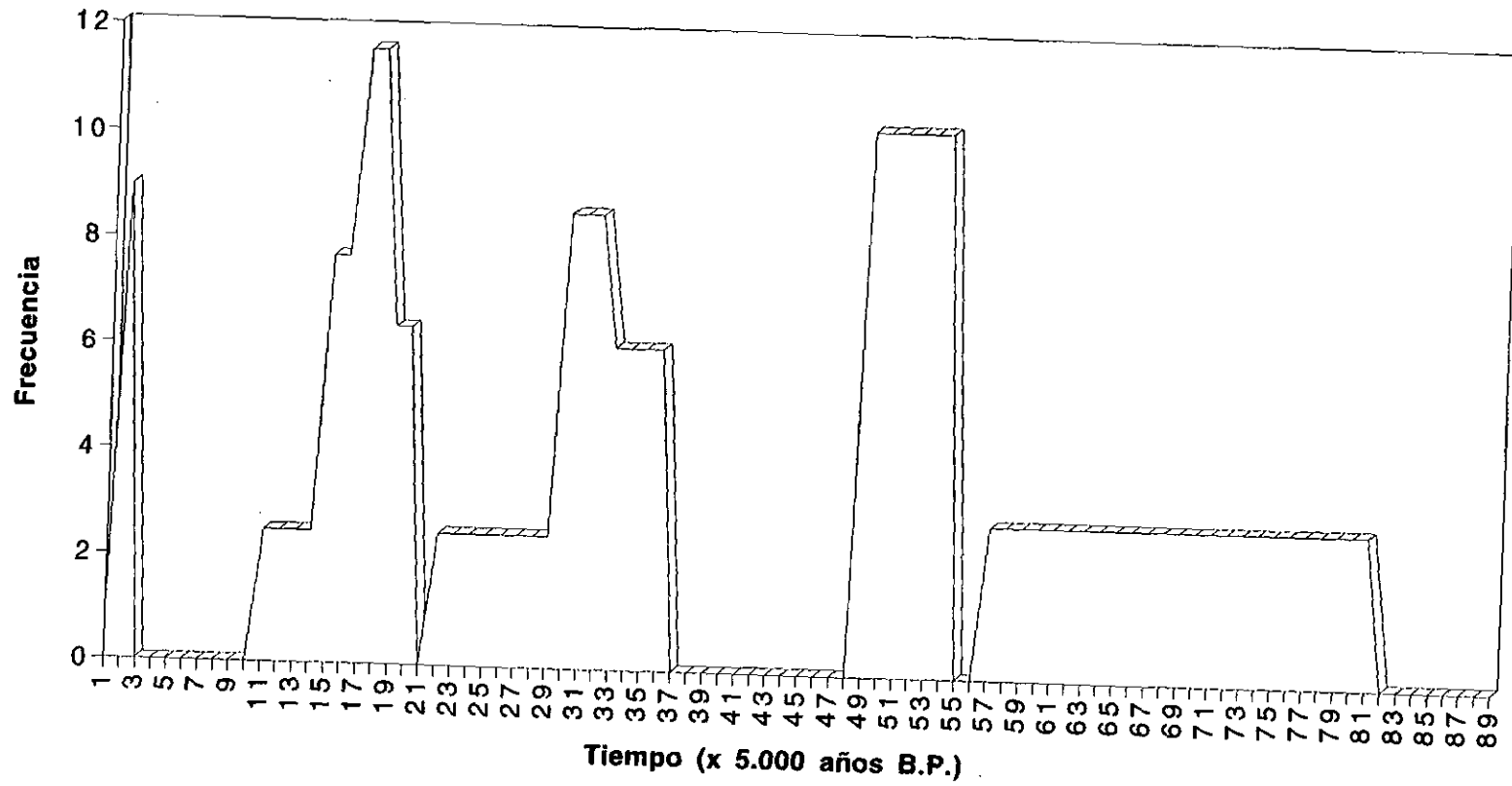


Figura 6.23

Diagrama de frecuencias de los espeleotemas datados en la Cueva de Nerja, de los últimos 450.000 años.

en torno a las siguientes edades y estadios isotópicos:

- *ca.* 800.000 B.P., quizás correspondiente a alguno de los estadios cálidos del final del Pleistoceno Inferior ó principios del Pleistoceno Medio (del 29 al 17; el 25, uno de los máximos de temperatura de ese periodo podría ser un momento óptimo para la génesis de los importantes volúmenes de espeleotemas que marcan esta generación antigua.

- *ca.* 350.000 B.P., indicando claramente el estadio isotópico 9.

- *ca.* 260.000 B.P., estadio isotópico 7.

- un periodo entre *ca.* 180.000 B.P. y 110.000 B.P. con un máximo neto hacia 155.000-150.000 B.P.; es decir en el periodo final del estadio isotópico 6 y el principio del 5.

- Otro periodo entre 100.000 B.P. y 60.000 B.P., con un máximo absoluto hacia 85.000 , en correspondencia con los últimos episodios del estadio 5.

- Por último, una etapa netamente Holocena (estadio isotópico 1).

6.4.2. Cuevas de Los Cantales

Bajo la denominación de Los Cantales se conocen dos pequeños afloramientos carbonatados de la cobertera mesozoica del Complejo Maláguide, situados entre las localidades de Málaga y el Rincón de La Victoria. Presentan la particularidad de encontrarse bien independizados morfológicamente del entorno. Ambos afloramientos (Cantal Alto y Cantal Bajo ó Chico), presentan una karstificación muy acusada, con un amplio desarrollo de formas endokársticas de trazado básicamente horizontal y escalonadas a distintas cotas, desde más de un centenar de metros de altitud, hasta el nivel del mar. El gran interés que albergan estas formas es su relación con morfologías y depósitos marinos, relacionados con

movimientos eustáticos pliocuaternarios.

Han sido estudiadas algunas muestras de espeleotemas de dos de las numerosas cavidades existentes: la Cueva del Tesoro, en el Cantal Alto y la Raja del Humo, en el Cantal Bajo. La Cueva del Tesoro posee un desarrollo de 1513 m, abriéndose su boca principal a cota 87 m s.n.m. Lo más destacable es su peculiar morfología interior tipo *gruyère*, con un modelado erosivo muy espectacular, que actúa por igual sobre la roca encajante de la cavidad y sobre generaciones de espeleotemas antiguos, dejando reducidos estos a la mínima expresión. Existen también espeleotemas que recubren depósitos netamente marinos.

La Raja del Humo forma parte del denominado Complejo de La Araña, situado a pocos m s n.m., entramado de cavidades kársticas de 2.342 m de desarrollo total, aunque físicamente desconectados en varios tramos por la presencia de tapones de sedimentos. En su interior, se localizan sedimentos marinos cuaternarios y continentales, estos últimos con un importante yacimiento arqueológico, que abarca desde el Musteniense hasta épocas históricas.

En la Fig. 6.24 se muestra un esquema idealizado de la posición relativa de ambas cavidades en el contexto morfosedimentario del Cuaternario de Los Cantales. Los resultados de las dataciones realizadas en ambas cavidades y en algunos espeleotemas se recogen en la Tabla VI.10.

La ubicación temporal y frecuencial de los espeleotemas datados se ha representado en las Figs. 6.25 y 6.26. Pese a la escasez de los datos y la escasa definición gráfica de los mismos, estos parecen indicar claramente cuatro generaciones bien caracterizadas morfológicamente.

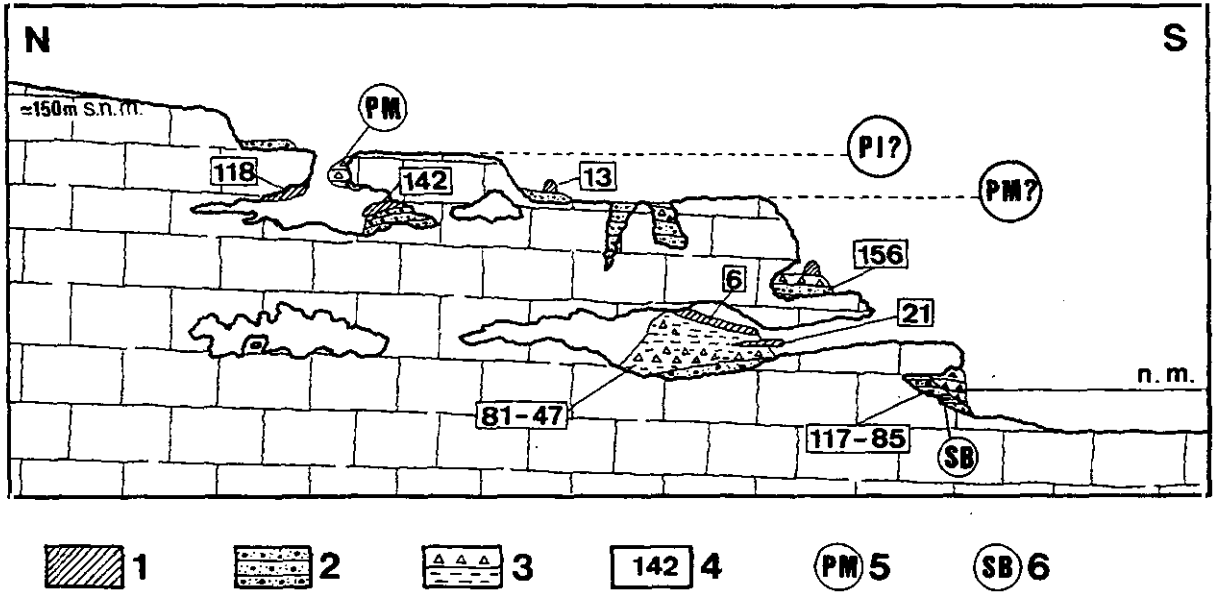


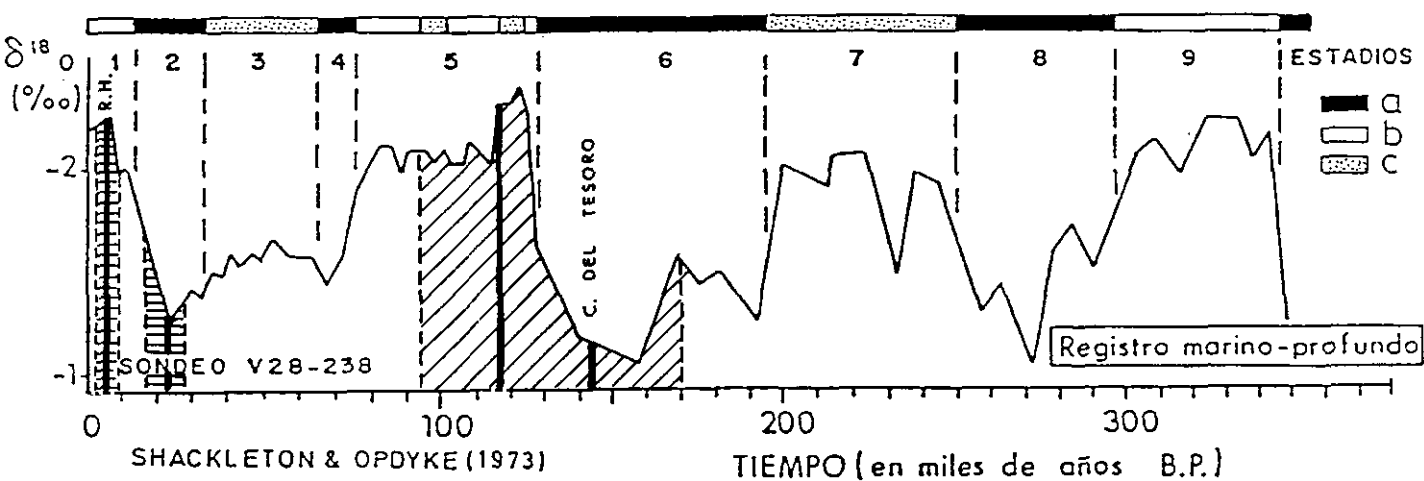
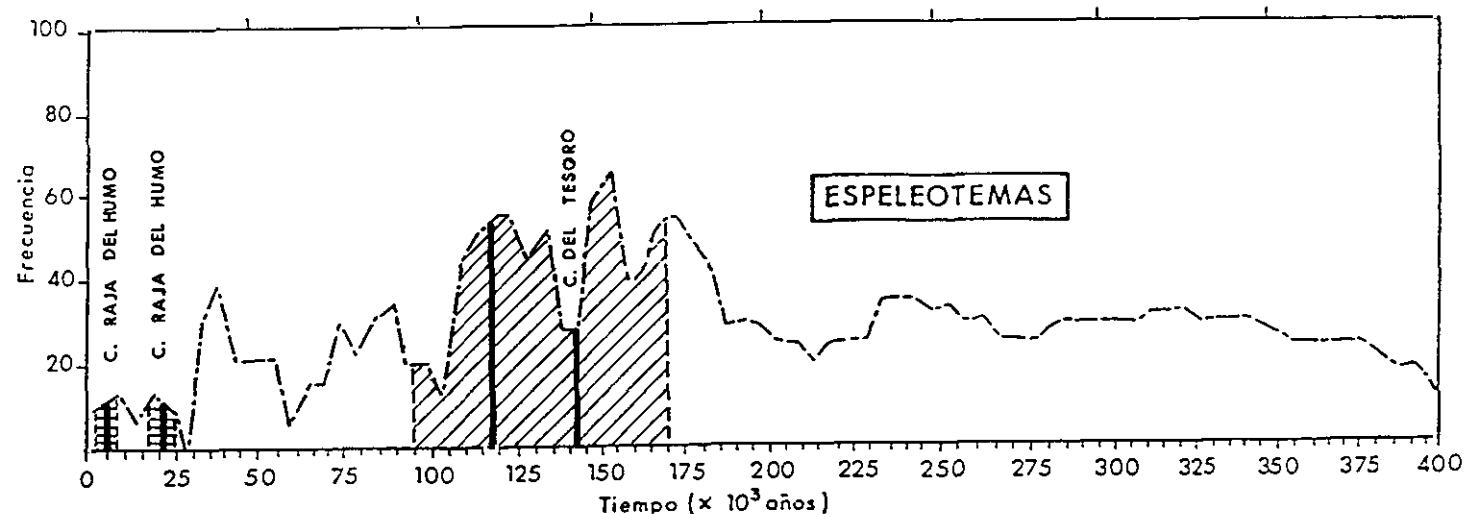
Figura 6.24 Esquema cronoestratigráfico muy simplificado de los materiales pleistocenos y holocenos de Los Cantales: 1, espeleotemas; 2, sedimentos marinos; 3, sedimentos continentales; 4, dataciones absolutas, en Ka; 5, edad estimada de las superficies: PM, Pleistoceno Medio; PI, Pleistoceno Inferior; 6, *Strombus bubonius*.

Tabla VI.10 Dataciones absolutas (ESR y Th/U) en espeleotemas de Los Cantales.

Muestra	Localización	Edad (años)	Errores (años)
RH-2	Raja del Humo	5.720 (ESR)	± 572
RH-3	Raja del Humo	21.300 (ESR)	± 4.260
RV-1	Cueva del Tesoro	118.000 (ESR)	± 23.600
RV-3	Cueva del Tesoro	142.000 (ESR)	± 28.400
RV-3*	Cueva del Tesoro	> 350.000 (Th/U)	-----
CRV-04-CORT	Cortijos de Los Cantales	13.000 (Th/U)	± 1.600

- La primera generación corresponde a los espeleotemas profundamente erosionados de la Cueva del Tesoro. Las edades ofrecidas mediante los dos métodos geocronológicos aplicados a la misma muestra, son contradictorias (RV-3: 142.000 B.P. (ESR) y RV-3*: (> 350.00 B.P. (Th/U)). En cualquier caso, sí parece claro que es una generación antigua, posiblemente del Pleistoceno Medio.

- La segunda generación, representada por la colada estalagmítica de la Cueva del Tesoro que sella un depósito marino sedimentario. La invasión del mar en el periodo de tiempo comprendido entre el depósito de la generación anterior y esta fue posiblemente la causa de la intensa erosión sufrida por los espeleotemas antiguos. Esta segunda generación se enmarca en el estadio isotópico 5.



a.-glaciares;b.-interglaciares;c.-interestadiales.

Figura 6.25 Dataciones absolutas de espeleotemas en la Cueva del Tesoro y en la Raja del Humo. Arriba, sobre el diagrama de frecuencias de espeleotemas de la Península Ibérica y Baleares de Durán *et al.* (1988); en rayado, los márgenes de error de las dataciones, representadas con líneas negras verticales. Abajo, sobre el registro de isótopos del Oxígeno de Shackleton y Opdyke (1973). (según Durán y Soria, 1989).

Espeleotemas Cavidades Cantales

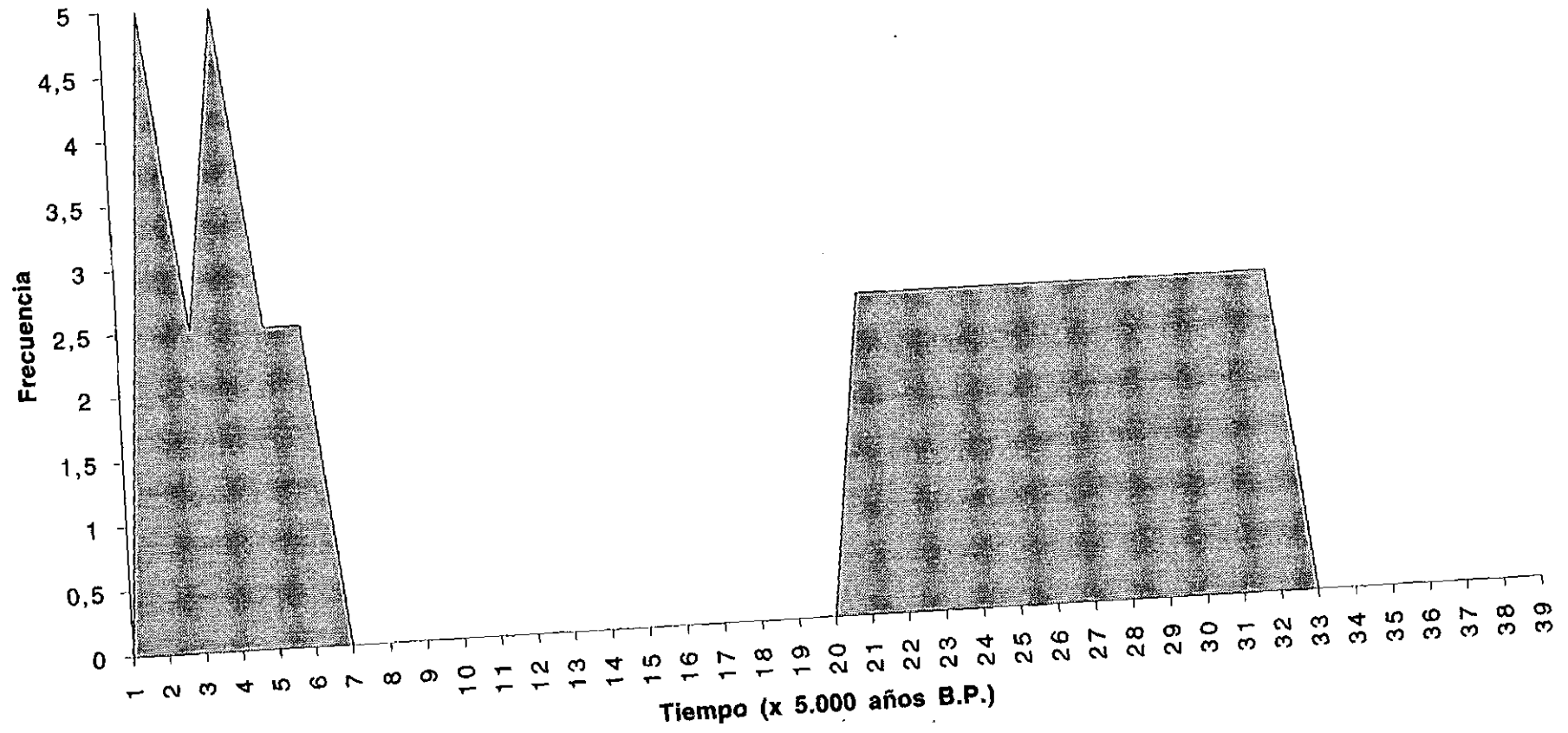


Figura 6.26 Diagrama de frecuencias de las dataciones de los espeleotemas de los Cantales.

- La tercera generación se detecta en la Raja del Humo, bajo la forma de una colada estalagmítica potente, intrestratificada con sedimentos detríticos y exhumada en la actualidad a causa del retroceso del paleoacantilado donde se abren las bocas de la cavidad. Esta generación se encuadra en el estadio isotópico 2.
- La cuarta generación, holocena (estadio isotópico 1), comprende dos dataciones: una, de una colada calcítica existente en el exterior, en la plataforma marina existente por encima de la Raja del Humo; y la otra, procedente de la colada que corona el depósito detrítico existente en el vestíbulo de entrada a dicha cavidad. La primera datación marca el inicio del Holoceno, mientras que la segunda corresponde a una fase intraholocena, *ca.* 5.000-6.000 B.P.

6.4.3. Cuevas de la Sierra de Mijas

En los mármoles alpujárrides de la Sierra de Mijas las cavidades no son muy abundantes. Sin embargo, existen dos formas cuya singularidad ha provocado la realización de sendas dataciones absolutas. En primer lugar, en la vertiente sur existe una cavidad, denominada *Cueva-Mina de Benalmádena*, debido a que durante un tiempo fue sometido a explotación el mineral de hierro existente en su interior. Efectivamente, esta cavidad posee mineralizaciones importantes de óxidos e hidróxidos de hierro, así como cristalizaciones de dolomita, además de calcita y aragonito. Su génesis está relacionada posiblemente con fenómenos hidrotermales de baja temperatura; estos fluidos han podido removilizar el Fe proveniente de los cristales de pirita original diseminados con frecuencia en los mármoles alpujárrides. Esta removilización lleva consigo la liberación de ácido sulfúrico, que disuelve eficazmente las rocas carbonatadas. El origen de la cavidad y de las mineralizaciones de Fe es, por lo tanto, común.

Una única datación ha sido realizada sobre un espeleotema de esta cavidad, mediante ESR, ofreciendo una edad de 466.000 B.P. ($\pm 20\%$). La karstificación en este caso es, con seguridad, Pleistoceno Medio ó más antigua; la generación de espeleotemas puede estar

relacionada con el estadio isotópico 11.

En la vertiente contraria (norte) de la sierra existe otra cavidad interesante, labrada en los materiales conglomeráticos cementados de los abanicos aluviales que recubren el piedemonte serrano. Estos abanicos antiguos han sido atribuidos al Plio-Pleistoceno ó al Villafranquiense (Lhènaff, 1981). Tanto en superficie como en profundidad presentan evidencias notables de karstificación, lo que reafirma la sospecha de una cierta antigüedad, dentro de su consideración como un depósito reciente, claramente posterior al plioceno marino de la Cuenca de Málaga.

De las muestras tomadas en espeleotemas de esta cavidad, de pequeño desarrollo pero con un notable concrecionamiento, sólo una ha ofrecido resultados analíticos aceptables, indicando únicamente una antigüedad superior a los 350.000 años (Th/U). Este dato, pese a su inconcreción, indica claramente dos cuestiones: la edad mínima del depósito, posiblemente Pleistoceno Inferior (no hay que olvidar que se precisan una fase de karstificación y una de depósito de espeleotemas para llegar a un momento de más de 350.000 B.P.); y la corroboración, junto con el dato de la Cueva-Mina de Benalmádena de fases de karstificación y depósito de espeleotemas del Pleistoceno Inferior-Medio, generalizadas en el macizo de la Sierra de Mijas.

6.4.4. Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales

Esta cavidad, abierta en los mármoles de la unidad Alpujárride de Yunquera, se encuentra situada en la Serrezuela de Carratraca, a una cota de 565 m s.n.m. Presenta un desarrollo de 1577 m, estructurados en dos niveles superpuestos. El nivel inferior se encuentra muy cercano a la superficie del nivel freático, inundándose parcialmente en épocas lluviosas (Durán, 1992). Son fácilmente detectables en el interior varias fases de crecimiento de espeleotemas, por otra parte muy abundantes en la mayoría de las salas y galerías. Para el muestreo de espeleotemas se ha elegido una secuencia continua, cuyo frente ha sido erosionado y presenta un corte excepcional, situado en el descenso desde la boca hacia la

Sala de las Estrellas (Fig. 6.27). En esta sección pueden apreciarse claramente una primera generación de espeleotemas procedentes de varias coladas estalagmíticas pavimentarias, con posibles superficies de erosión entre ellas; tras una clara superficie erosiva mayor, comienza la segunda generación, que parece coincidir con parte de la ornamentación estalactítica y estalagmítica observable en la cavidad. Las dataciones se ofrecen en la Tabla VI.12.

Tabla VI.12 Dataciones absolutas (ESR y Th/U) en espeleotemas de la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales.

Muestra	Edad (años)	Errores (% y años)
71-1	112.000 (ESR)	$\pm 7\%$
71-2	116.000 (ESR)	$\pm 7\%$
71-2	123.000 (ESR)	$\pm 7\%$
71-3	89.200 (ESR)	$\pm 7\%$
71-4	67.900 (ESR)	$\pm 7\%$
71-5	35.000 (ESR)	$\pm 7\%$
71-5	41.800 (ESR)	$\pm 7\%$
71-5*	52.200 (Th/U)	± 2.600 años

Estos resultados han sido analizados en dos trabajos anteriores (Durán *et al.*, 1992 y López Martínez *et al.*, 1985), concluyendo la existencia de dos generaciones en la secuencia datada y una posterior holocena, deducida por criterios indirectos. Las Figs. 6.28 y 6.29 ofrecen la interpretación evolutiva y paleoclimática realizada por Durán *et al.* (1992).

La generación más antigua se corresponde nítidamente con el estadio isotópico 5 (muestras 71-1 a 71-3, esta última del techo de la primera generación de la secuencia). La segunda generación se sitúa con igual claridad en el estadio isotópico 3 (65-35 ka), correspondiendo por tanto la fase erosiva al estadio isotópico 4. Esta interpretación puede

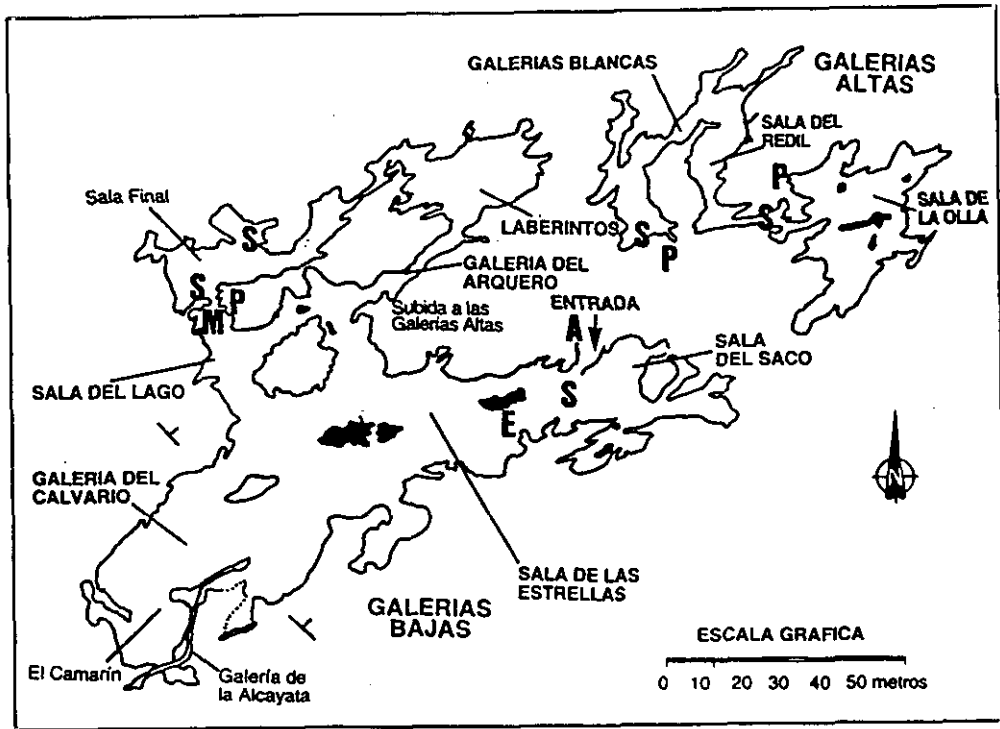


Figura 6.27 Situación de espeleotemas datados y de sedimentos detríticos de interés en la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales (tomado de López Martínez, *et al.* 1995). E, espeleotemas con datación absoluta; M, Sedimentos detríticos con microfauna; S, Sedimentos detríticos; A, boca actual de la cavidad; P, Palebocas de la cavidad.

FASES EVOLUTIVAS DE LA CUEVA DE ARDALES Y SU CORRELACION CON LAS DIVISIONES GEOLOGICAS, CULTURALES Y CRONOLOGICAS TRADICIONALMENTE ESTABLECIDAS.

TIEMPO (años B.P.)	PERIODO GEOLOGICO	HORIZONTE CULTURAL	CRONOLOGIA	FASES EVOLUTIVAS DE LA CUEVA DE ARDALES
10.000 15.000	HOLOCENO	HISTORIA RECENTE, TALES, NEOLITICO	GLACIAR ALPINA	I- CRECIMIENTO DE ESPELEOTEMAS ACTUALES (1ª GENERACION)
			POSTGLACIAL	II- LAGUNA DE CRECIMIENTO DE ESPELEOTEMAS. EROSION.
35.000	SUPERIOR	SUPERIOR	GLACIACION WURM	III- CRECIMIENTO DE ESPELEOTEMAS (2ª GENERACION)
70.000				IV- LAGUNA DE CRECIMIENTO DE ESPELEOTEMAS. EROSION
90.000			INFERIOR	INTERGLACIACION RISS. WURM
120.000 130.000	MEDIO		GLACIACION RISS	VI-

Figura 6.28 Generaciones de espeleotemas de la Cueva de Ardales y evolución paleoclimática desde el inicio del Pleistoceno Superior hasta la actualidad (según Durán, *et al.*, 1992).

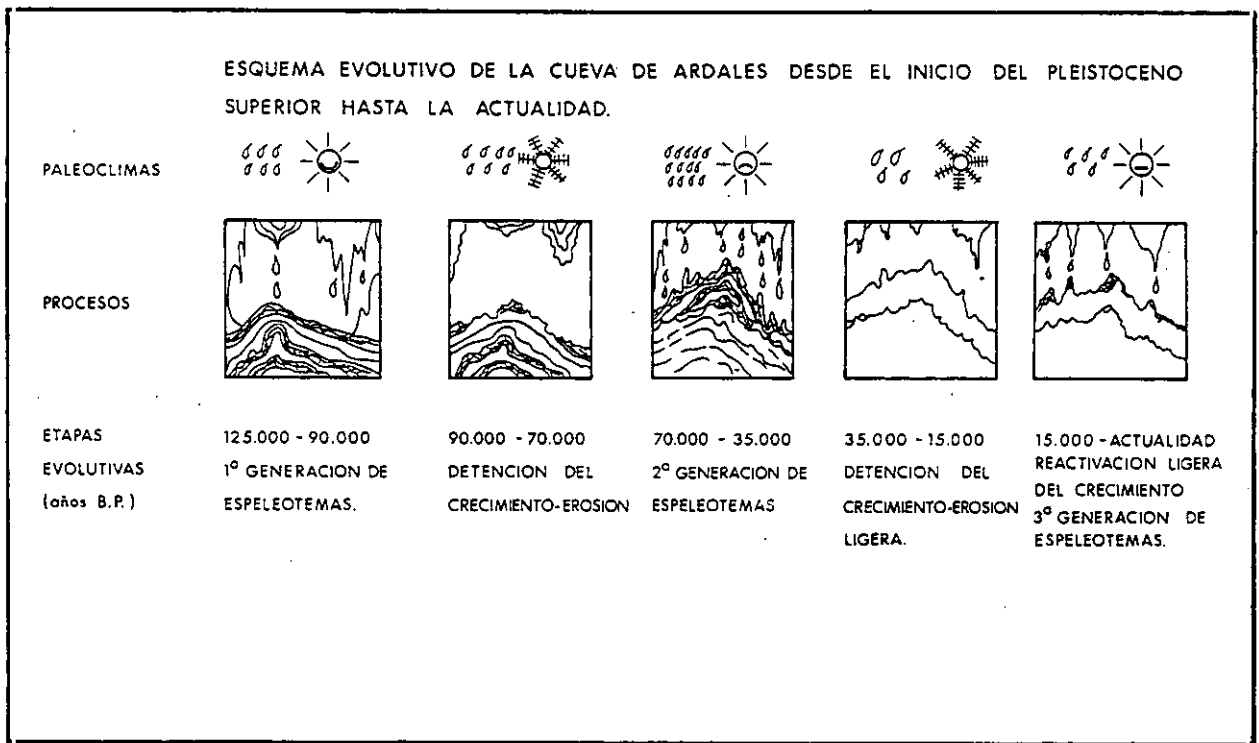


Figura 6.29 Fases evolutivas de las Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales y su correlación con las divisiones geológicas, culturales y cronológicas tradicionalmente establecidas (según Durán *et al.*, 1992).

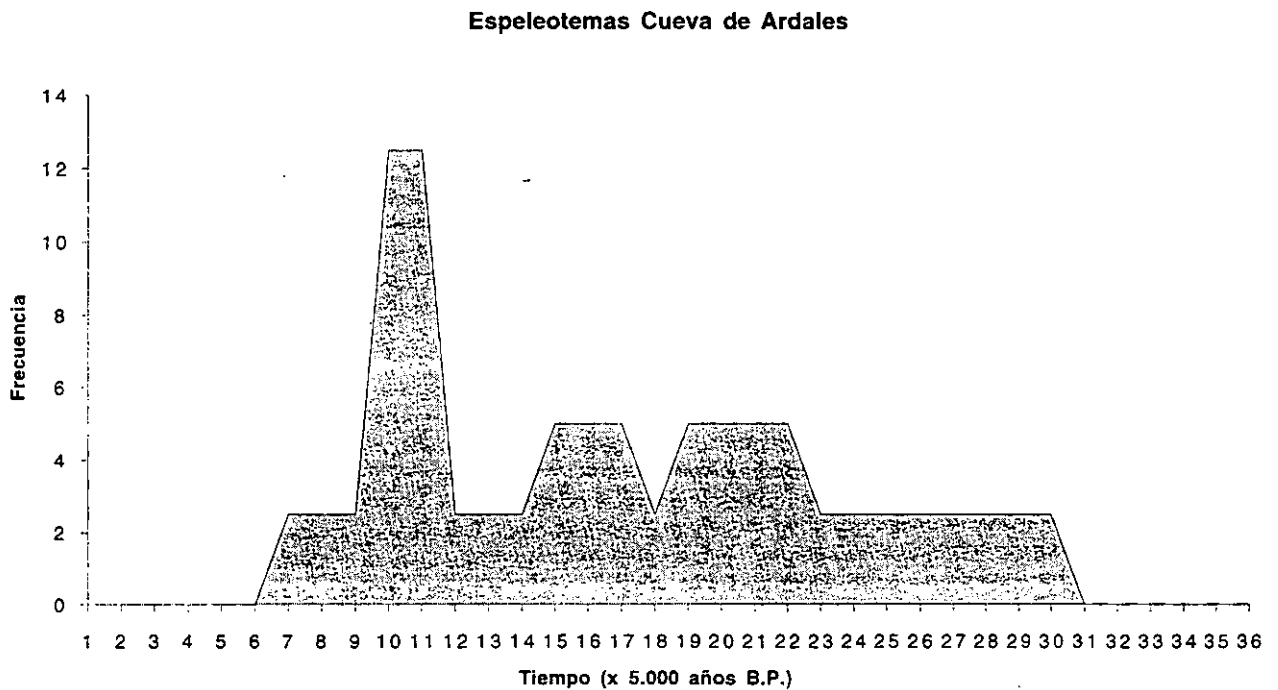


Figura 6.30 Diagrama de frecuencias de las dataciones de los espeleotemas de la Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales.

verse igualmente en el diagrama de frecuencias de la Fig. 6.30. La tercera generación citada puede establecerse debido a la existencia de espeleotemas depositados sobre restos arqueológicos y óseos claramente holocenos, así como sobre algunos de las pinturas y grabados rupestres existentes en las paredes de la cavidad.

6.4.5. Cavidades y paleocavidades de la Sierra de las Nieves

En la región somital de la Sierra de las Nieves, núcleo central de la Serranía de Ronda, existen importantes cavidades labradas en los materiales carbonatados de la Dorsal Bética; la mayor parte de estas cavidades son de trazado básicamente vertical, como Sima GESM (-1.101 m de profundidad) ó Sima Honda (-133 m). Pero también existen testimonios de antiguas redes kársticas subhorizontales a cotas elevadas (1.700 m s.n.m.), detectadas por Delannoy (1987) y consideradas de edad finimiocena por Delannoy (1992). En ambos tipos de formas (activas y fósiles), han sido realizadas dataciones por el autor citado.

Las concreciones aflorantes en superficie, pertenecientes a paleocavidades totalmente rellenas e intersectadas por la erosión (Fig. 6.31), ofrecen siempre edades por encima del límite geocronológico del método de Th/U (350.000 B.P.), por lo que no es posible corroborar con ellas la hipótesis de Delannoy (1992).

Más interés presentan las dataciones realizadas en cavidades funcionales: Sima GESM y el sistema Calabaza-Buhú-3J. En la primera, han sido datadas dos muestras correspondientes una de ellas a una antigua colada estalagmítica localizada en la boca de la cavidad, y la segunda a un suelo estalagmítico que recubre depósitos aluviales estratificados a unos 30 m de profundidad. Delannoy y Guendon (1986) ofrecen los siguientes resultados: *ca.* 210.000 B.P. para la primera y *ca.* 120.000 B.P. para la segunda muestra. En un trabajo posterior (Delannoy, 1992) el primer autor ofrece una nueva datación absoluta realizada sobre una colada estalagmítica que fosiliza un relleno detrítico de gravas y arcilla en el interior de la Sima de Búho. La edad de esta muestra es de *ca.* 132.200 B.P., atribuida al estadio isotópico 5 (*Eemiense*).

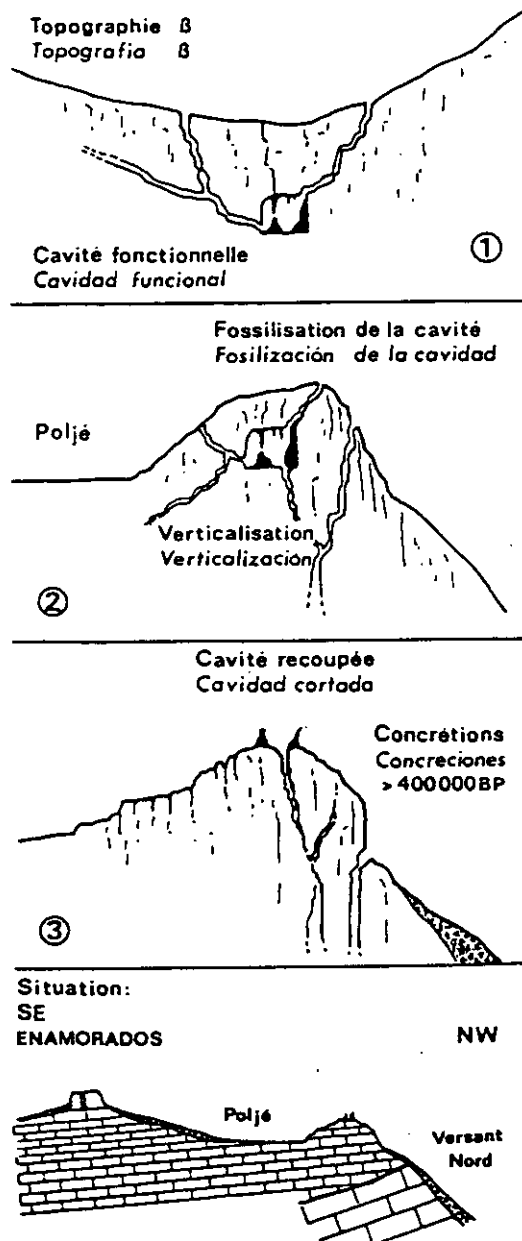


Fig 6.31

Antiguas Cavidades *decapitadas* por la evolución de la superficie topográfica en la parte alta de la Sierra de las Nieves (según Delannoy, 1992).

En resumen, en las cavidades de la Sierra de las Nieves se observan tres generaciones de espeleotemas:

- Una, con seguridad más antigua de 350.000 B.P., y cuya edad pudiera remontarse hasta el Mioceno Superior.
- Otra generación posterior, relacionada con el estadio isotópico 7.
- Una tercera, coincidente con el estadio isotópico 5.

6.4.6. Sistema Hundidero-Gato y otras cavidades de la Sierra de Líbar

La Sierra de Líbar es uno de los macizos con mayor número de cavidades de toda la Cordillera Bética. La aptitud frente a la karstificación de la potente serie carbonatada mesozoica del Penibético y la elevada pluviometría son factores claves para la explicación de este hecho. Entre estas cavidades, existen redes horizontales activas (Sistema Hundidero-Gato, con 7.818 m de desarrollo, entre sus dos bocas a cotas 600 y 400 m s.n.m., aproximadamente), antiguas redes colgadas (Cueva de la Pileta, a 700 m s.n.m. y 2.000 m de desarrollo), y cavidades verticales más o menos funcionales (Sima de Líbar, a 975 m de altitud, y de 80 m de profundidad). En estas tres cavidades se han realizado dataciones absolutas de sus espeleotemas.

La primera datación absoluta fue realizada por Henning *et al.* (1983), en la Cueva de la Pileta, sobre un fragmento partido de espeleotema. La edad resultante (Th/U) fue de 255.000 B.P. (+ ∞ , - 58.000), o sea dentro del estadio isotópico 7. Posteriormente, Delannoy en una serie de trabajos ha ofrecido algunas dataciones más de la propia Cueva de la Pileta, el Sistema Hundidero-Gato y la Sima de Líbar. Así, Delannoy (1987) ofrece dos dataciones; una correspondiente a una muestra de la Cueva de la Pileta (>350.000 B.P.), y otra del Sistema Hundidero-Gato (ca. 80.000 B.P.), ambas analizadas mediante el método de Th/U. El estadio isotópico 5 queda así identificado en el Sistema Hundidero-Gato.

Posteriormente, Delannoy y Díaz del Olmo (1988) y Delannoy *et al.* (1989) aportan otras dos nuevas dataciones correspondientes a coladas estalagmíticas de la boca de la Sima de Líbar (*ca.* 142.500 B.P., Th/U) y a las concreciones de las pequeñas cavidades colgadas existentes por encima de la boca de Gato (> 350.000 B.P., Th/U), respectivamente.

No existían, hasta ahora, sin embargo, dataciones absolutas en serie, ni en número suficiente en ninguna de las grandes cavidades del macizo. En una primera campaña de campo en la Cueva de la Pileta, se pudieron observar hasta cinco generaciones de espeleotemas superpuestos, separadas por tres niveles de sedimentos detríticos gruesos. Desgraciadamente, por problemas diversos, sólo pudieron mostrarse dos de estas generaciones, que posiblemente pudieran corresponder a la segunda más antigua y a la más reciente de todas las detectadas en el conjunto de la cavidad. Las muestras fueron analizadas mediante dos métodos geocronológicos (Th/U y ESR), y sus resultados pueden observarse en la Tabla VI.13.

Tabla VI.13 Dataciones absolutas (Th/U y ESR) en espeleotemas de la Cueva de la Pileta.

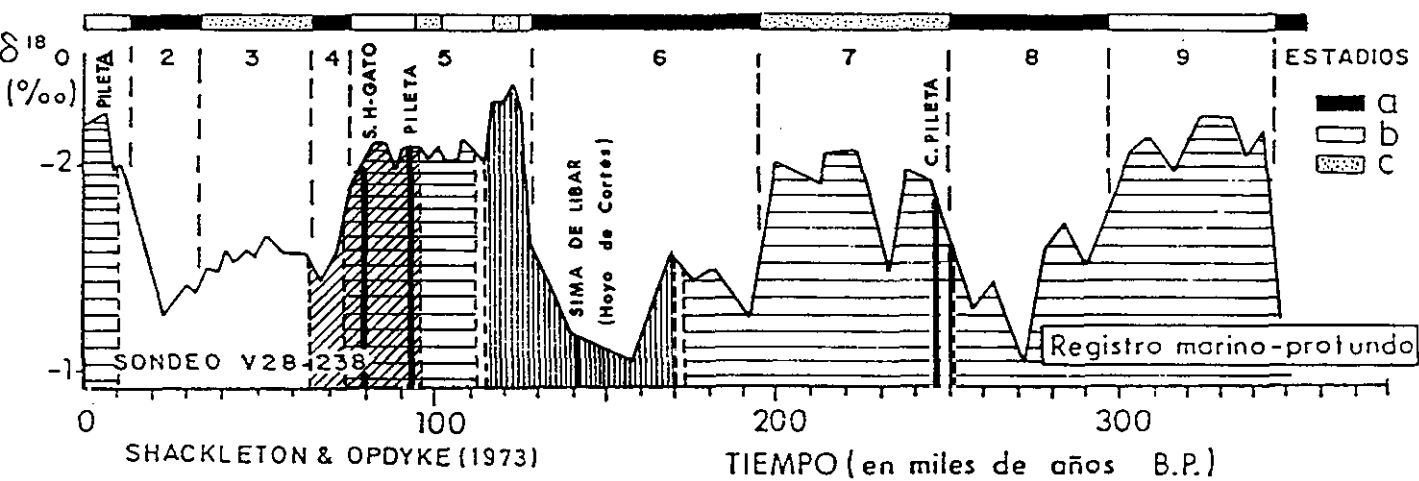
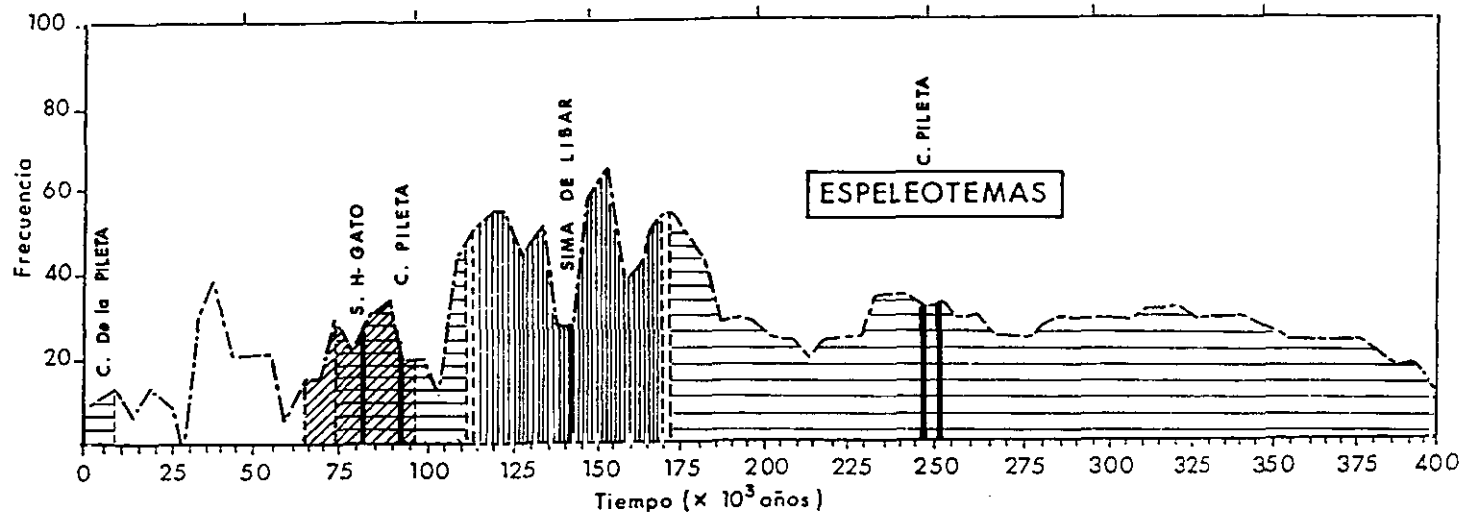
Muestra	Localización	Edad (años)	Errores (años ó %)
CP-2	Galería hacia la Sima de las Grajas	14.700 (Th/U)	± 1.600
CP-1	"	93.400 (ESR)	± 10%
CP-1*	"	> 350.000 (Th/U)	----
CP-2*	"	Holoceno (ESR)	----

Como puede verse fácilmente, pese a las discrepancias existentes en las muestras CP-1 y CP-1*, ambas pertenecientes a la generación más antigua de las analizadas, los resultados son congruentes. Posiblemente, la primera generación corresponde a un momento del Pleistoceno Medio, posteriormente recrecida en el estadio isotópico 5. La segunda generación es claramente Holocena (estadio 1).

En la Fig. 6.32 se representa una primera aproximación temporal del conjunto de las dataciones descritas hasta aquí de los espeleotemas de la Sierra de Líbar. Con posterioridad, se planificó una campaña adicional de dataciones en el Sistema Hundidero-Gato, recogándose 10 muestras en 6 lugares diferentes de la red subterránea (Fig. 6.33). Las muestras corresponden a dos generaciones diferentes de grandes *gours* (SH6-GO-01 y 02), potentes coladas (SHG-OR-01 y SHG-1100-01), estalagmitas sumergidas en la actualidad (SHG-CT-01) y una serie de espeleotemas espacialmente relacionados con una interesante secuencia sedimentaria detrítica (ver Fig.8.14). Los resultados de los análisis geocronológicos se ofrecen en la Tabla VI.14.

Tabla VI.14 Dataciones absolutas (Th/U) en espeleotemas del Sistema Hundidero-Gato.

Muestra	Localización	Edad (Ka)	Errores (Ka)
SHG-OR-01	Órganos	25,0	± 7,5
SHG-GO-01	Sala Gours	52,0	± 15,0
SHG-GO-02	Sala Gours	29,0	± 8,9
SHG-1.100-01	Galería 1.100	31,0	± 4,0
SHG-GA-01	Toriles	253,0	± 153,0
		114,0	± 18,0
SHG-DU-01	Sala Dunas	80,0	± 17,0
SHG-DU-02A	Sala Dunas	188,0	± 53,0
		79,9	± 76,5
SHG-DU-02B	Sala Dunas	98,0	± 25,0
SHG-DU-03	Sala Dunas	35,0	± 9,0
SHG-CT01A	Cabo de las Tormentas	100,0	± 374,0
SHG-CT-01B	Cabo de las Tormentas	167,0	± 250,0/-81,0
		85,0	± 300,0/-190,0



a.-glaciares;b.-interglaciares;c.-interestadiales.

Figura 6.32

Dataciones absolutas de espeleotemas en cavidades de la Sierra de Líbar. Arriba, sobre el gráfico de frecuencias de espeleotemas de la Península Ibérica y Baleares de Durán *et al.* (1988); abajo, sobre el registro de isótopos del oxígeno de Shackleton y Opdyke (1973). Las líneas negras verticales representan las dataciones; los rayados, los márgenes de error correspondientes en cada cavidad. Según Durán y Soria (1989).

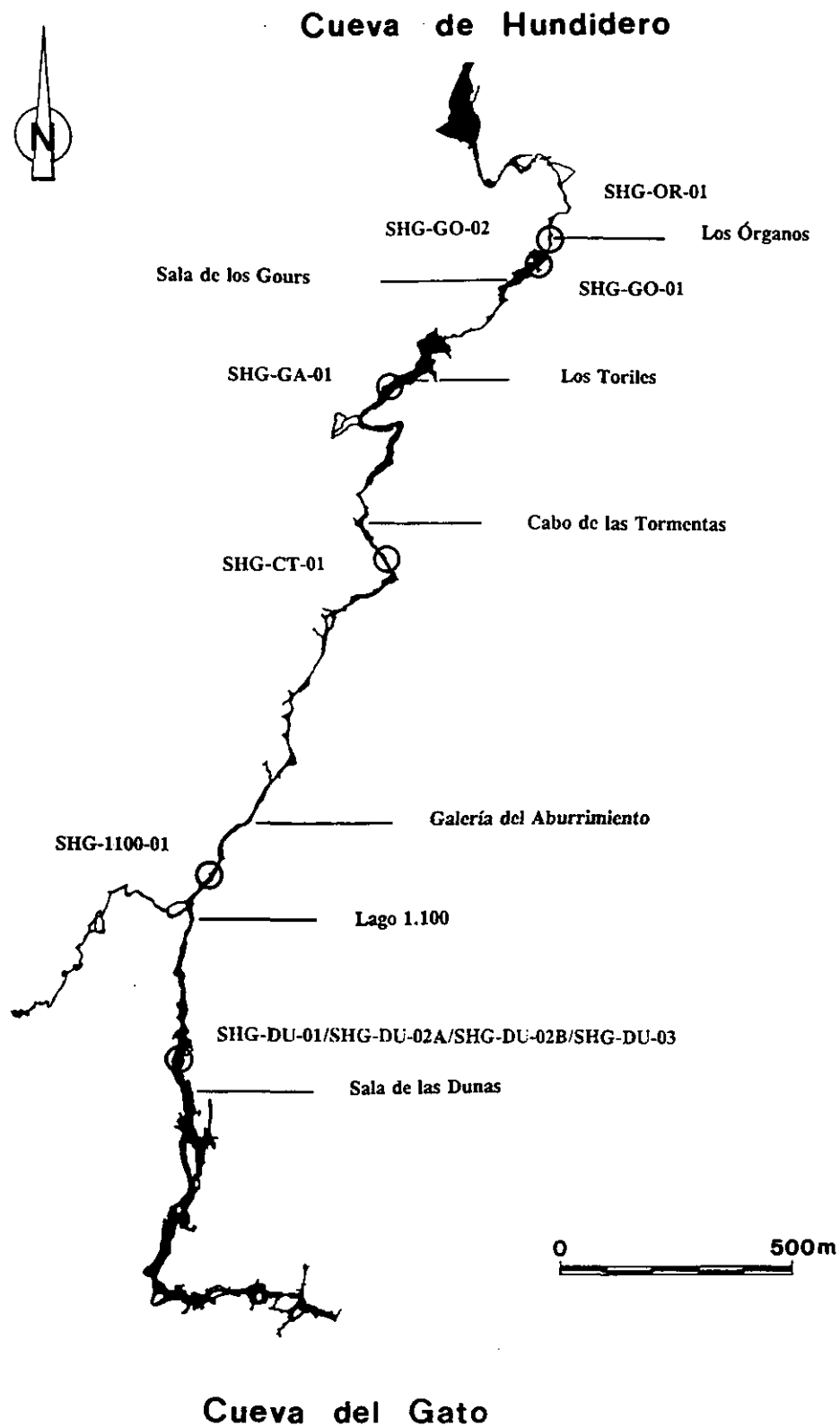


Figura 6.33 Localización en el interior del Sistema Hundidero-Gato de las muestras de espeleotemas datados.

Pese a que los resultados analíticos no son excelentes, como muestran los grandes márgenes de error de algunas de las dataciones, a veces superiores al orden de magnitud de la propia edad media, algunas consideraciones pueden ser realizadas:

- Una generación parece delimitarse en torno al estadio isotópico 5, bien marcada en algunos espeleotemas puntuales de la Sala de las Dunas, con buenas dataciones (SH-DU-02B, SHG-DU-01).
- Otra generación se desarrolla en la transición entre los estadios isotópicos 3 y 2 (ca. 40.000 - 25.000 B.P.). Esta generación estaría representada por los grandes edificios de gours de la sala homónima, así como por grandes coladas (Órganos y Dunas) y estalagmitas sobre el cauce del río (Galería del Aburrimento).

Ambas fases debieron ser menos húmedas que el momento presente, pues presentan elementos por debajo de los niveles hídricos actuales. Igualmente, existen evidencias de periodos erosivos intensos con posterioridad a ambas, posiblemente relacionados con momentos fríos, con aguas muy agresivas.

Una visión de conjunto de los espeleotemas de los últimos 200.000 años en la Sierra de Líbar se ha representado en el diagrama de frecuencias de la Fig. 6.34. Junto con las evidencias morfológicas de campo, puede interpretarse que existen durante el Pleistoceno, al menos cinco generaciones:

- Una de más de 350.000 años de antigüedad.
- Otra, correspondiente al estadio isotópico 7.
- La tercera, relacionada con el estadio isotópico 5.
- Una cuarta generación en el tránsito entre los estadios isotópicos 3 y 2.
- La última, de edad holocena (estadio isotópico 1).



Espeleotemas Cavidades Sierra de Líbar

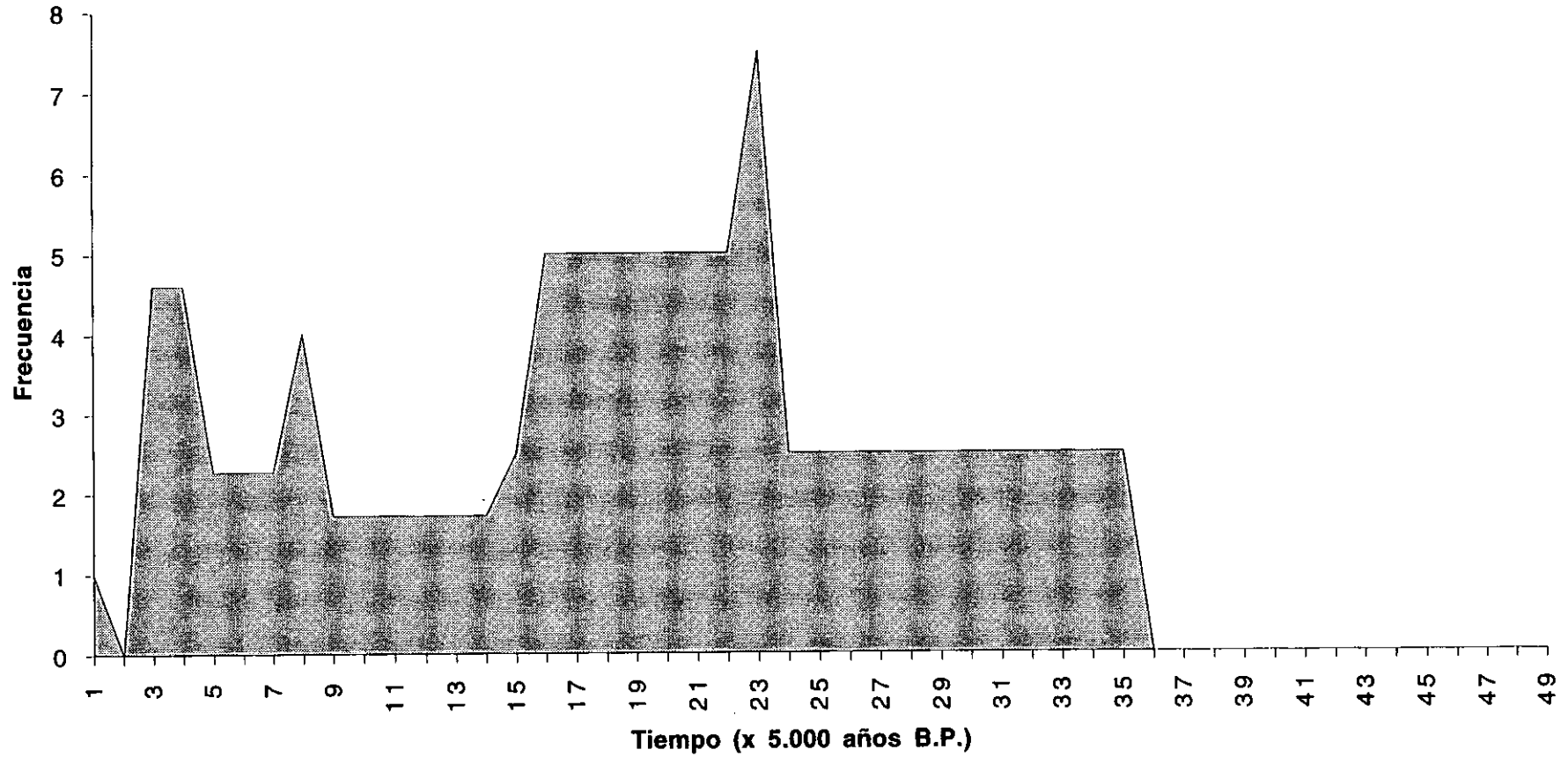


Figura 6.34 Diagrama de frecuencias de las dataciones de los espeleotemas del Sistema Hundidero-Gato.

6.4.7. Otras cavidades

Con el objetivo básico de comprobar la bondad de los métodos de geocronología absoluta en espeleotemas carbonatados de karsts yesíferos y de corroborar la hipótesis previa de la juventud de las formas endokársticas de estos últimos, se realizó una datación en la Cueva del Agua, situada en el karst yesífero de la Loma del Yesar, en Archidona, instalado sobre materiales triásicos subbéticos.

La muestra analizada corresponde a una colada estalagmítica colgada unos metros por encima del cauce hidrológicamente activo actual de la cavidad. Analizada mediante el método de ESR, la edad obtenida es holocena (< 5.000 B.P.). Este resultado confirma, por un lado, la posibilidad de establecer jalones cronológicos en los depósitos de karsts no carbonatados, y por otro, reafirma la gran velocidad de la evolución de las formas kársticas en yesos y sales. Posiblemente, la mayoría de ellas sean policíclicas, generándose, evolucionando y destruyéndose con gran rapidez. Obviamente, y pese a que la temperatura aumenta la solubilidad del yeso, los efectos morfológicos de las modificaciones climáticas no parecen notables (Ford y Williams, 1989); pese a ello, la actividad holocena de estos sistemas kársticos demuestra que aprovechan los óptimos climáticos, aunque su actividad puede continuar igualmente en los periodos más o menos fríos.

6.5. Discusión de los resultados geocronológicos

A continuación se presentan y discuten globalmente los resultados de las dataciones absolutas de los espeleotemas y travertinos, tras su tratamiento gráfico mediante diagramas frecuenciales.

6.5.1. Tratamiento de los datos

Los resultados de las dataciones absolutas han sido tratados para su representación

siguiendo la metodología establecida al efecto por Henning *et al.* (1983). Básicamente, esta consiste en otorgarle un peso frecuencial diferente a cada datación absoluta, en función del error de la misma. Este peso se reparte entre todos los intervalos de clase de tiempo comprendidos entre los valores máximos y mínimos de la datación, incluyendo los errores atribuidos a la misma. Este tratamiento, seguido por numerosos autores en distintas publicaciones, fue puesto en cuestión por Gordon y Smart (1984), con sólidos argumentos, para el caso de dataciones absolutas mediante las series de Uranio. Estos autores demostraron que podría mejorarse la representación, construyendo una curva de frecuencias con una distribución de errores no lineal, sino considerando una distribución normal de las edades verdaderas en torno al valor medio suministrado por la datación. Los propios autores de la metodología inicial (Henning *et al.* 1984) replicaron a los citados autores, asumiendo algunas de las críticas, sobre todo cuando se parte de datos inicialmente homogéneos, procedentes del mismo método y con intervalos de clase temporales muy pequeños.

Como quiera que en el caso de este trabajo las condiciones de partida han sido similares a las de Henning *et al.* (1983), y existirían importantes dificultades para aplicar los matices propuestos por Gordon y Smart (1984), se ha optado por seguir la metodología de los primeros autores, teniendo en cuenta, por supuesto, las limitaciones de la misma. Las dataciones se presentan, pues, en gráficos frecuenciales de barras ó lineales, en los cuáles la frecuencia no indica necesariamente una mayor cantidad de dataciones; únicamente, que la relación entre las dataciones existentes y su error es más consistente. Las generaciones más antiguas se ven así algo difuminadas, pues los márgenes de error de las dataciones tienden a aumentar, dispersando los valores de frecuencia entre numerosos intervalos. Especial valor poseen en este tipo de representaciones los intervalos con frecuencias bajas o nulas.

6.5.2. Análisis de los datos geocronológicos de los travertinos

Las dataciones de los diferentes sectores en que se han agrupado los edificios travertínicos se han representado, en primer lugar, por separado en el histograma de barras de la Fig. 6.35.

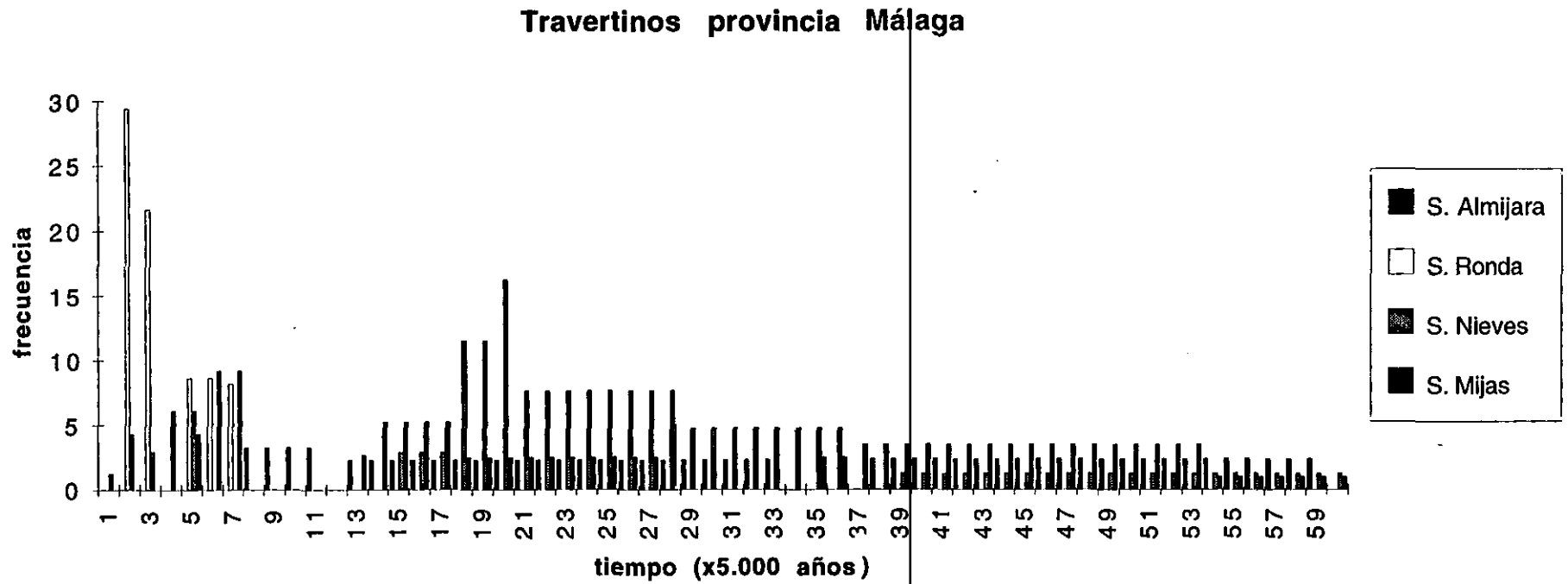


Figura 6.35 Histograma de frecuencias de las dataciones de travertinos de la provincia de Málaga, agrupados por regiones.

En él se observa la diferente repartición temporal de los travertinos por sectores y sus respectivas frecuencias. Destacan nítidamente los travertinos recientes (estadios 1 y 2) del sector septentrional de la Serranía de Ronda y los del estadio 5 de la Sierra de Las Nieves (Tolox-Yunquera-Jorox).

En la Fig. 6.36 se ha representado la frecuencia total, constituida por la suma de los distintos histogramas de la figura anterior. Se marcan en ella cuatro fases de travertinización (menos marcadas cuanto más antiguas) separadas por tres periodos de mínimos frecuenciales. Las fases de máximas travertinización pueden asimilarse a los estadios 1, tránsito 2-3, 5 y 7; y los periodos sin travertinos al estadio 2 (parcialmente), 4, y 6 (parcialmente).

6.5.3. Análisis de los datos geocronológicos de los espeleotemas

En la Fig. 6.37 se han representado conjuntamente los hidrogramas de frecuencias de los distintos grupos de espeleotemas. En él destacan los máximos de alguno o varios de estos grupos, hacia el inicio del Holoceno (Nerja y Cantales), *ca.* 45.000-55.000 B.P. (Ardales), *ca.* 70.000-90.000 B.P. (Nerja), *ca.* 115.000-110.000 B.P. (Líbar), *ca.* 145.000-155.000 B.P. (Nerja) y *ca.* 240.000-260.000 B.P. (Nerja).

La representación frecuencial de conjunto (Fig. 6.38) muestra una fuerte concentración frecuencial desde los últimos 250.000 años hasta la actualidad, debido claramente a la sobrerrepresentación de las generaciones más modernas y a la más alta calidad de las dataciones.

En cualquier caso, en el último millón de años pueden verse 9 máximos en la curva, situados en los siguientes periodos: *ca.* 800.000 B.P. (650-970 ka), *ca.* 350.000-400.000 B.P., *ca.* 250.000 B.P., *ca.* 150.000 B.P., *ca.* 115-70.000 B.P., *ca.* 50.000 B.P., *ca.* 35.000 B.P., y dos periodos Holocenos (*ca.* 13.000 B.P. y *ca.* 7.500-5.500 B.P.).

travertinos

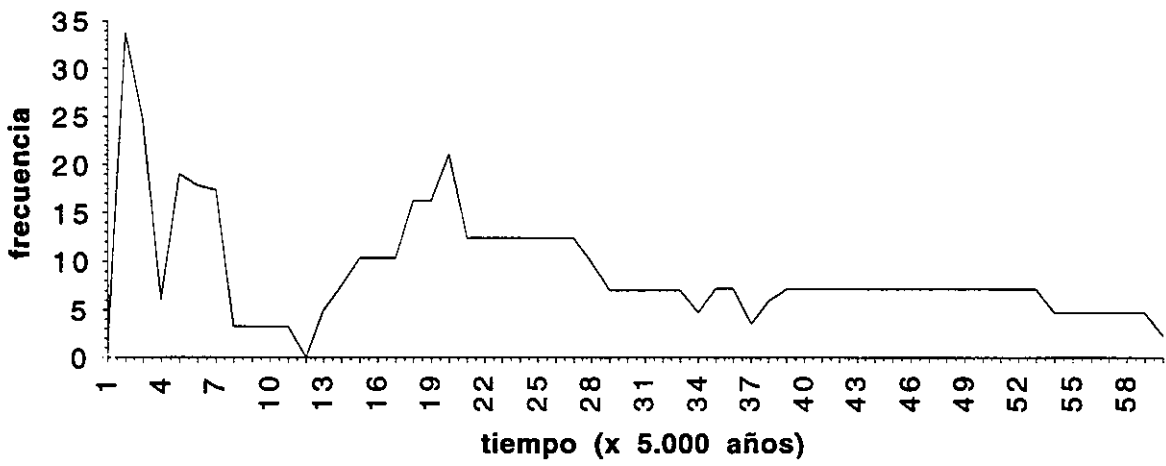


Figura 6.36 Diagrama de frecuencias de las dataciones de travertinos de la provincia de Málaga.

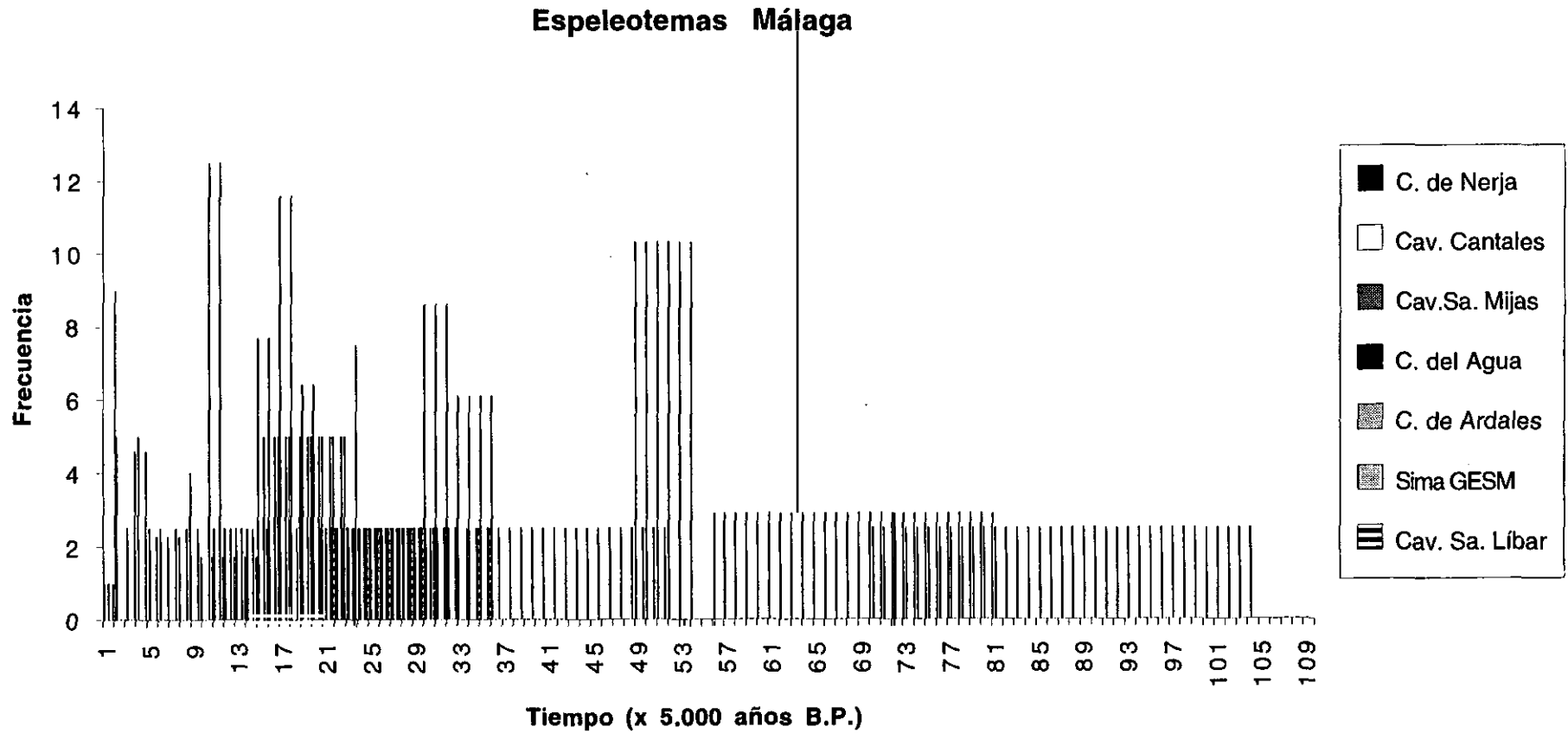


Figura 6.37 Histograma de frecuencias de las dataciones de espeleotemas de la provincia de Málaga, agrupados por cavidades.

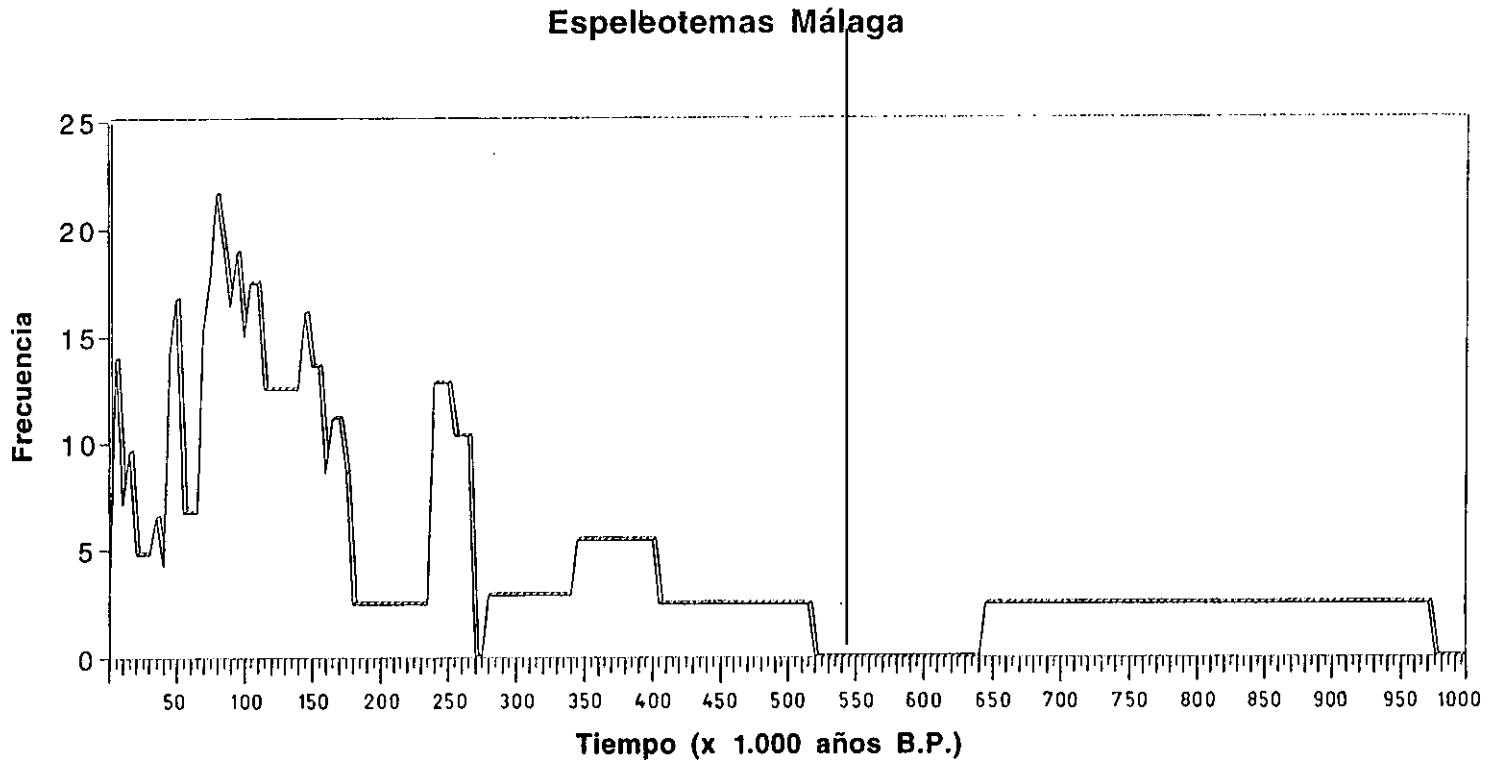


Figura 6.38 Diagrama de frecuencias de las dataciones de espeleotemas de la provincia de Málaga.

6.6. Estudio comparativo de los resultados geocronológicos con los de otros ámbitos geográficos

En este apartado se procederá al análisis de otras secuencias geocronológicas de espeleotemas y travertinos, al objeto de compararlas con las obtenidas en la provincia de Málaga. Las regiones seleccionadas se han agrupado en dos bloques: La Península Ibérica y otros lugares del Mediterráneo occidental por un lado, y el resto de las regiones por otro, por lo general de climas más fríos que las del bloque anterior.

6.6.1. De la Península Ibérica y el Mediterráneo occidental

En primer lugar, se procederá al análisis de la distribución espacial y temporal de los espeleotemas y travertinos datados en la Península Ibérica y Baleares. Este análisis ha sido abordado en varios trabajos anteriores por Durán *et al.* (1988) y Durán (1989). En la Fig. 6.39 se detalla la localización de algunos de los lugares con carbonatos continentales terrestres datados en dicho ámbito geográfico. Los histogramas de éstas dataciones se encuentran en la Fig. 6.40. En ésta representación cada datación corresponde a una unidad de frecuencia, sin ponderarse su precisión. Se apuntan dos cuestiones:

- Un espectro temporal más amplio en los espeleotemas que en los travertinos, y
- La presencia de fases claramente más o menos propicias para la deposición de ambos tipos de carbonatos, más marcadas en el caso de los travertinos.

Más claro aún pueden observarse éstas circunstancias en las Figs. 6.41 y 6.42, que muestran las curvas frecuenciales ponderadas de travertinos y espeleotemas respectivamente. En el caso de los travertinos son netas cuatro fases de máxima deposición, correspondientes a los estadios isotópicos 7 y 5, tránsito entre los estadios 3 y 2, y al estadio 1. En los espeleotemas, el *ruido* frecuencial de fondo es mucho más acusado, aunque también se observan máximos netos por encima de la media: estadios 9, 7, 6, 5 y 3.

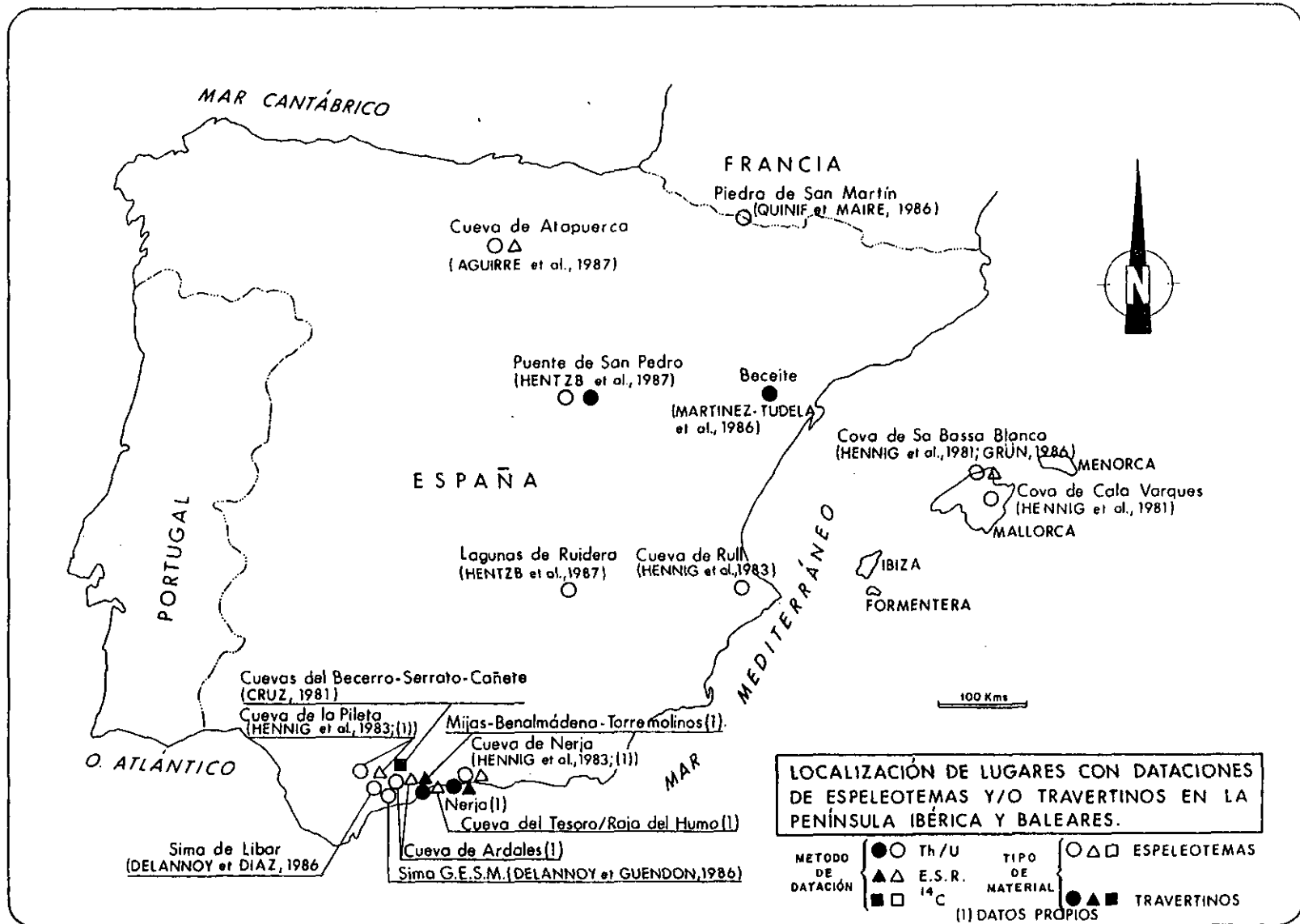


Figura 6.39 Localidades con travertinos y espeleotemas datados con anterioridad a este trabajo, en la Península Ibérica.

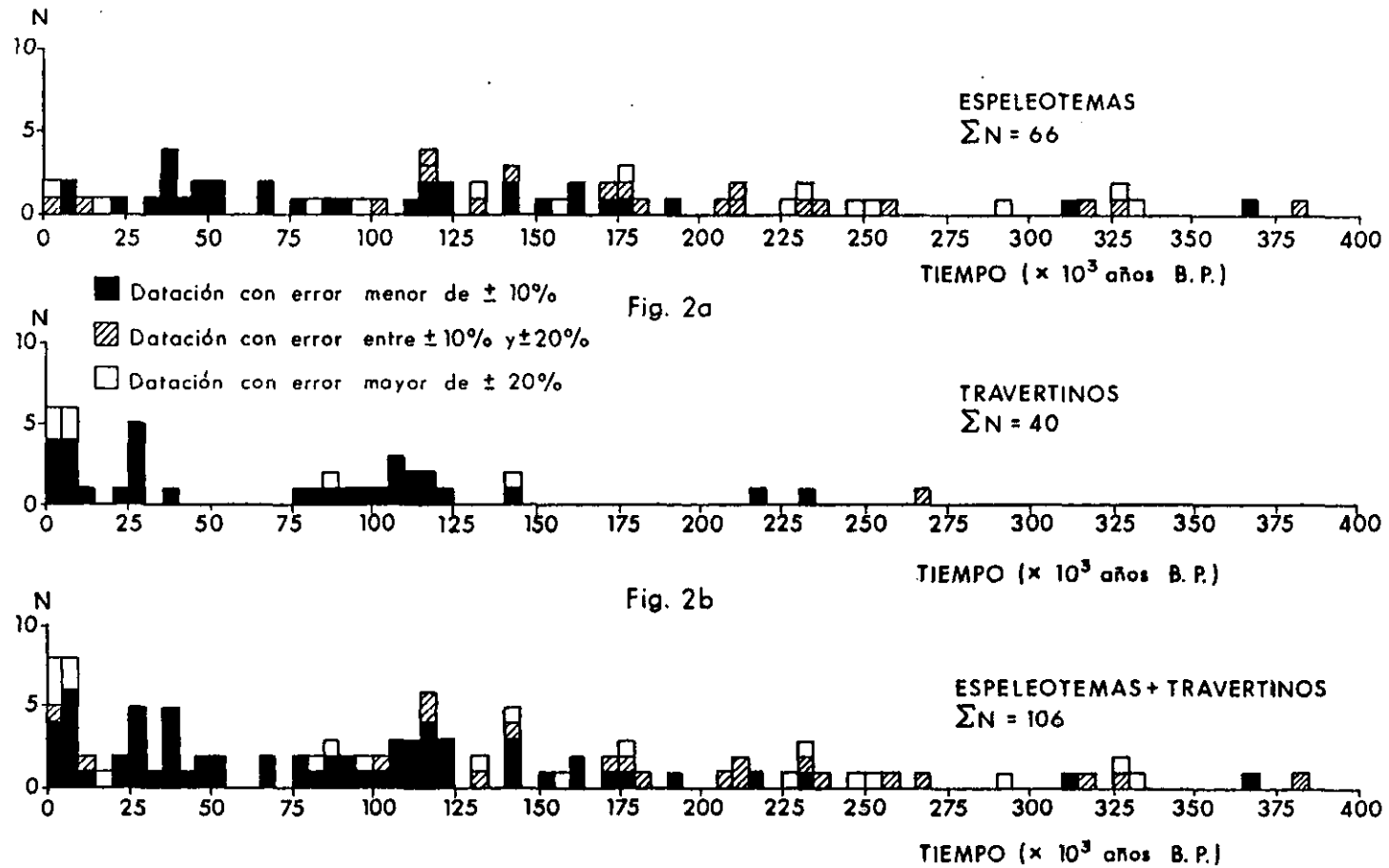


Figura 6.40 Histogramas de frecuencias de espeleotemas, travertinos y conjunto, de la Península Ibérica y Baleares (según Durán, 1989).

TRAVERTINOS (Península Ibérica y Baleares).

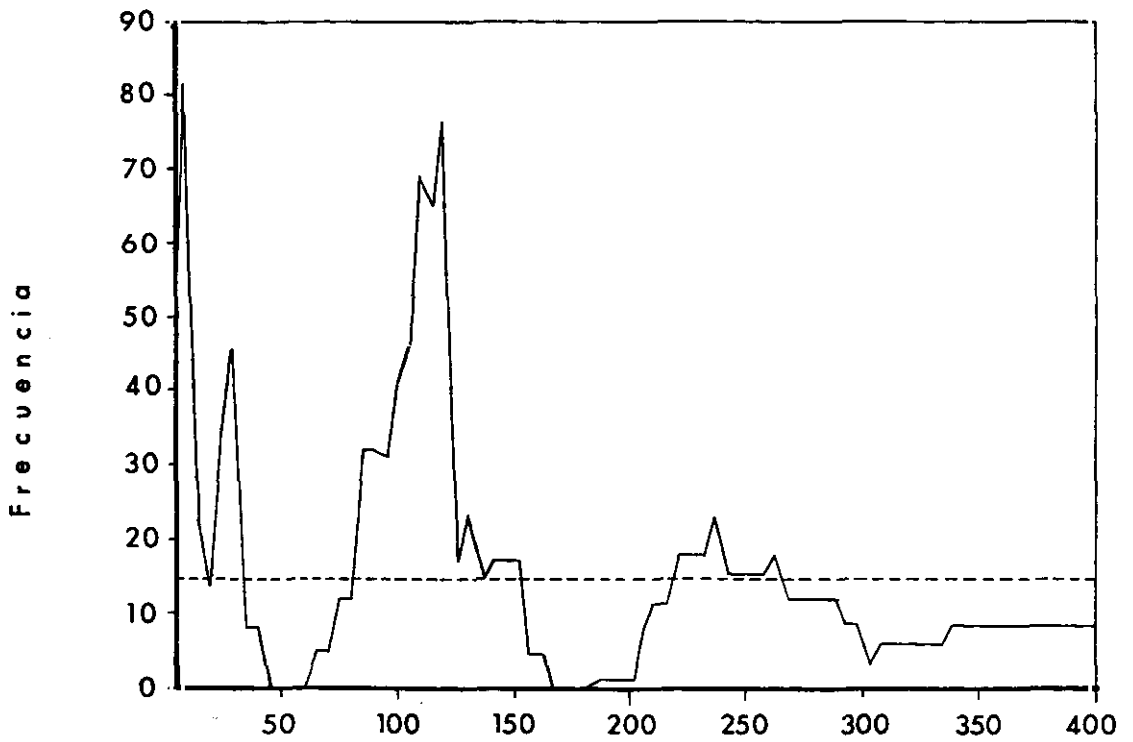


Figura 6.41

Distribución frecuencial de travertinos en la Península Ibérica, en los últimos 400.000 años (según Durán, 1989).

ESPELEOTEMAS (Península Ibérica y Baleares).

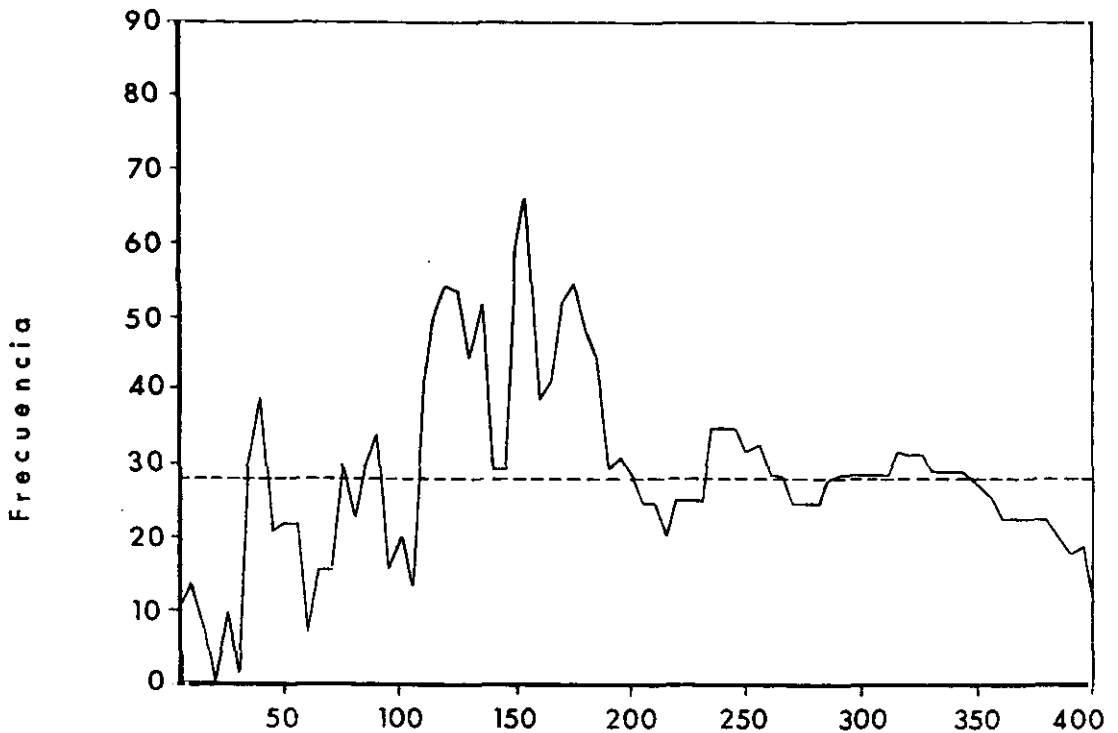


Figura 6.42

Diagrama de frecuencia de espeleotemas de la Península Ibérica y Baleares en los últimos 400.000 años (según Durán, 1989).

La Fig. 6.43 muestra las dos curvas frecuenciales anteriormente citadas superpuestas; a ambas se les ha añadido la resultante de su suma. El estadio 5 aparece así nítidamente como máximo absoluto. Si se observa la Fig. 6.44 en la que se han resaltado los periodos coincidentes de las dos curvas, puede verse que éstos momentos se sitúan hacia los estadios 7, parte del 6, el estadio 5, parte del 3 y del 2, y el estadio 1.

En la Fig. 6.45 se ha realizado una nueva representación frecuencial de los travertinos datados actualizada en relación con la anterior de la Fig. 6.38.

La Fig. 6.46 muestra sobre la curva frecuencial la situación temporal de las dataciones contempladas. Puede observarse la gran concentración de datos en los periodos más modernos (estadios 1, 2 y 3). Una notable concentración aparece igualmente en los estadios 5 y 7.

Esta curva ha sido suavizada en la Fig. 6.47 obteniéndose así la evolución de la tendencia global para la travertinización en la Península Ibérica durante los últimos 400.000 años. Se definen claramente tres grandes ciclos de travertinización que se detallan en las Figs. 6.48, 6.49 y 6.50.

En resumen, de la comparación de los datos de la provincia de Málaga con los del conjunto de la Península Ibérica, merece destacarse lo siguiente:

- El similar comportamiento de los travertinos, quizás sesgado por el gran número de dataciones en los edificios malagueños.
- La clara diferenciación en lo relativo a los espeleotemas: la curva de la Península Ibérica se encuentra desplazada hacia edades más antiguas en el entorno del máximo absoluto, centrándose éste en el estadio 6. Esta circunstancia apoya la interpretación del estadio isotópico 6 como un episodio anómalo en comparación con otros estadios de carácter frío. También el estadio isotópico 1 presenta diferencias netas, estando mucho más marcado en Málaga.



Figura 6.43 Diagrama de frecuencias de espeleotemas y travertinos datados de los últimos 400.000 años (según Durán, 1989).

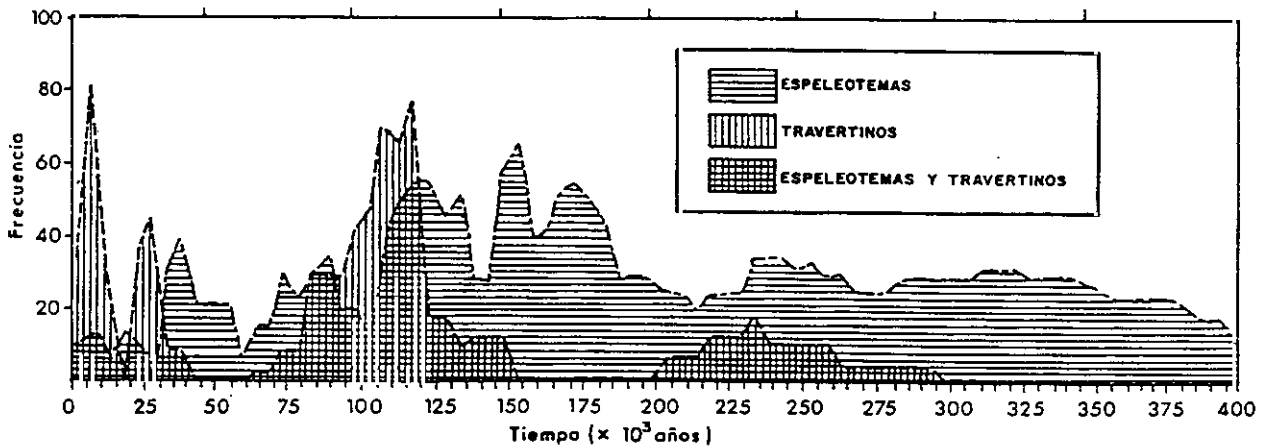


Figura 6.44 Interpretación de las curvas de frecuencias de espeleotemas y travertinos en España en los últimos 400.000 años.

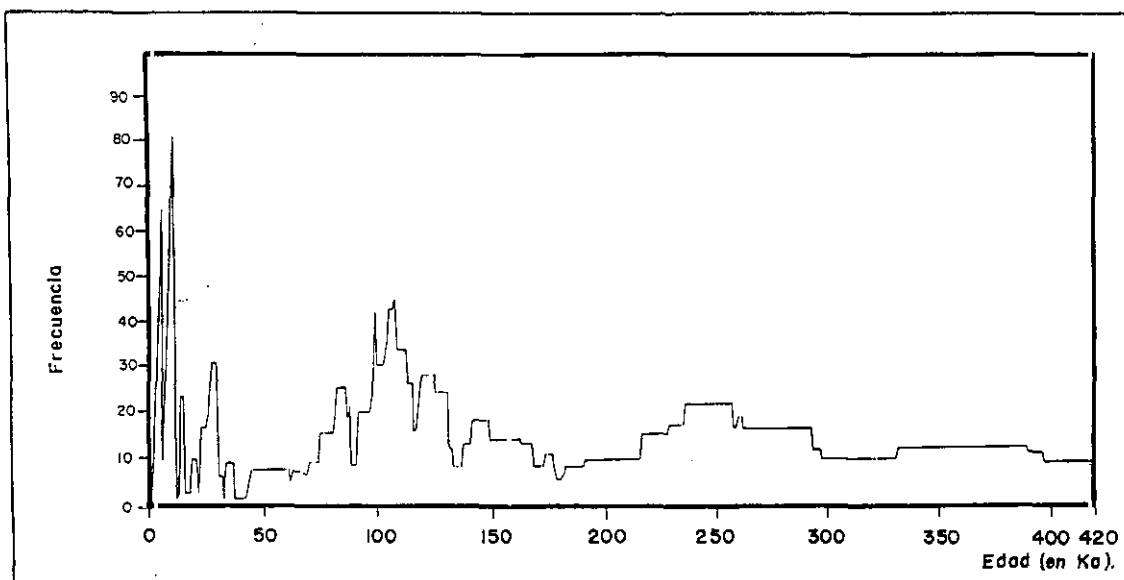


Figura 6.45 Diagrama de frecuencias de dataciones de travertinos en la Península Ibérica en los últimos 420.000 años.

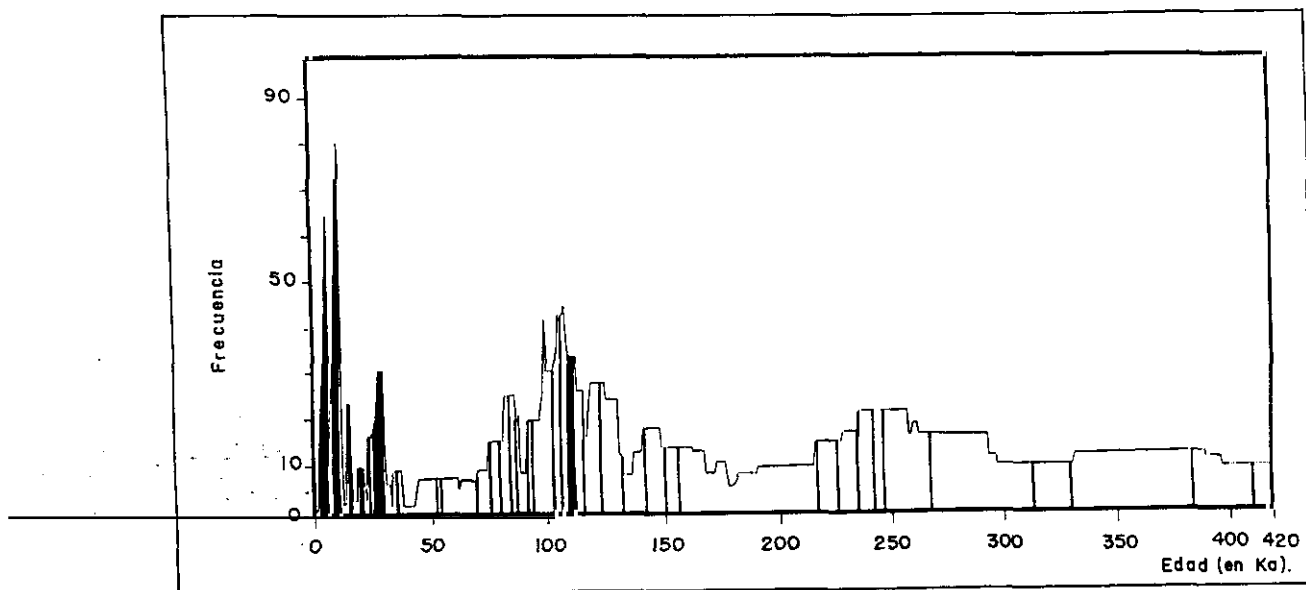


Figura 6.46 Diagrama de frecuencia de travertinos de la Península Ibérica en los últimos 420.000 años, con indicación de las dataciones absolutas (en trazos negros verticales).

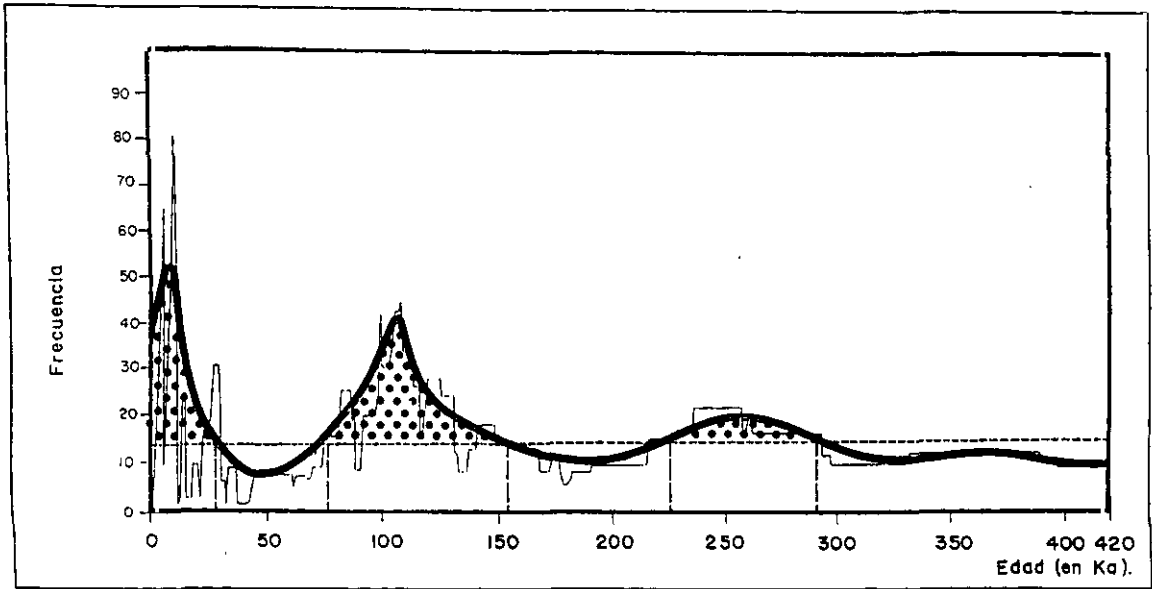


Figura 6.47 Grandes ciclos de travertinización en los últimos 420.00 años en la Península Ibérica.

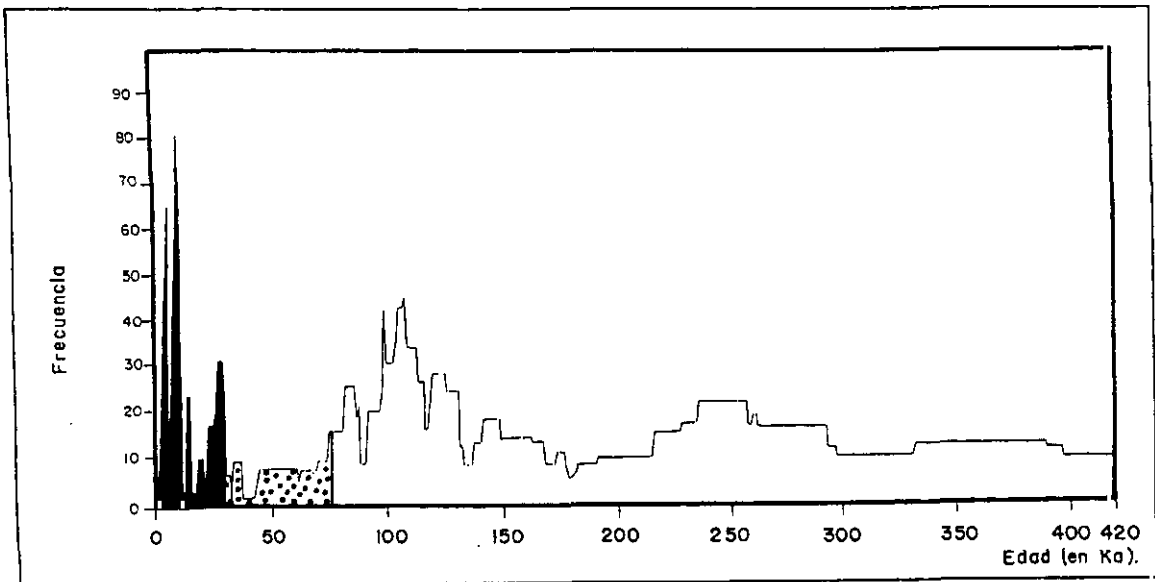


Figura 6.48 Ciclo de travertinización del Pleistoceno final-Holoceno.

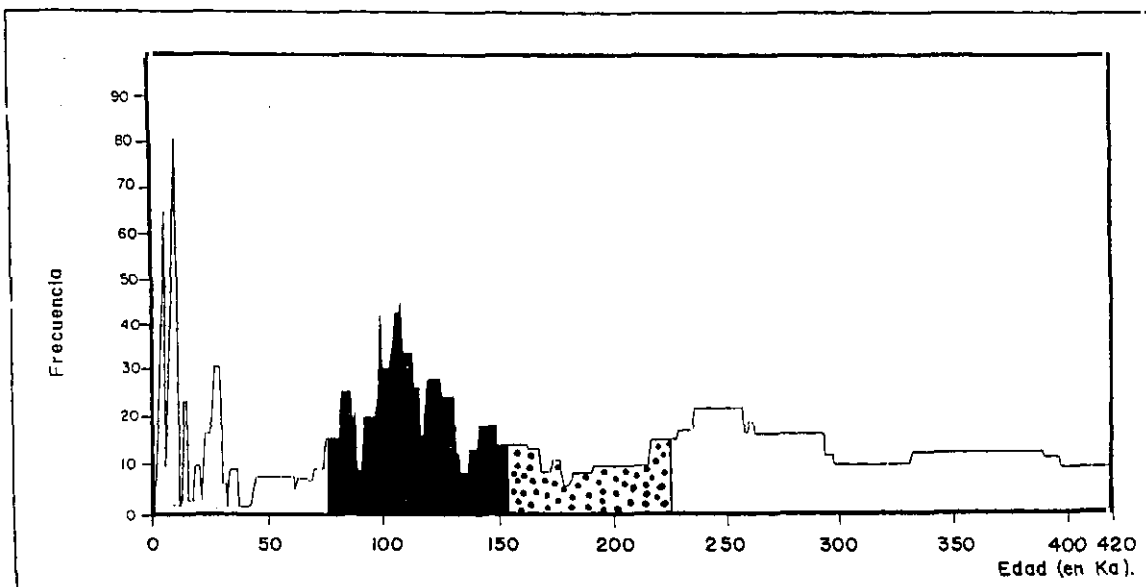


Figura 6.49 Ciclo de travertinización del tránsito Pleistoceno Medio -Superior.

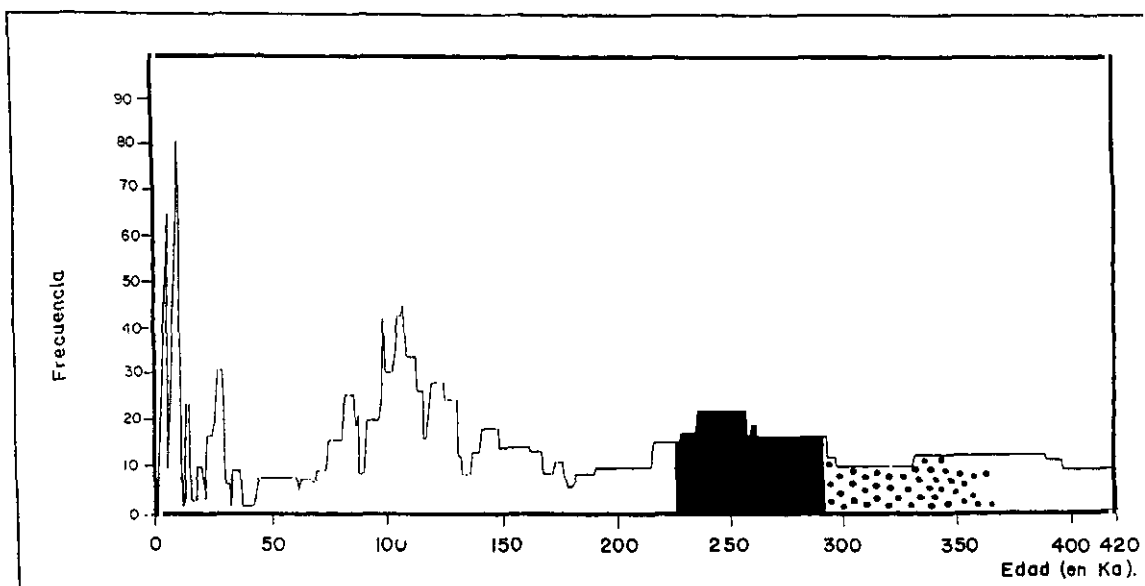


Figura 6.50 Ciclo de travertinización de 250.000 años BP.

Aunque están incluidos algunos de los análisis geocronológicos allí realizados en el ámbito anteriormente comentado, es preciso destacar las secuencias estudiadas por Henning *et al.* (1981) y Ginés y Ginés (1989) en algunas cavidades epifreáticas y su relación con las oscilaciones recientes del nivel del mar. Estos autores encuentran generaciones de espeleotemas de los estadios 7, 5 y 1 (Fig. 6.51), así como otros más antiguos.

En una región a caballo entre la Península Ibérica y el resto del continente europeo, Maire (1990) estudia la cronoestratigrafía de una serie de rellenos detríticos y químicos de la galería Aranzadi, en el sistema kárstico de La Piedra de San Martín (Fig. 6.52). Los espeleotemas datados allí se relacionan mayoritariamente con episodios cálidos: estadios 11, 9, 7, 5 y 3. Especialmente interesante es la presencia de edades correspondientes al estadio isotópico 6 y al inicio del estadio 2 en concordancia con lo que ocurre en el conjunto de la Península Ibérica y en la provincia de Málaga.

En lo relativo a travertinos, Maire (1990) ofrece un histograma (Fig. 6.53) confeccionado con 53 dataciones absolutas procedentes del ámbito del Mediterráneo y Oriente Medio. En él puede observarse una serie de estadios relativamente bien marcados 7, 5, 3 y 1. Los mínimos del estadio 4 y entre el estadio 3 y el 2 son notables, como lo es también la existencia de dataciones hacia finales del estadio 6.

6.6.2. De otras regiones

La primera comparación que conviene realizar es a escala global. Hennig *et al.* (1983) recopilaron 664 dataciones de localizaciones de espeleotemas y travertinos repartidos por todo el mundo. Los dividieron en dos zonas climáticas, siendo mayoritarias las dataciones de regiones frías y minoritarias las procedentes de zonas templadas o cálidas (Fig. 6.54). En ambos casos se marca un máximo absoluto de la curva de frecuencia en el estadio isotópico 5.

Gordon y Smart (1994) reinterpretan los datos de los autores anteriores

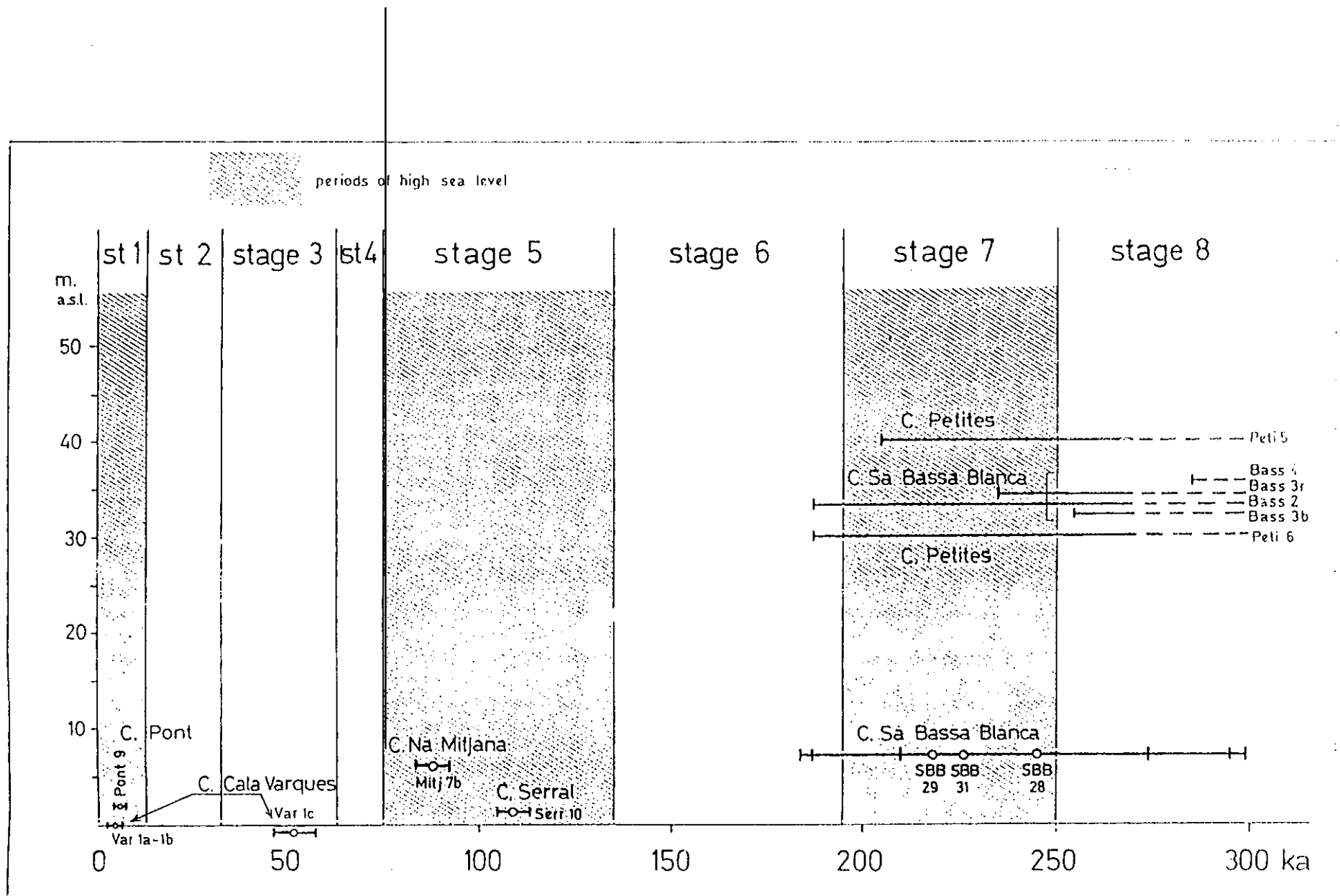


Figura 6.51

Dataciones absolutas en espeleotemas mallorquines, en relación con los estadios isotópicos y los periodos de altos niveles del mar (Ginés y Ginés, 1989).

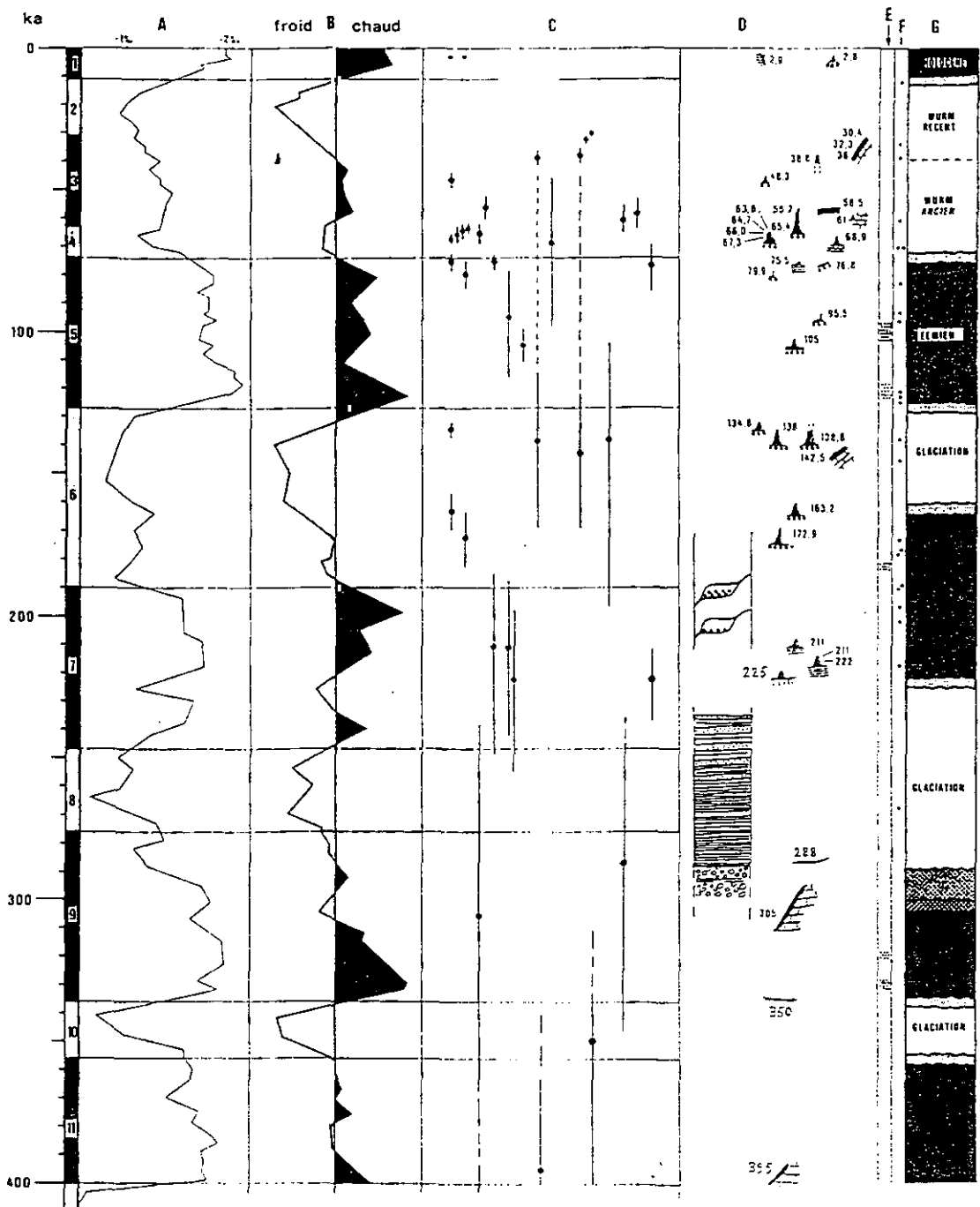


Figura 6.52 Cronostratigrafía de los rellenos detríticos de la galería Aranzadi (Piedra de San Martín) y dataciones de espeleotemas (según Maire, 1990).

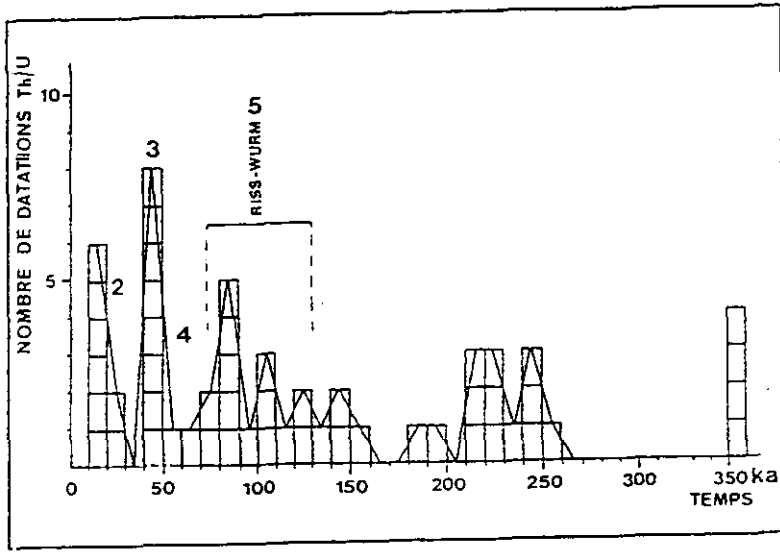


Figura 6.53 Histograma de frecuencias de travertinos mediterráneos y del Oriente Medio (según Maire, 1990).

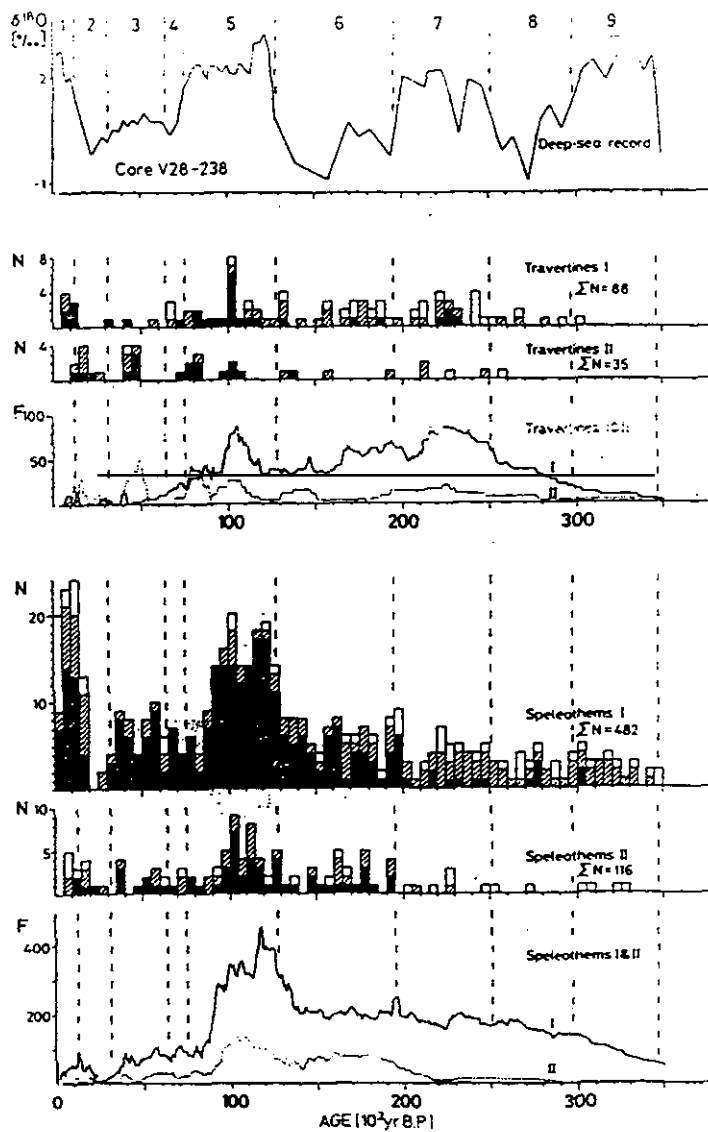


Figura 6.54

Histogramas (N) de dataciones mediante series de Uranio de espeleotemas y travertinos subdivididos en dos zonas climáticas, I y II, de acuerdo con la clasificación de Troll (1964). Los cuadrados negros representan dataciones con errores menores de $\pm 10\%$. Los cuadrados rayados oblicuos, dataciones con errores entre ± 10 y $\pm 20\%$. Los cuadrados en blanco, dataciones con errores mayores de $\pm 20\%$. El registro de isótopos del Oxígeno del sondeo V28-238 (Shackleton y Opdyke, 1973) (arriba) se muestra como comparación con las frecuencias de edad de los carbonatos cuaternarios (tomado de Hennig *et al.*, 1983).

correspondientes a los espeleotemas de las regiones frías, encontrando máximos frecuenciales en los estadios 1, 5 y 3, de mayor a menor importancia (Fig. 6.55). Idéntico comportamiento encuentran Gewalt y Ek (1988) tratando independientemente los mismos datos, con la incorporación de algunos propios (Fig. 6.56). Es destacable el hecho de que estos autores localicen temporalmente el mínimo de su curva en el límite entre los estadios 3 y 2. Por el contrario, en Málaga éste mínimo está claramente desplazado hacia los últimos momentos del estadio 2. Parece que el momento de máximo frío se dio más tarde en estas latitudes.

En América del Norte el histograma confeccionado por Maire (1990) (Fig. 6.57) reúne 131 dataciones de espeleotemas, muy repartidas a lo largo de los últimos 200.000 años, con máximos en los estadios 1 y 5. El estadio 6 presenta una notable cantidad de dataciones. Gascoyne (1981) agrupa en el histograma de la Fig. 6.58 numerosos espeleotemas datados del noroeste de Inglaterra, que dibuja máximos en los estadios 7, 5, 3 y 1. En las cavidades belgas, Gewalt y Ek (1988) datan 51 espeleotemas mediante el método de Th/U. El diagrama de frecuencias observable en la Fig. 6.59 presenta un máximo absoluto en el estadio isotópico 1 y sendos máximos relativos en el 5 y en el 3. Por último, el histograma de travertinos de Europa Central confeccionado por Maire (1990) con 112 dataciones muestra dos máximos netos hacia los estadios 5 y 7, y sendos mínimos en los estadios 2, 3 y la segunda mitad del 6. Un máximo relativo destacado se encuentra hacia 170-180 ka (Fig. 6.60).

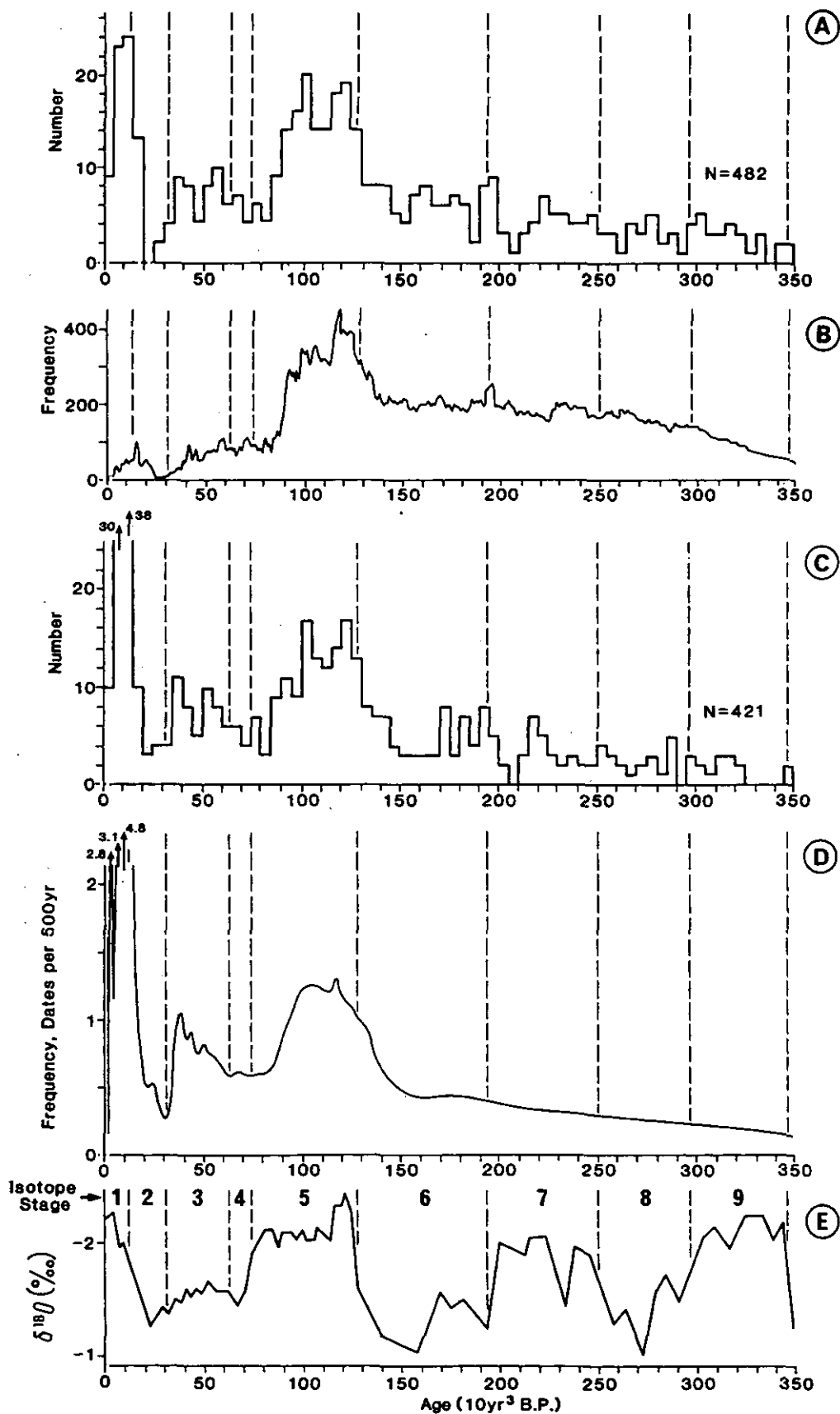


Figura 6.55 Reelaboración de la curva de dataciones de espeleotemas de la Zona I del trabajo de Henning *et al.* (1983). A y B, datos de estos autores; C y D, datos de Gordon y Smart (1994); E, registro isotópico oceánico.

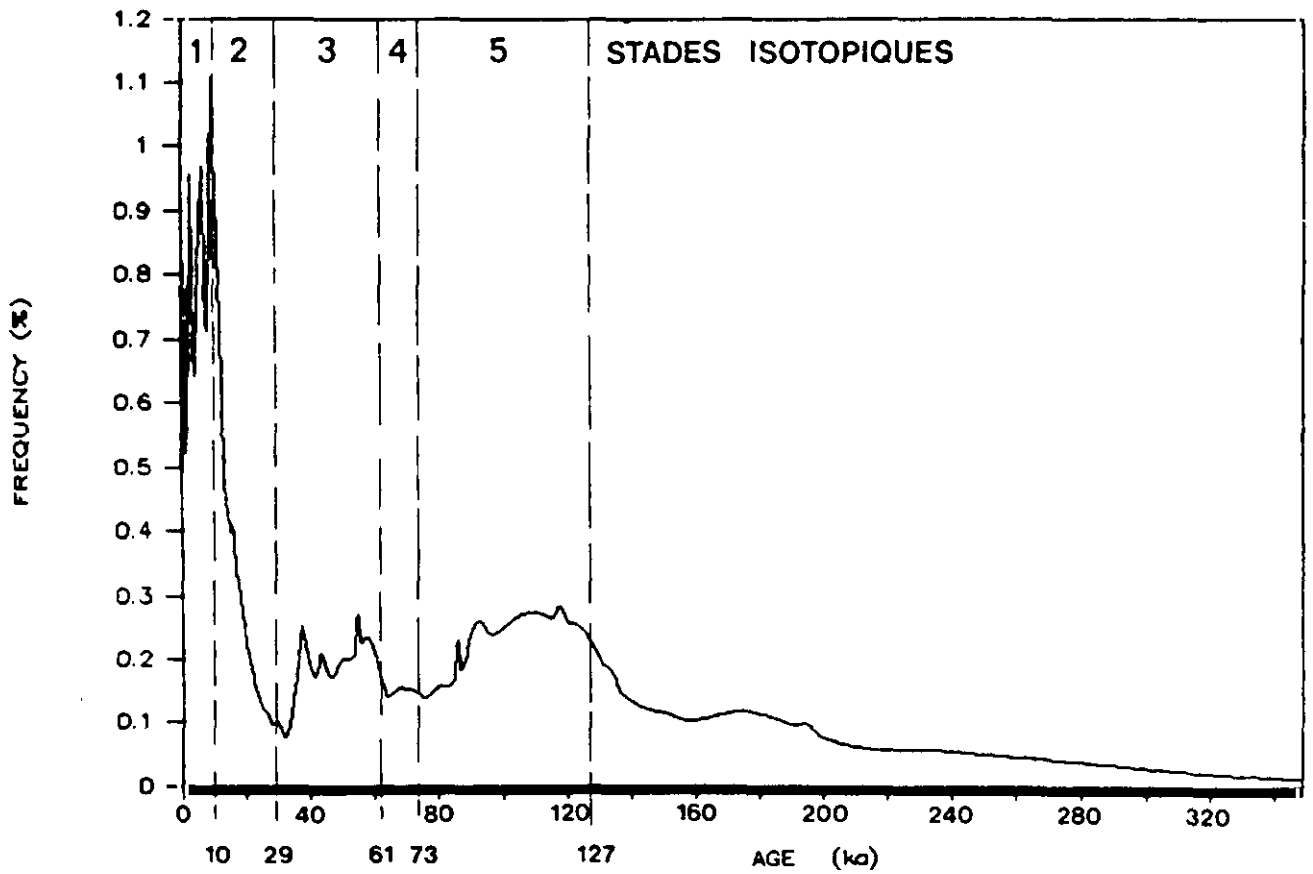


Figura 6.56 Curva de frecuencias de espeleotemas de la Zona I del trabajo de Henning *et al.* (1983), reelaborada por Gewel y Ek (1988).

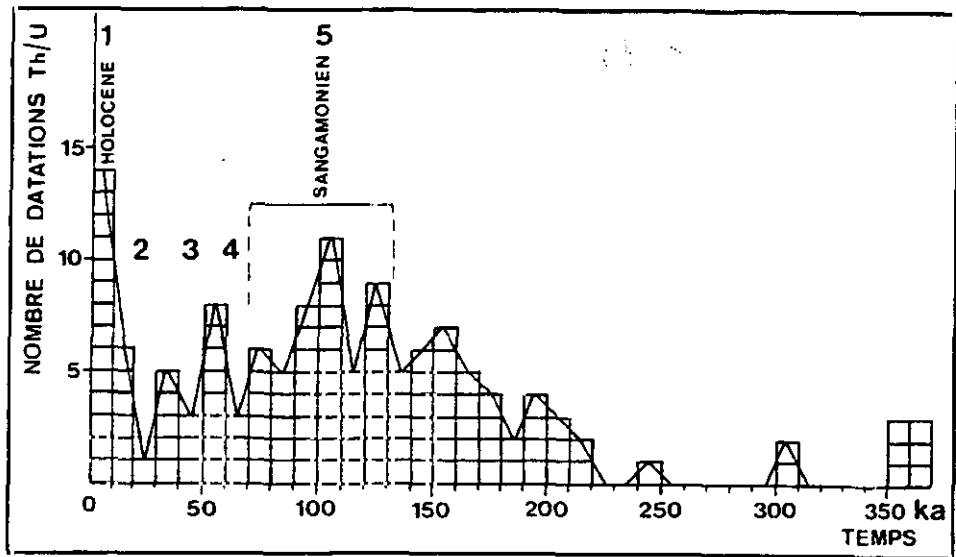


Figura 6.57 Histograma de frecuencias de dataciones de espeleotemas de Estados Unidos (según Maire, 1990).

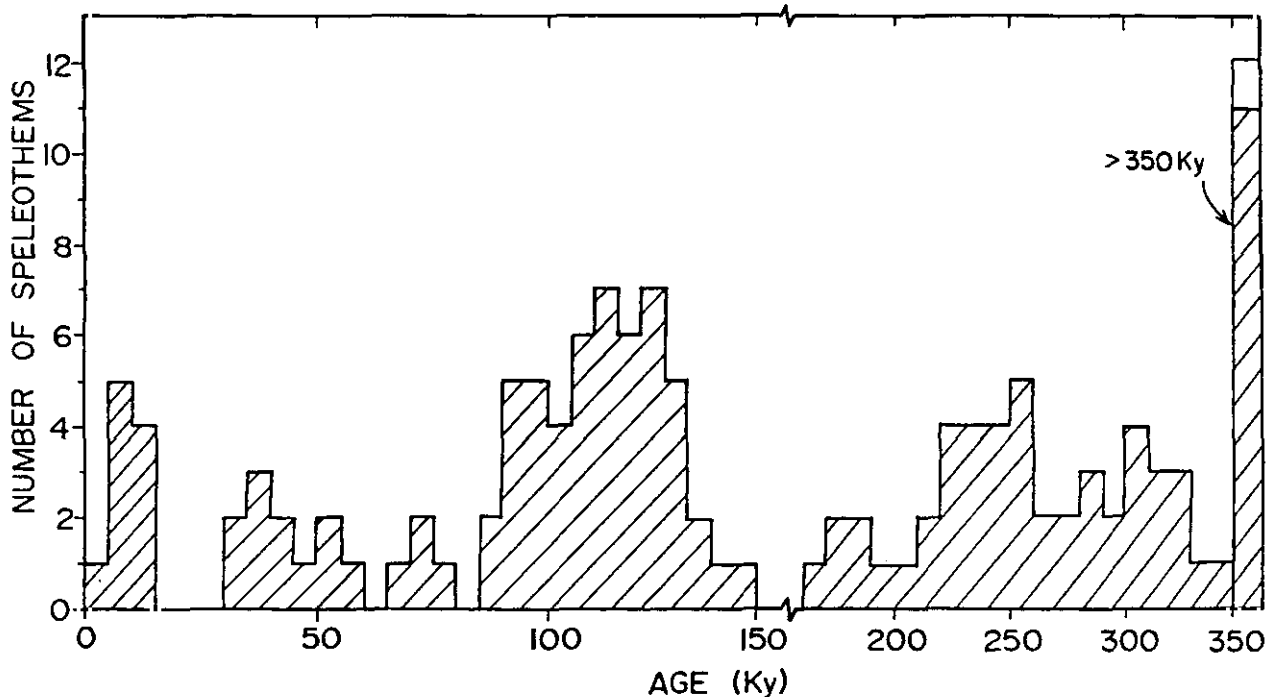


Figura 6.58 Histograma de frecuencias de espeleotemas del noroeste de Inglaterra (según Gascoyne, 1981).

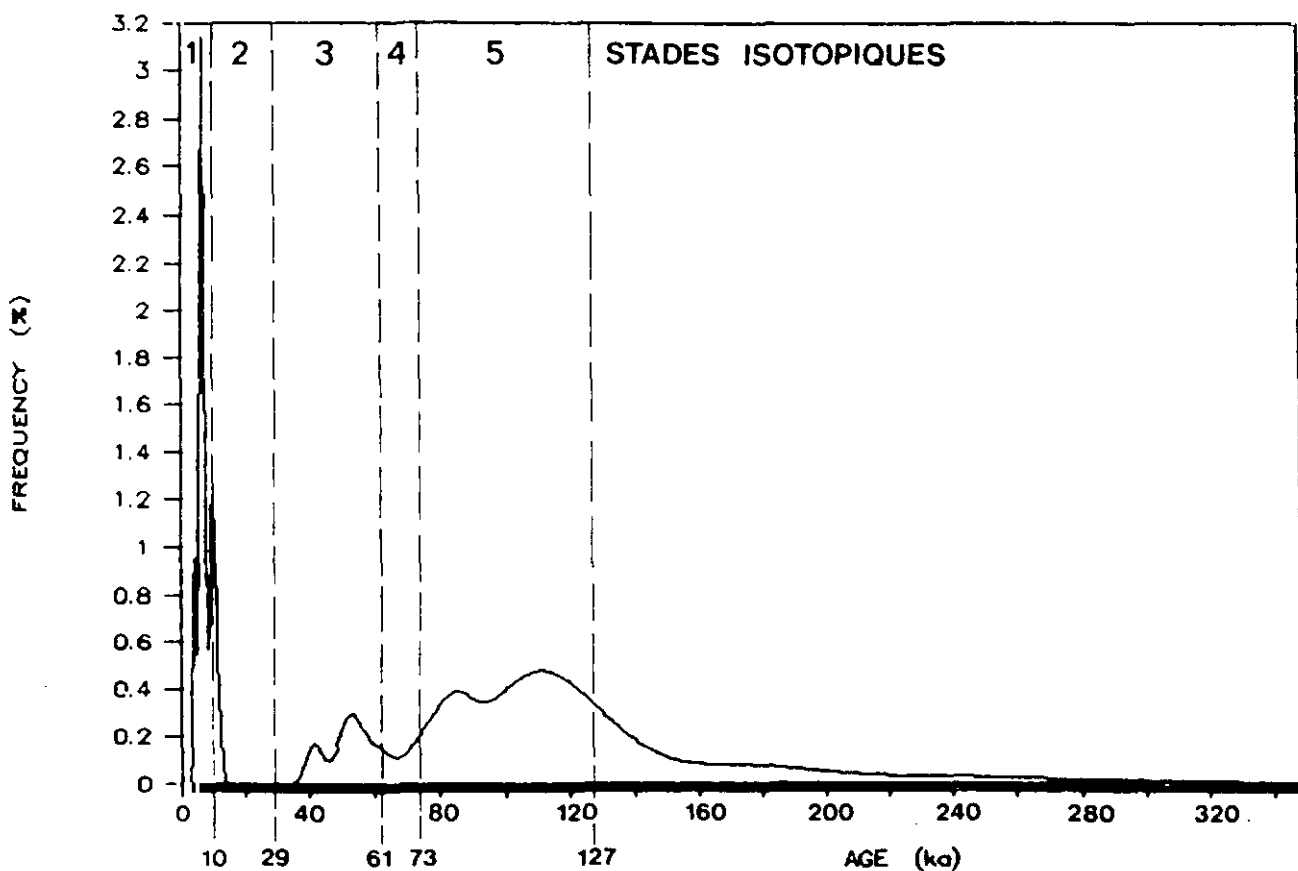


Figura 6.59 Curva de frecuencias de dataciones Th/U de concreciones estalagmíticas de cuevas belgas (51 dataciones). (según Gewalt y Ek, 1988).

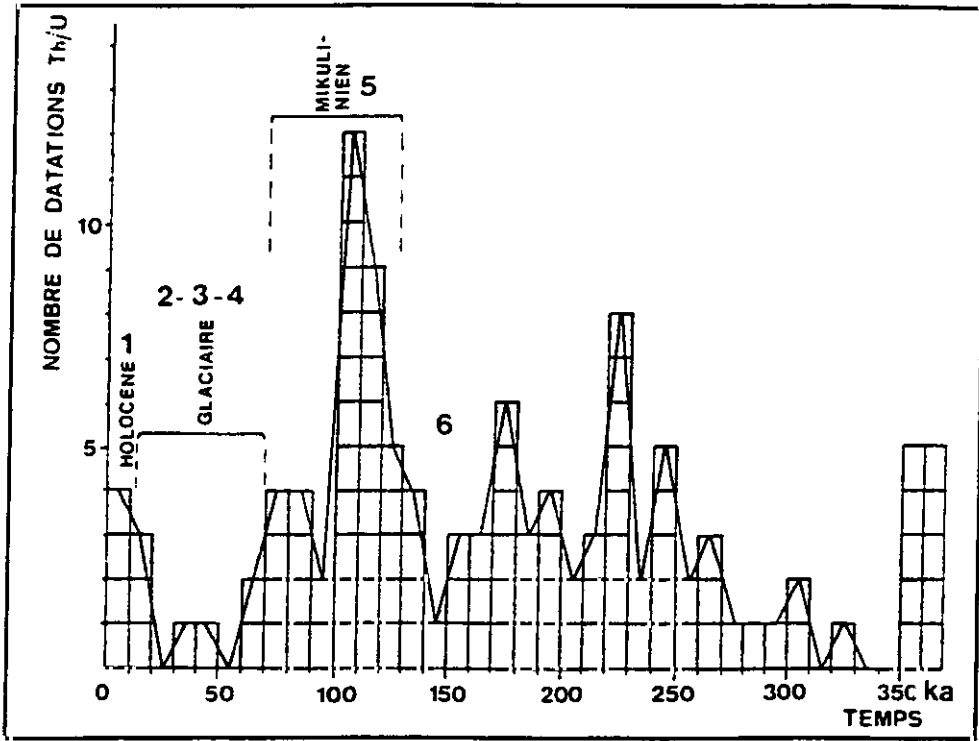


Figura 6.60 Histograma de frecuencias de travertinos de Europa Central (según Maire, 1990).

7. Isótopos estables en carbonatos

El estudio de las diferentes relaciones isotópicas en los carbonatos sólidos constituye una herramienta del máximo interés para la interpretación ambiental de depósitos en los que estos compuestos son mayoritarios. Este es el caso de los depósitos kársticos por excelencia, los espeleotemas y los travertinos. Con anterioridad, se han acotado temporalmente los periodos favorables al crecimiento de estos depósitos. Ahora se trata de caracterizar estos periodos, a través de las huellas isotópicas presentes en los carbonatos. Estas huellas, en el caso más favorable de depósitos en equilibrio isotópico entre la solución y el precipitado, pueden ser traducidas en términos de información ambiental del momento de su formación.

7.1. Introducción

Schwarcz (1986) y Turi (1986), en sendos trabajos, han sentado las bases del estudio de la geoquímica de isótopos estables de espeleotemas y travertinos, respectivamente. Ambos autores coinciden en afirmar que los isótopos estables del Carbono y del Oxígeno son particularmente interesantes para la obtención de informaciones diversas de los carbonatos, sobre la génesis ó sobre las condiciones ambientales de su depósito. No son, sin embargo, los únicos elementos cuya composición isotópica es de interés; el azufre, el plomo ó el estroncio pueden aportar información igualmente valiosa.

Un trabajo reciente que merece destacarse especialmente es la Tesis Doctoral de Jiménez de Cisneros (1994), sobre la geoquímica de carbonatos relacionados con etapas de emersión. En ella se describen con precisión los fundamentos teóricos de los isótopos, y se analizan con detalle secuencias de travertinos y espeleotemas cuaternarios, así como de carbonatos marinos asociados a secuencias de somerización y al paleokarst mesozoico de la Cordillera Bética. Esta autora realiza igualmente unos modelos genéticos, desde el punto de vista geoquímico e isotópico, de los distintos carbonatos estudiados, cuya aplicación resulta de gran utilidad.

7.2. Métodos utilizados

Los métodos utilizados han sido los correspondientes al análisis de los isótopos del Carbono y del Oxígeno sobre todas las muestras sólidas estudiadas. Se han realizado sobre muestras de laboratorio totales, previa molturación de una pequeña cantidad de las muestras de campo. Aquellas han sido analizadas posteriormente en los laboratorios del SIDI de la Universidad Autónoma de Madrid y en el de Isótopos Estables de la Agencia de Energía Atómica de Viena, utilizando en ambos casos patrones de este último laboratorio, posteriormente normalizados. La metodología analítica seguida ha consistido en la gasificación de las muestras y su análisis en un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas. La reproductibilidad de los resultados para 1σ se encuentra tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como en $\delta^{13}\text{C}$ dentro de $\pm 0,1\text{‰}$.

7.2.1. Isótopos del Carbono

El Carbono posee dos isótopos estables: el ^{12}C y el ^{13}C . El primero es absolutamente mayoritario, alcanzado un porcentaje del 98,98%. Otro isótopo inestable del Carbono (^{14}C) es utilizado para las dataciones absolutas. La relación entre ambos isótopos estables ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) es la medida de la composición isotópica del carbono de un material. Se expresa comúnmente mediante la notación convencional δ , expresada en tanto por mil (‰), que se define como:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{muestra}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{patrón}}} - 1 \right) \cdot 1000 \right] \text{‰}$$

Es decir, es la relación existente entre la diferencia de la composición isotópica de la muestra analizada y el patrón, y la composición isotópica del propio patrón. El patrón utilizado normalmente para el carbono es el PDB, iniciales de *Belemnitella americana* de la *Pee Dee Formation* (Carolina del Sur, EEUU), establecido por Craig en 1957 (en Turi, 1986), aunque habitualmente se utilizan patrones propios, y posteriormente los resultados se expresan normalizados respecto al PDB. El interés del estudio de la composición isotópica del Carbono radica en que los valores del $\delta^{13}\text{C}$ son buenos indicadores de la procedencia original del carbono que ha originado los carbonatos que se analizan (orgánico ó inorgánico,

y en el primer caso, del tipo de vegetación dominante).

7.2.2. Isótopos del Oxígeno

El Oxígeno presenta en la naturaleza tres isótopos estables: el ^{16}O , el ^{17}O y el ^{18}O . El más abundante es el ^{16}O , que alcanza el 99,76%. De entre los dos minoritarios, el ^{16}O es cinco veces más abundante que el ^{17}O (0,2% frente a 0,04%), por lo que para expresar la composición isotópica del oxígeno se utiliza la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Esta relación se expresa, al igual que el carbono, con la notación δ , en ‰, definida como:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{muestra}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{patrón}}} - 1 \right) 1000 \right] \text{‰}$$

El patrón que se utiliza para el Oxígeno en el caso de carbonatos sólidos es igualmente el PDB. Para carbonatos disueltos, es más comúnmente utilizado otro patrón: el SMOW (*Standard Mean Ocean Water*); ambos se relacionan mediante las ecuaciones:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = 1,03086 \delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) + 30,86$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) = 0,97006 \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) - 29,94$$

En este trabajo se utiliza siempre el patrón PDB.

El interés fundamental del estudio de la composición isotópica del Oxígeno en los carbonatos es la posibilidad de utilizar esta como un geotermómetro (Bowen, 1966), aunque difícilmente se dan las condiciones óptimas para el conocimiento de la palotemperatura absoluta. Si pueden establecerse con relativa facilidad la existencia de variaciones de temperatura y el rango de las mismas. En el caso óptimo de equilibrio isotópico y conocimiento de la composición isotópica del fluido original, la paleotemperatura puede ser calculada mediante la fórmula de Shackleton y Kennett (1975) (en Jiménez de Cisneros, 1994):

$T (^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 (\delta_c - \delta_w) + 0,1 (\delta_c - \delta_w)^2$, donde δ_c y δ_w son las composiciones isotópicas del carbonato y del agua, respectivamente.

Existen otras fórmulas establecidas por diversos autores, para materiales específicos (p.e. aragonito), ó para estaciones de medida costeras y continentales, habida cuenta de la existencia de numerosos factores que pueden alterar la señal isotópica primaria de un carbonato (contenido en magnesio, salinidad, tipo de organismos en el caso de carbonatos biogénicos, efectos latitudinales y altitudinales, entre otros).

7.3. Resultados de isótopos estables en travertinos

Se ofrecen a continuación los resultados de los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ realizados sobre muestras de travertinos. En total se han efectuado 25 determinaciones de ambas relaciones isotópicas, en muestras recolectadas en 10 localidades, de la Sierra de Mijas por un lado y de las sierras de Alhama, Tejeda y Almijara por otro. La inmensa mayoría de los análisis (24) se han realizado sobre muestras con dataciones absolutas. En dos de las localidades se han llevado a cabo análisis secuenciados sobre una misma lámina de crecimiento, para investigar si el depósito había tenido lugar ó no en condiciones de equilibrio isotópico.

Por otra parte, se han recopilado otras 55 determinaciones realizadas en otras investigaciones, de las cuáles prácticamente todas pertenecen a los travertinos de Tolox-Yunquera-Jorox.

7.3.1. Los travertinos de Tolox-Yunquera-Jorox

En este ámbito las únicas determinaciones disponibles son las realizadas por Baretino (1994). Constituyen una serie muy numerosa repartida en varias secuencias de muestras en diferentes edificios travertínicos, de entre los estudiados y datados por Delannoy *et al.*, (1993). Son un total de 53 análisis, de los cuales 32 corresponden a muestras cuya edad se desconoce con precisión (> 350.000 B.P.); 18 son del estadio isotópico 5; 1 del estadio 2; y 2 holocenas.

Los resultados del conjunto se han representado en la Fig. 7.1. Los valores no presentan excesiva dispersión, sobre todo en el $\delta^{18}\text{O}$. Este varía entre -6,786 para una muestra del estadio 5 y -4,235 para otra de una antigüedad mayor de 350.000 años. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -10,478 y - 5,707, ambos resultados en muestras del estadio isotópico 5. En el gráfico puede verse que existe una cierta tendencia paralela al eje del $\delta^{13}\text{C}$ en la distribución de los puntos correspondientes a los análisis.

7.3.2. Los travertinos de la Sierra de Mijas

Corresponden a siete edificios travertínicos diferentes de las vertientes norte (Alhaurín el Grande, Alhaurín de la Torre y Churriana), este (una masa travertínica) y sur (Mijas, Benalmádena y Torremolinos) de la Sierra de Mijas. Las determinaciones totalizan 12 análisis, realizados en muestras de los estadios isotópicos 7 (cuatro muestras), 5 (cinco muestras), y 2 (dos muestras), así como en una muestra de edad indeterminada (> 350.000 B.P.).

La representación gráfica de los valores obtenidos se encuentra en la Fig. 7.2 . Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre -7,77 (estadio 2) y -5,01 (estadio 7) y los de $\delta^{13}\text{C}$ entre -10,99 (> 350 ka) y -7,59 (estadio 2). El diagrama muestra una fuerte concentración de los puntos, pese a la diversidad geográfica de las muestras.

7.3.3. Los travertinos de las sierras de Alhama y Almijara

Comprenden tres localidades distintas: Mesa de Zalia (Sierra de Alhama), Río de La Miel y Maro (Sierra Almijara). Los análisis isotópicos realizados han sido 13, sobre 5 muestras de los travertinos del Río de la Miel (estadio isotópico 7), 6 muestras de los travertinos de la Mesa de Zalia (estadio isotópico 5) y 2 muestras de Maro (estadio isotópico 3).

La Fig. 7.3. ofrece la representación gráfica del conjunto de las determinaciones . Las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre -6,23 (estadio 7) y -7,87 (estadio 3), mientras que las del

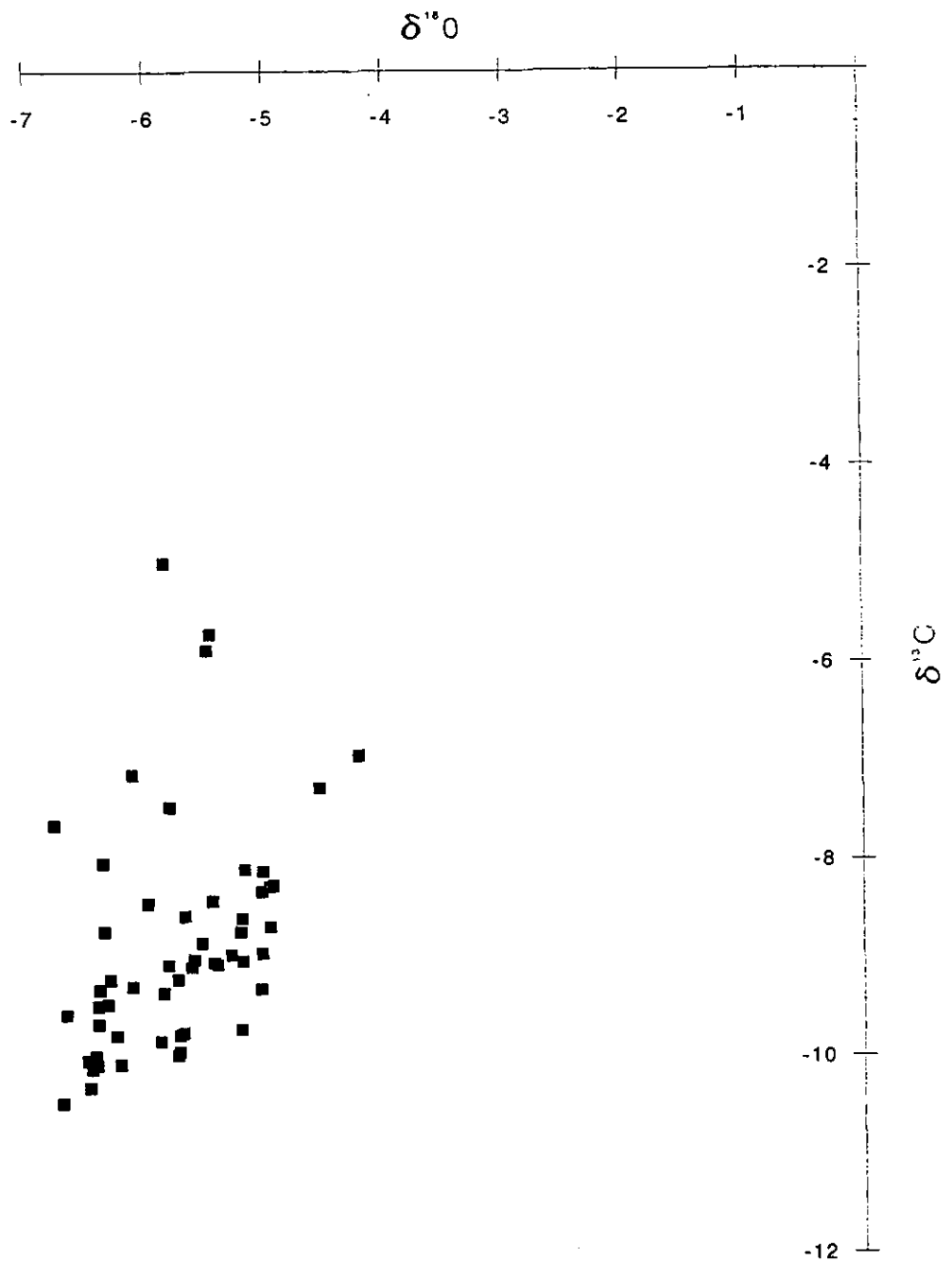


Figura 7.1 Representación gráfica de la composición isotópica de los travertinos de Tolox, Yunquera y Jorox (los datos analíticos proceden de Baretino, 1994).

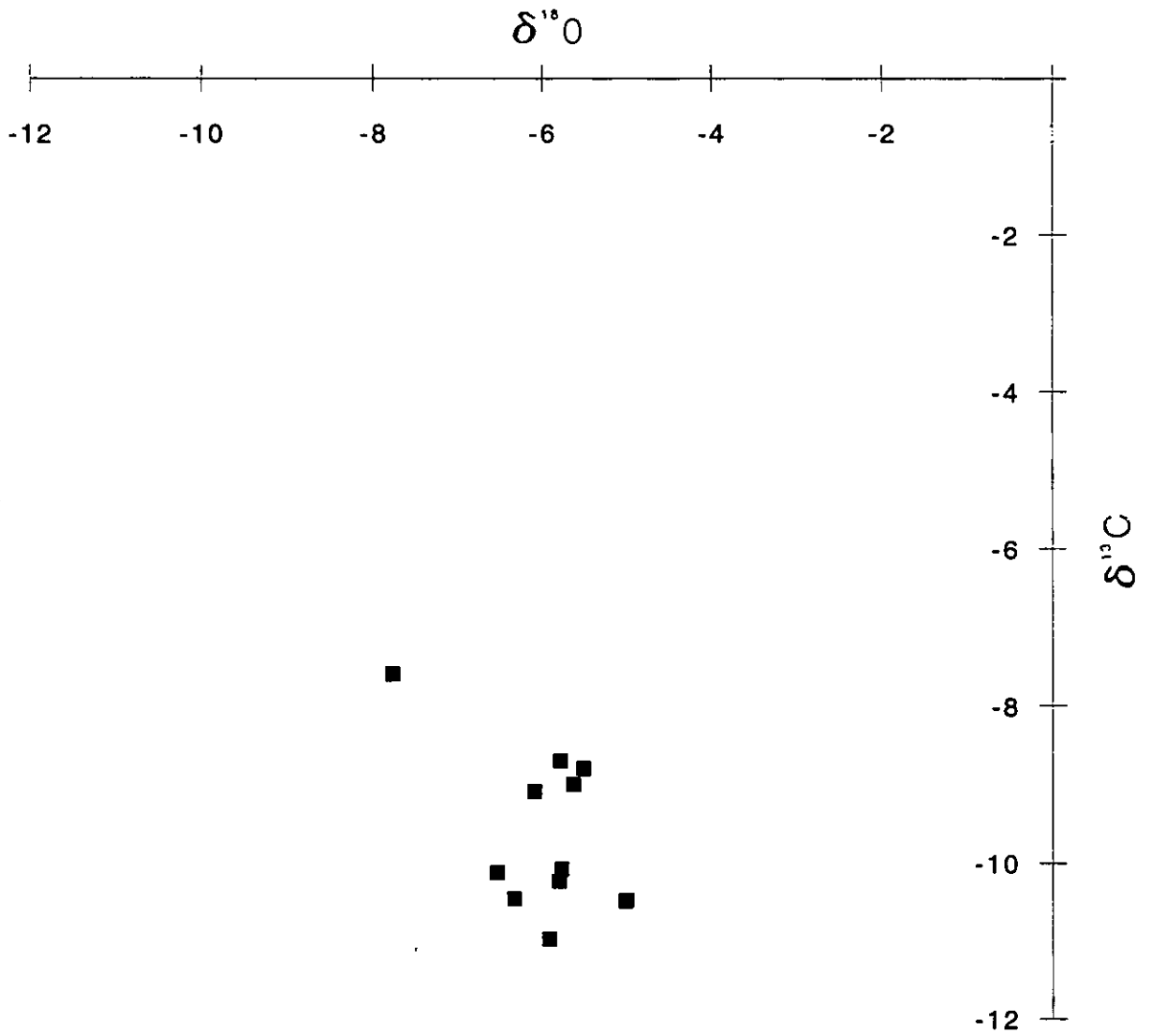


Figura 7.2 Representación gráfica de la composición isotópica de los travertinos de la Sierra de Mijas.

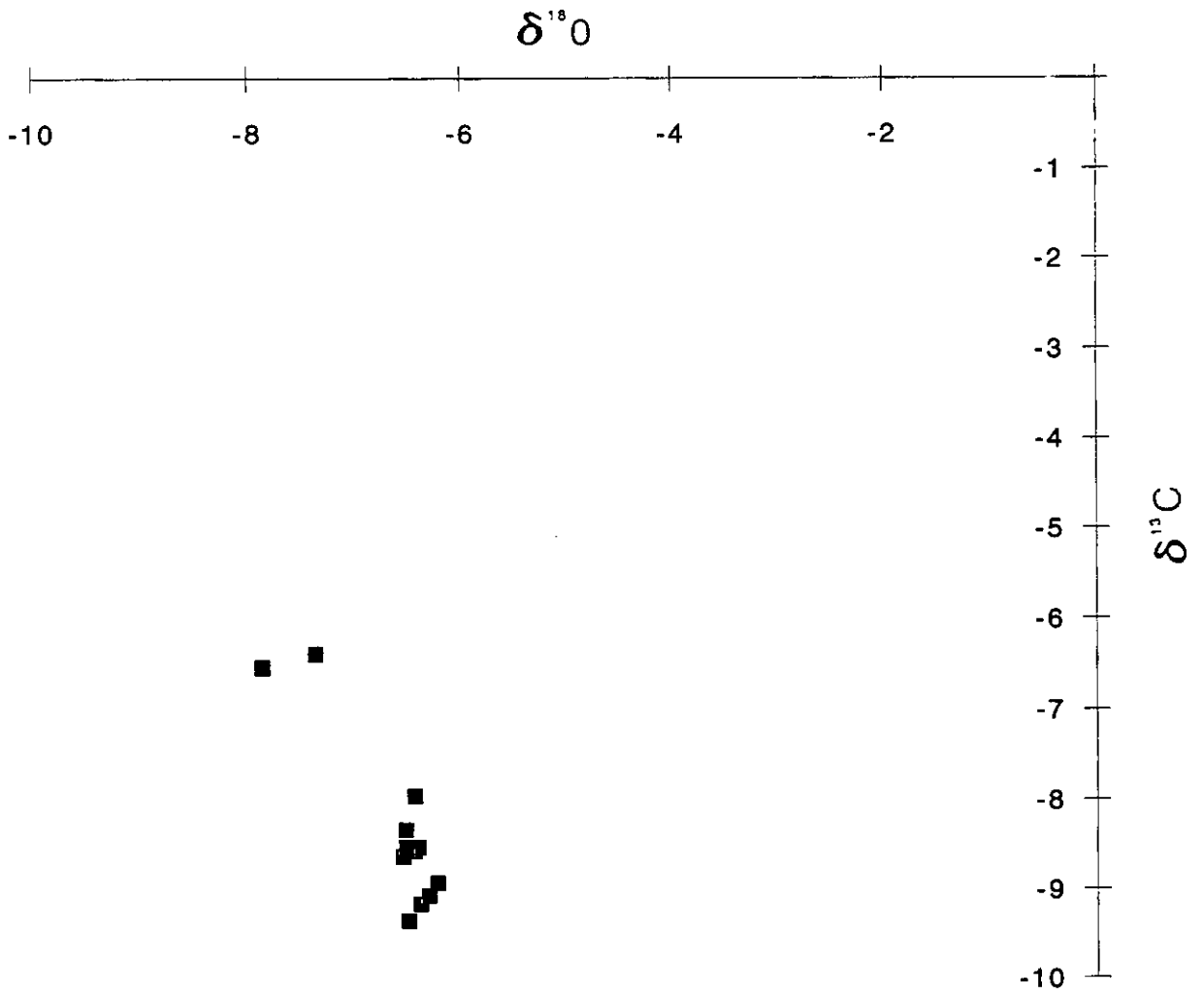


Figura 7.3 Representación gráfica de la composición isotópica de los travertinos de las sierras de Alhama y Tejeda-Almijara.

$\delta^{13}\text{C}$ lo hacen entre -6,40 (estadio 7) y -9.36 (estadio 7).

Con el objeto de averiguar si estos travertinos se habían depositado en equilibrio isotópico, se realizaron dos series de determinaciones sobre una misma capa de depósito en una muestra del Río de la Miel y en otra de la Mesa de Zalia. Los análisis, reflejados en las Figs. 7.4 y 7.5, respectivamente, reflejan la inexistencia de equilibrio en el primer caso y la existencia del mismo en el segundo. Esta deducción proviene del paralelismo de las curvas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, en el primer caso y el comportamiento diferencial (no paralelo en las curvas) en el segundo caso (Schwarz, 1986).

La falta de equilibrio de los travertinos del Río de la Miel puede ser debida a efectos cinéticos (evaporación y/o desgasificación rápida) por haberse muestreado las facies de cascada del edificio travertínico. En este caso, por tanto, no serán válidos los datos de $\delta^{18}\text{O}$ para el cálculo de paleotemperaturas, ni para unos posibles interpretaciones paleoclimáticas, al encontrarse el sistema original en desequilibrio.

7.4. Resultados de los análisis de isótopos estables en espeleotemas

A continuación se exponen los resultados de los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ realizados sobre muestras de espeleotemas. Se han efectuado un total de 39 determinaciones de las relaciones isotópicas de ambos elementos; las muestras recolectadas proceden de 7 localidades diferentes (cavidades de la Sierra de Líbar, Sierra de Mijas, Cantales y Sierra Almirajara). La mayor parte de los análisis (35) se han llevado a cabo sobre muestras en las que también se han realizado dataciones absolutas. En una cavidad se han realizado análisis seriados a lo largo de la misma capa de una estalagmita para confirmar la existencia de equilibrio isotópico durante el depósito. Además, se ha tenido en cuenta la existencia de otras 70 determinaciones procedentes de investigaciones anteriores de otros autores en una de las cavidades estudiadas (Cueva de Nerja).

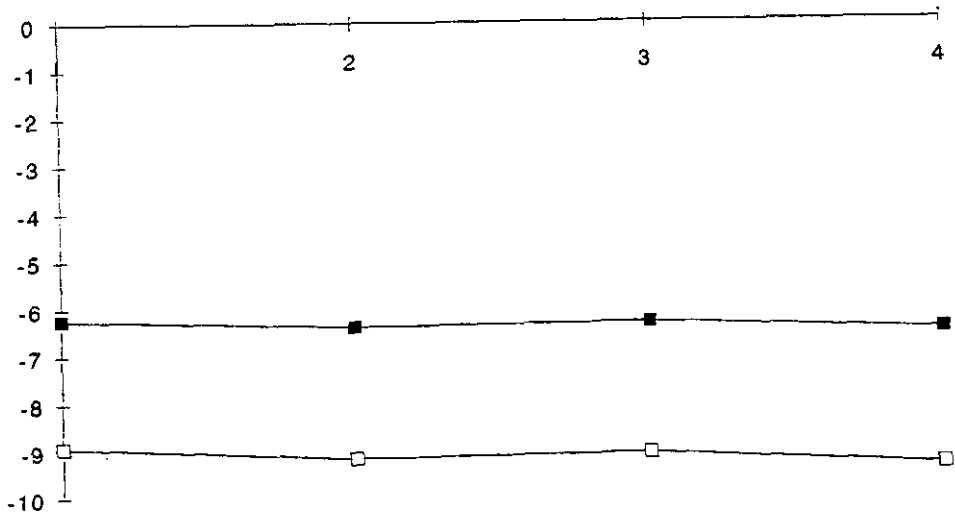


Figura 7.4 Análisis seriados en una misma capa de depósito de los travertinos del Río de la Miel. En cuadrados negros, el ^{18}O y en cuadrados blancos, el ^{13}C . Obsérvese el total paralelismo de las curvas, indicativo de la no existencia de equilibrio isotópico durante el depósito.

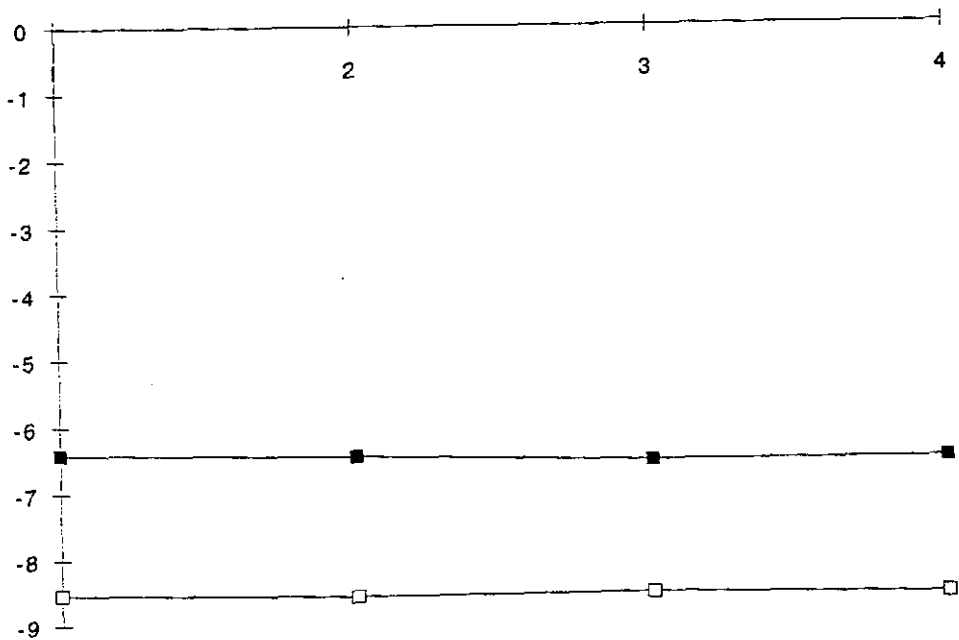


Figura 7.5 Análisis seriados en una misma capa de depósito de los travertinos de la Mesa de Zalia. En cuadrados negros, el ^{18}O y en cuadrados blancos, el ^{13}C . No existe paralelismo absoluto entre las curvas de ambos valores, lo que es indicativo del posible equilibrio isotópico original.

7.4.1. Cueva de Nerja

Con seguridad esta cavidad es la mejor estudiada de todo el sur peninsular; entre otras líneas de investigación, se han realizado en ella varios trabajos relacionados con la composición isotópica de sus espeleotemas, que totalizan más de 70 determinaciones (Reyes *et al.*, 1993 a y b; Caballero *et al.*, 1993; Jiménez de Cisneros, 1994). Estas investigaciones previas han establecido, entre otras cuestiones, lo siguiente:

- La mayoría de los espeleotemas de la cavidad se depositaron en condiciones de equilibrio, por lo que pueden ser utilizados para consideraciones paleoclimáticas, especialmente para el cálculo de paleotemperaturas.
- El intervalo de paleotemperaturas calculadas para algunas de las determinaciones realizadas, basándose en los valores medios actuales de las aguas de infiltración, es de aproximadamente 5°C (entre 14,8°C y 20,1°C), aunque no se posee información cronológica sobre el intervalo temporal de estas variaciones.

La representación gráfica de los datos procedentes del trabajo más completo de los citados (Jiménez de Cisneros, 1994) puede observarse en la Fig. 7.6. La mayoría de las composiciones isotópicas de los espeleotemas varían entre los máximos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de -2,2‰. y -3,4‰, respectivamente, y los mínimos de -8,6‰. ($\delta^{13}\text{C}$) y -5,4‰. ($\delta^{18}\text{O}$).

Para este trabajo se han realizado 14 nuevas determinaciones. Las composiciones isotópicas de diversos espeleotemas, la mayoría de ellos con dataciones absolutas, correspondientes a los estadios 7, 5 y 1, así como a generaciones de una antigüedad mayor de 350.000 años. Uno de estas determinaciones corresponde a la Cueva Pintada, relacionada con el sistema kárstico de Nerja. Los valores obtenidos oscilan entre +0,83 y -7,51 para el $\delta^{13}\text{C}$, y -2,63 y -6,53 para el $\delta^{18}\text{O}$. Todos estos valores excepto el segundo de los citados corresponden a muestras atribuidas al estadio isotópico 5.

La representación gráfica del conjunto de valores puede observarse en la Fig. 7.7.

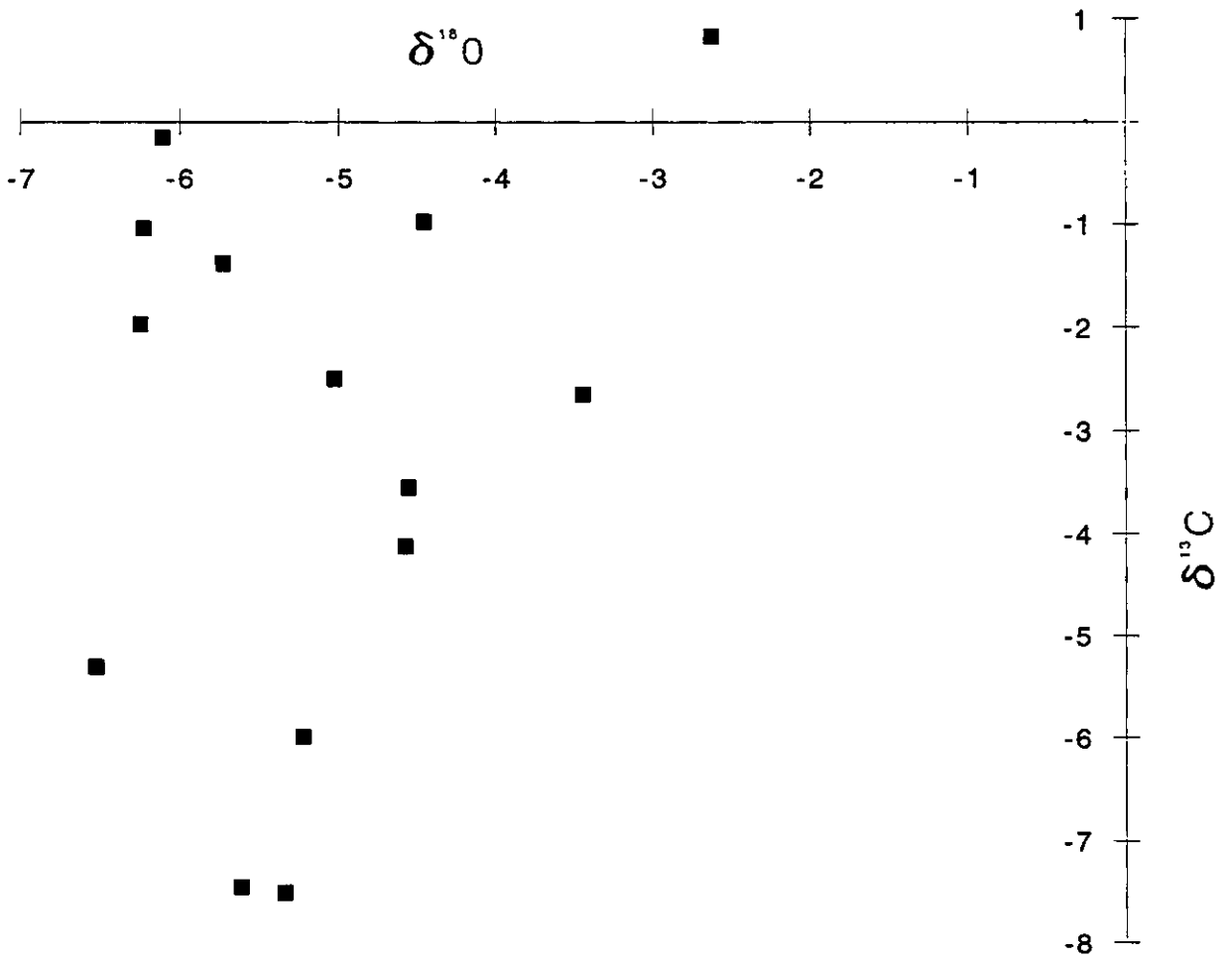


Figura 7.7 Representación gráfica de la composición isotópica de los espeleotemas de la Cueva de Nerja.

Como puede verse, la tendencia en la distribución global de los puntos es similar a la de la figura anterior, con un rango mayor de variación en el $\delta^{13}\text{C}$ que en el $\delta^{18}\text{O}$. La mayoría de los datos diferentes pertenecen al conjunto de determinaciones realizadas en la Galería de los Niveles, sobre todo en cristalizaciones epiacuáticas. Este tipo de depósitos también ha sido estudiado por Jiménez de Cisneros (1994) en cavidades de Mallorca; esta autora detecta un rango de valores en calcitas epiacuáticas comprendidos entre -1 y -7 para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre -3 y -6 para el $\delta^{18}\text{O}$. Los de la Cueva de Nerja se encuentran entre 0 y -6 ($\delta^{13}\text{C}$) y -4 y -7 ($\delta^{18}\text{O}$), es decir menos negativos en el primer caso y más en el segundo, pero en una zona similar de los diagramas $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$.

7.4.2. Cuevas de Los Cantales

Un total de 8 determinaciones han sido efectuadas sobre muestras extraídas de espeleotemas de Los Cantales. 3 de ellas pertenecen a la Cueva del Tesoro, 3 a la Raja del Humo y 2 a carbonatos del exterior, posiblemente espeleotemas exhumados por la erosión. Las edades de estas muestras oscilan entre el estadio isotópico 5, el 2 (ca. 20 ka) y el Holoceno.

Los datos analíticos se presentan gráficamente en la Fig. 7.8. Estos se agrupan en los pertenecientes a La Raja del Humo, por un lado, y el resto por otro. Los primeros presentan valores notablemente menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$, incluido el mínimo (-2,10) en la muestra de edad ca. 20.000 B.P. También los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son menos negativos, en torno a -6. Las otras dos muestras de esta cavidad son holocenas (ca. 5.500 - 6.000 B.P.). El segundo grupo presenta valores muy concentrados hacia $\delta^{13}\text{C}$ entre -9 y -10 y $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,5 y -6,5 aproximadamente. Estas muestras son de edad estadio isotópico 5 e inicio del Holoceno (ca. 13 ka).

7.4.3. Sistema Hundidero-Gato

16 determinaciones analíticas han sido realizadas en espeleotemas de esta cavidad, correspondientes a 10 muestras de campo. Los datos, representados en la Fig. 7.9, presentan

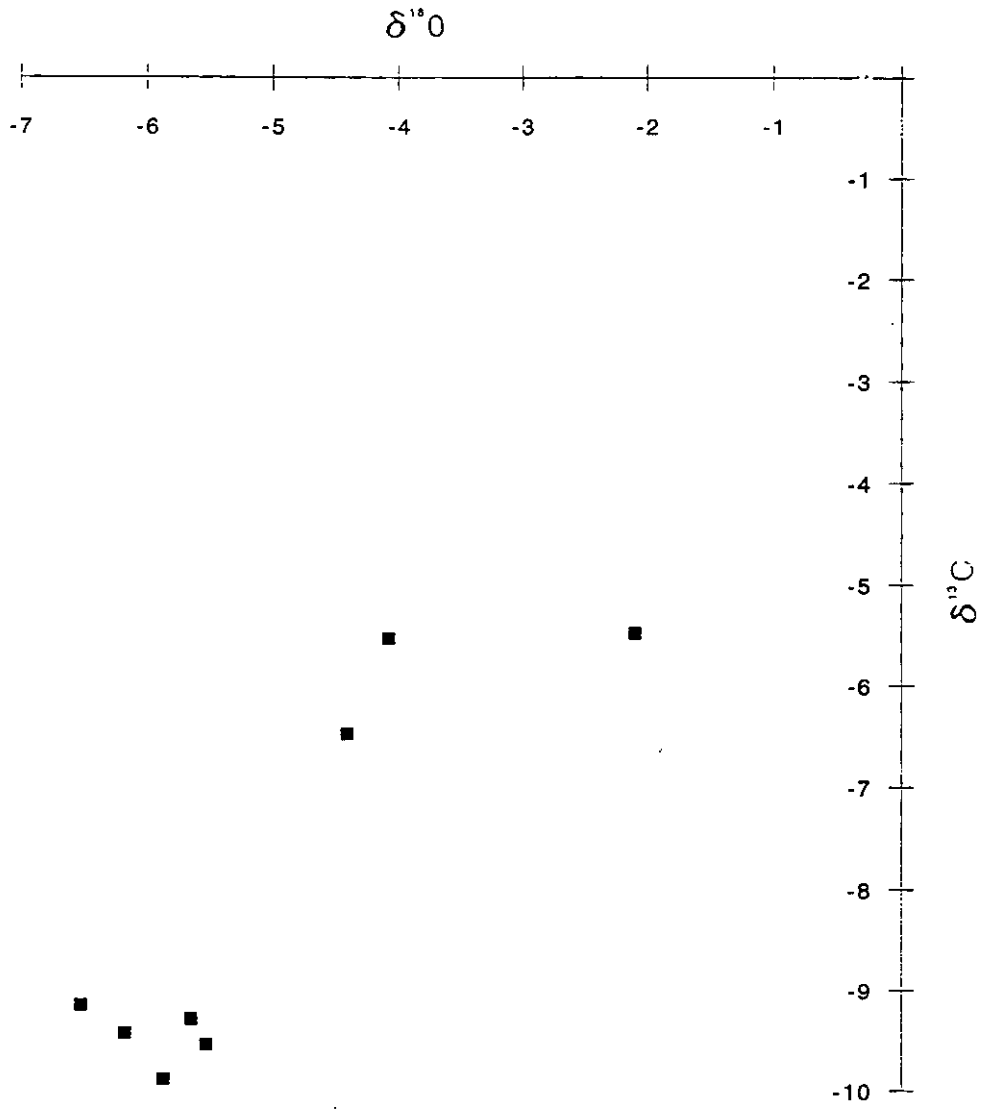


Figura 7.8 Representación gráfica de la composición isotópica de los espeleotemas de Los Cantales.

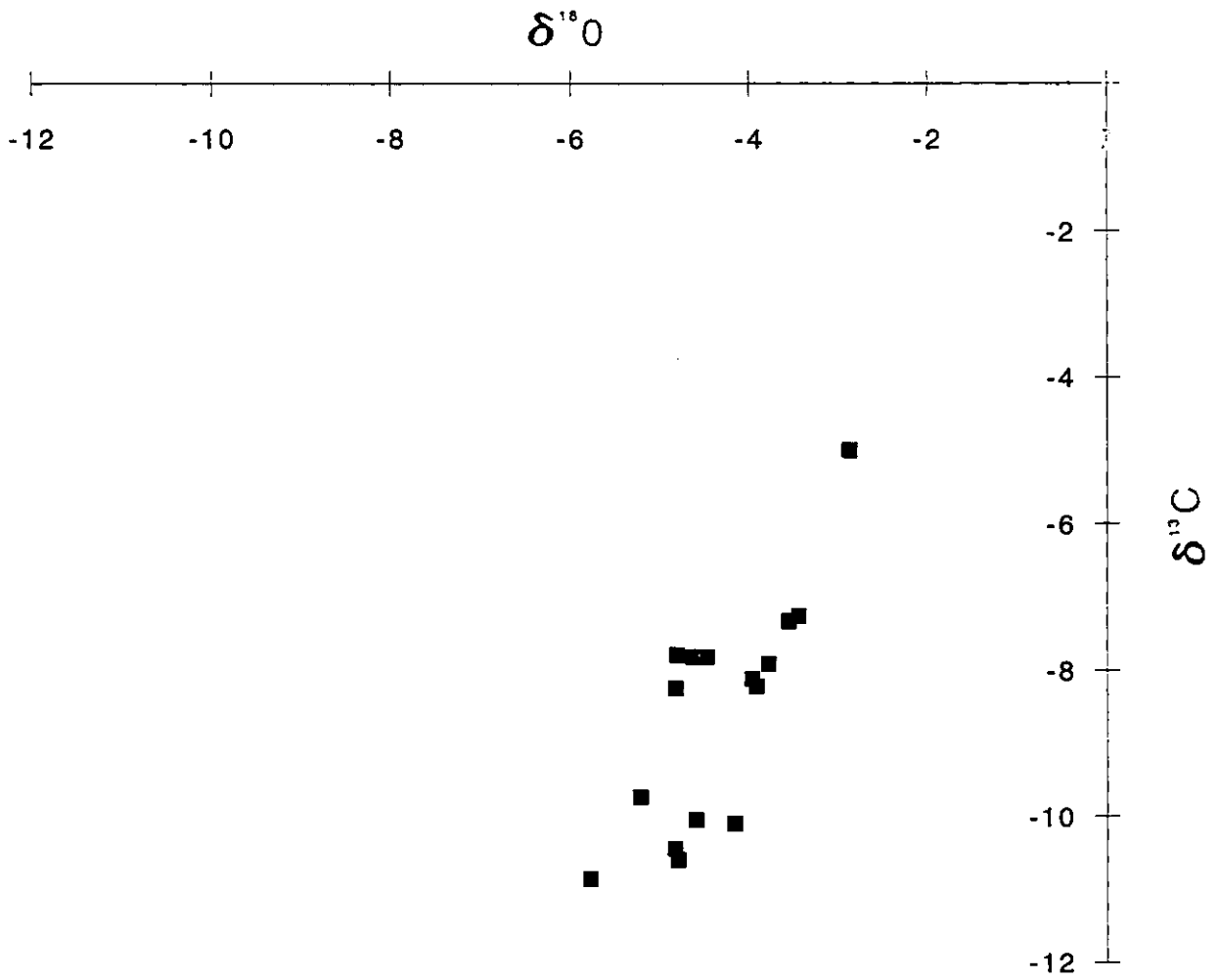


Figura 7.9 Representación gráfica de la composición isotópica de los espeleotemas del Sistema Hundidero-Gato.

una tendencia según una recta de fuerte pendiente, con valores comprendidos entre -4,99 y -10,87 para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre 2,87 y 5,78 para el $\delta^{18}\text{O}$. Como quiera que la calidad de las dataciones absolutas obtenidas sobre estas muestras no es la idónea, existen ciertas dudas sobre la adscripción cronológica de algunas de ellas. Por lo general, puede decirse que posiblemente pertenecen a dos únicos momentos: el estadio isotópico 5 y el tránsito entre los estadios isotópicos 2 y 3. Los valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a las muestras del estadio isotópico 5 y los más negativos a las del tránsito entre los estadios 2 y 3. En una de las muestras atribuidas al estadio isotópico 5 se ha realizado una secuencia de análisis a lo largo de una misma capa estalagmítica, resultando un comportamiento dudoso en lo relativo a su equilibrio isotópico, por lo que se considera que posiblemente ha sufrido transformaciones postdeposicionales, como sugerían igualmente los análisis geocronológicos.

7.5. Discusión e interpretación de los resultados isotópicos

Se discuten a continuación los resultados expuestos, primero por separado travertinos y espeleotemas, y con posterioridad conjuntamente.

7.5.1. En los travertinos

Los resultados de las determinaciones de las composiciones isotópicas de los travertinos se han representado en dos figuras. En la primera (Fig. 7.10) únicamente se han considerado los datos propios. La distribución parece indicar una tendencia a una recta con correlación negativa entre las variables $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Esta impresión no se confirma, sin embargo, en la Fig. 7.11 donde han sido incluidos también los datos procedentes de investigaciones de otros autores. La tendencia aquí es a una recta paralela al eje del $\delta^{13}\text{C}$, con alguna dispersión mayor en el $\delta^{18}\text{O}$ hacia valores menos negativos.

Los valores pueden considerarse comprendidos entre los considerados como normales por Turi (1986): de -10 a -4 en lo relativo al $\delta^{13}\text{C}$ y de -2,5 a -10,5 en el $\delta^{18}\text{O}$. Únicamente cabría destacar la presencia de una serie de puntos por debajo de la línea de valor $\delta^{13}\text{C} =$

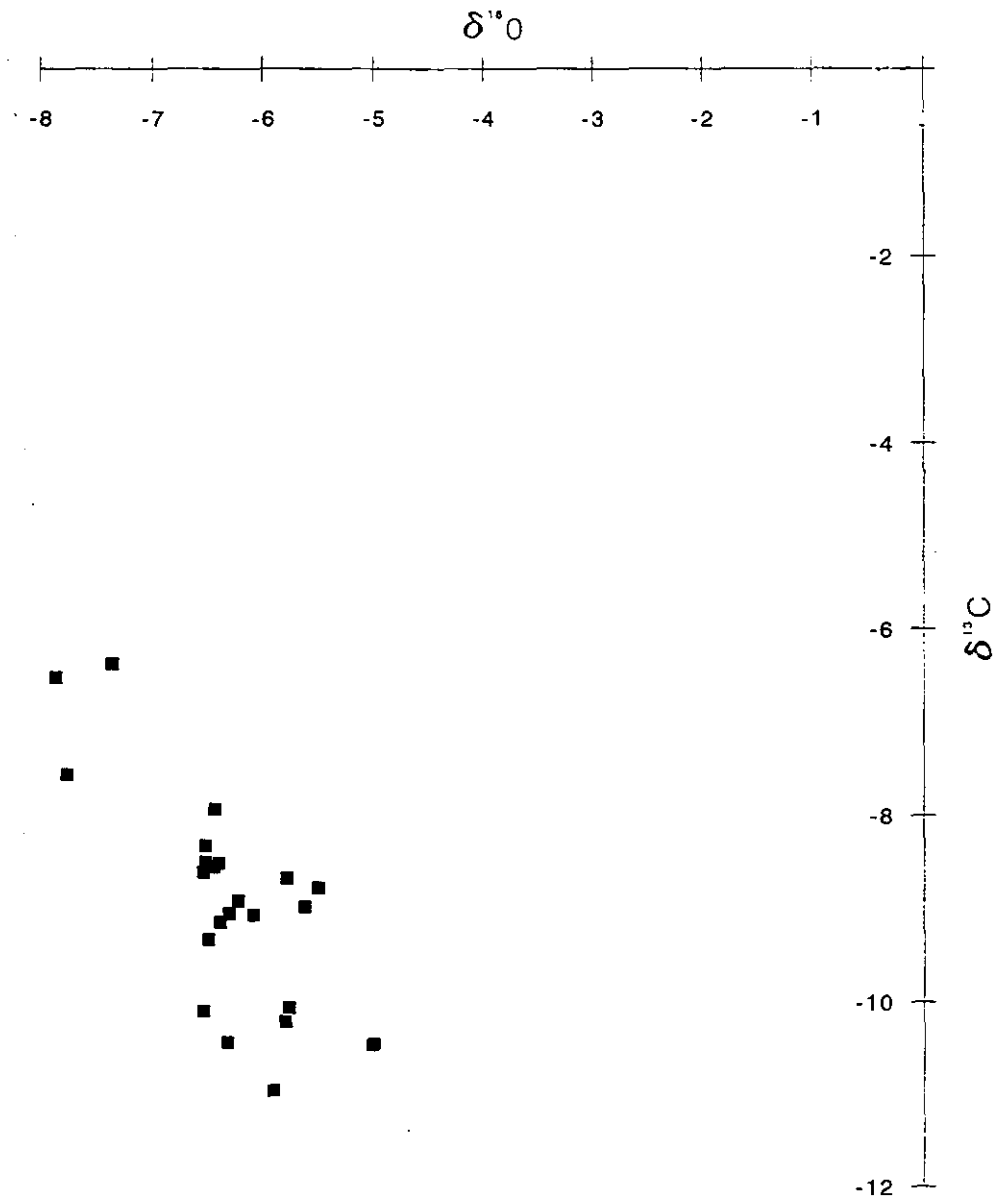


Figura 7.10 Representación gráfica de la composición isotópica de los travertinos de la provincia de Málaga (análisis propios).

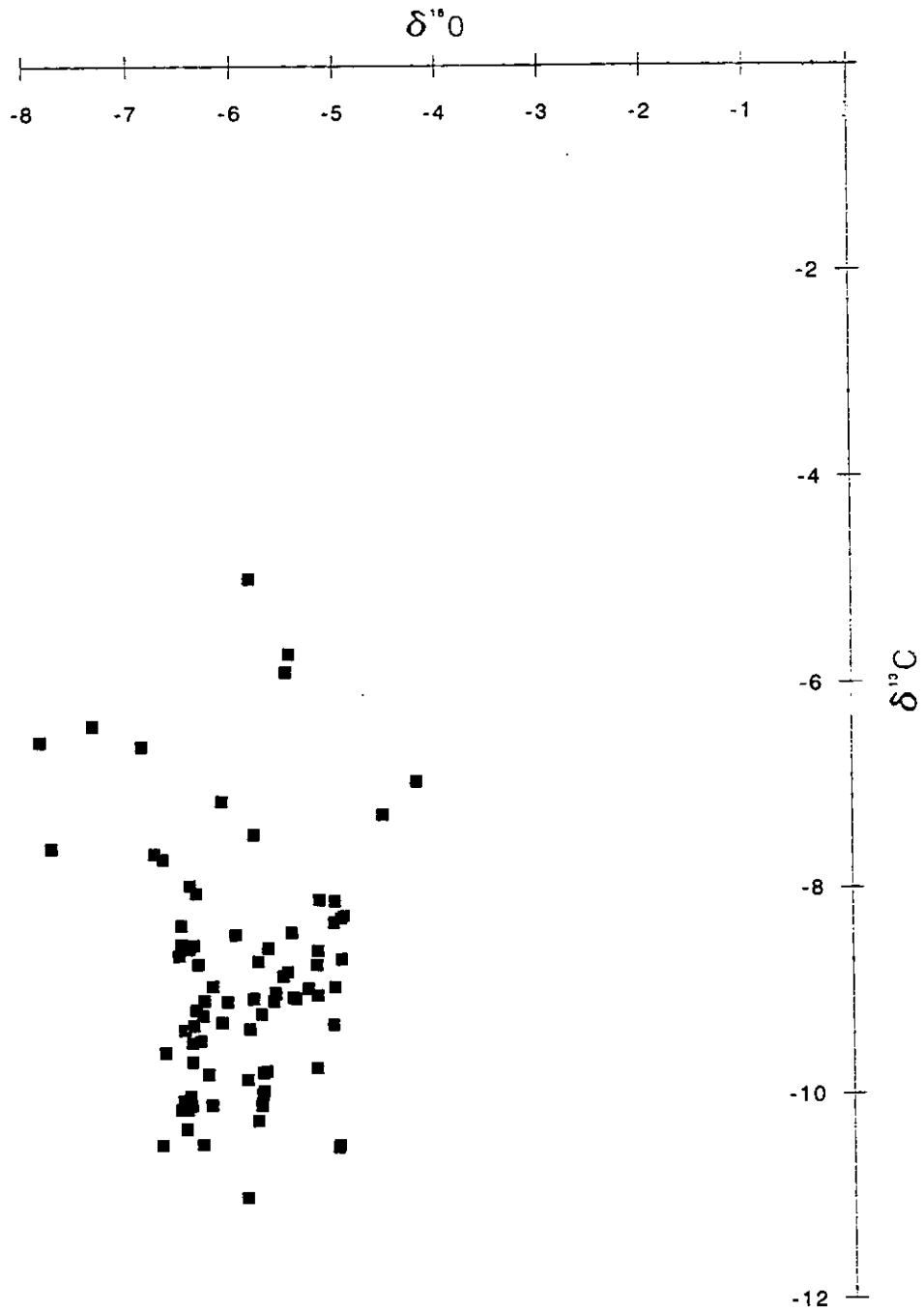


Figura 7.11 Representación gráfica de la composición isotópica de los travertinos de la provincia de Málaga (análisis propios y de otros autores).

-10‰, evidenciando la existencia de travertinos muy ligeros en algunos casos (Tolox, Sierra de Mijas), de edades diversas (estadios 7 y 5 y > 350 ka).

Jiménez de Cisneros (1994) ofrece valores para tres tipos diferentes de travertinos estudiados (fluviales actuales, termales y pliocuaternarios) en torno a -7,09, +0,13 y +3,58, respectivamente, para el $\delta^{13}\text{C}$ y de -7,4 como valor medio de los tres tipos para el $\delta^{18}\text{O}$. Como puede observarse con claridad, sólo los travertinos actuales del Río Borosa (Jaén), estudiados por dicha autora, son similares a los estudiados en la provincia de Málaga. Esta comparación sí ofrece el interés de descartar casi por completo la influencia termal en la génesis de estos travertinos. Los valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ podrían explicarse como debidos a una importante contribución de carbono procedente de plantas de tipo C_3 , con un desarrollo vegetal importante, posiblemente ligado a momentos de clima húmedo.

Considerando la existencia de equilibrio isotópico en una mayoría de las muestras, y en base a la importante concentración de estas en un intervalo no mayor de 1,5‰ en lo relativo a los valores de $\delta^{18}\text{O}$, puede deducirse que los valores extremos de paleotemperaturas en los períodos considerados no se diferencian más de 6°-8°C.

7.5.2. En los espeleotemas

Las determinaciones realizadas en los espeleotemas se presentan gráficamente, al igual que los travertinos, separadas en dos figuras en función de la procedencia de los datos. Los propios se han representado en la Fig. 7.12, donde se observa con claridad una tendencia a la distribución del conjunto según una recta paralela al eje de $\delta^{13}\text{C}$.

El intervalo de variación de este parámetro es muy amplio: desde valores ligeramente positivos hasta aproximadamente -11. El $\delta^{18}\text{O}$, por lo contrario reduce su margen de variación a una banda más estrecha, entre -2 y -7, estando la mayoría de los valores entre -4 y -6. Estos márgenes de variación son netamente coincidentes con los establecidos por Jiménez de Cisneros (1994) que cita como límites de la mayoría de los resultados obtenidos

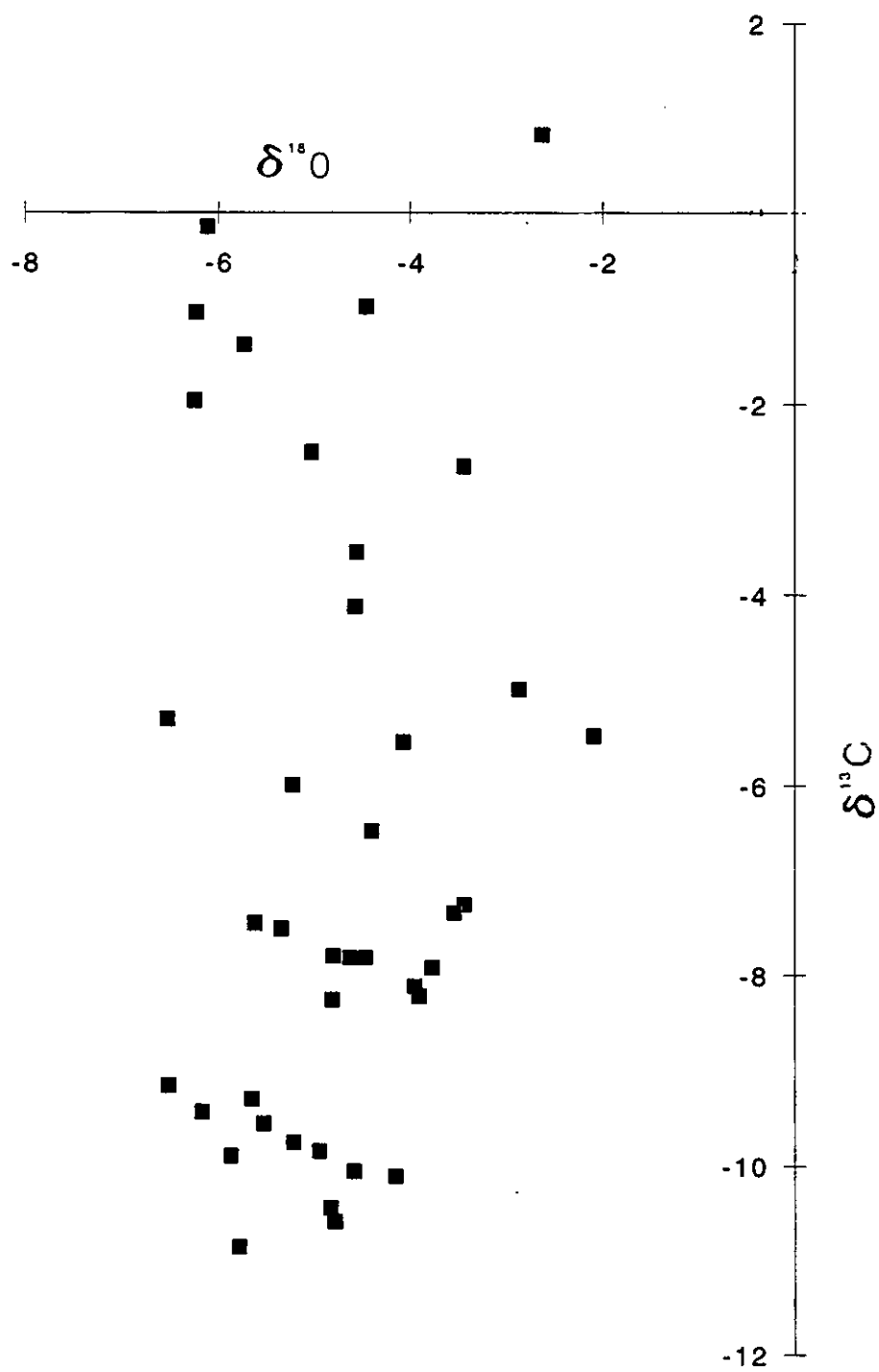


Figura 7.12 Representación gráfica de la composición isotópica de los espeleotemas de la provincia de Málaga (análisis propios).

en sus investigaciones los siguientes: $\delta^{13}\text{C}$ entre -1,7 y -11 y $\delta^{18}\text{O}$ entre -1,1 y -6,6.

En la Fig. 7.13 se han representado todos los datos disponibles de isótopos estables en espeleotemas, tanto propios como ajenos. La distribución no varía significativamente y es muy similar a la encontrada por Jiménez de Cisneros (1994) para el conjunto de espeleotemas de varias edades y localidades; esta autora establece una correlación positiva entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, definida por la recta de regresión $y=1,1026x + 1,7571$, con un coeficiente de correlación de $R = 0,48$. Esta tendencia es menos clara en el caso de los espeleotemas malagueños.

Al igual que en los travertinos, lo más destacable son los valores extremos; existen bastantes muestras con valores por debajo de -10 y por encima de 1 para el $\delta^{13}\text{C}$. Esto debe significar la gran influencia de la vegetación tipo C_3 en algunos ámbitos (las muestras de los estadios isotópicos 5 y 2 correspondientes al Sistema Hundidero-Gato, la localidad situada a mayor cota y con mayor pluviometría actual de las consideradas), y posiblemente la herencia de la huella isotópica de la roca original (carbonatos marinos) en las muestras de $\delta^{13}\text{C}$ cercanas o superiores a 0 (correspondientes todas a muestras de la Cueva de Nerja, de los estadios isotópicos 5 y 1).

Profundizando algo más en la distribución en el diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, pueden distinguirse varios grupos en relación con su origen y procedencia. En la Fig. 7.14 se han agrupado los datos propios en cuatro conjuntos: espeleotemas epiacuáticos (Cueva de Nerja), estalagmitas de la Galería de los Niveles (Cueva de Nerja), estalagmitas de la Sala de la Montaña (Cueva de Nerja), y el resto de espeleotemas de todas las cavidades. Puede observarse que los espeleotemas epiacuáticos constituyen un subconjunto bien diferenciado, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ muy homogéneos y valores pesados de $\delta^{13}\text{C}$.

Los dos grupos de estalagmitas de la Cueva de Nerja poseen igualmente singularidad por sus valores poco negativos del $\delta^{13}\text{C}$, mientras que el resto de los espeleotemas estudiados se agrupa en torno a los valores normales anteriormente mencionados.

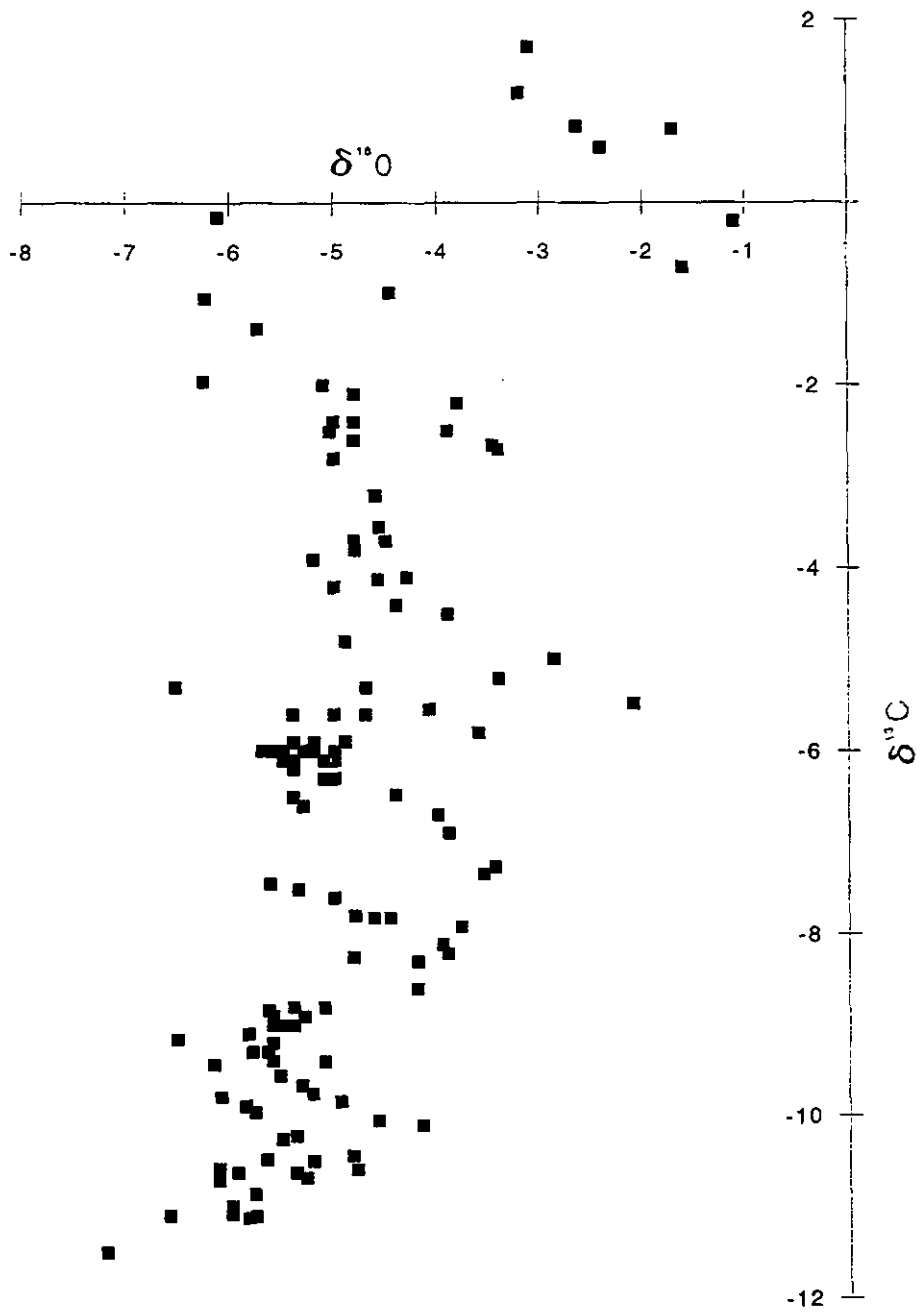


Figura 7.13 Representación gráfica de la composición isotópica de los espeleotemas de la provincia de Málaga (análisis propios y de otros autores).

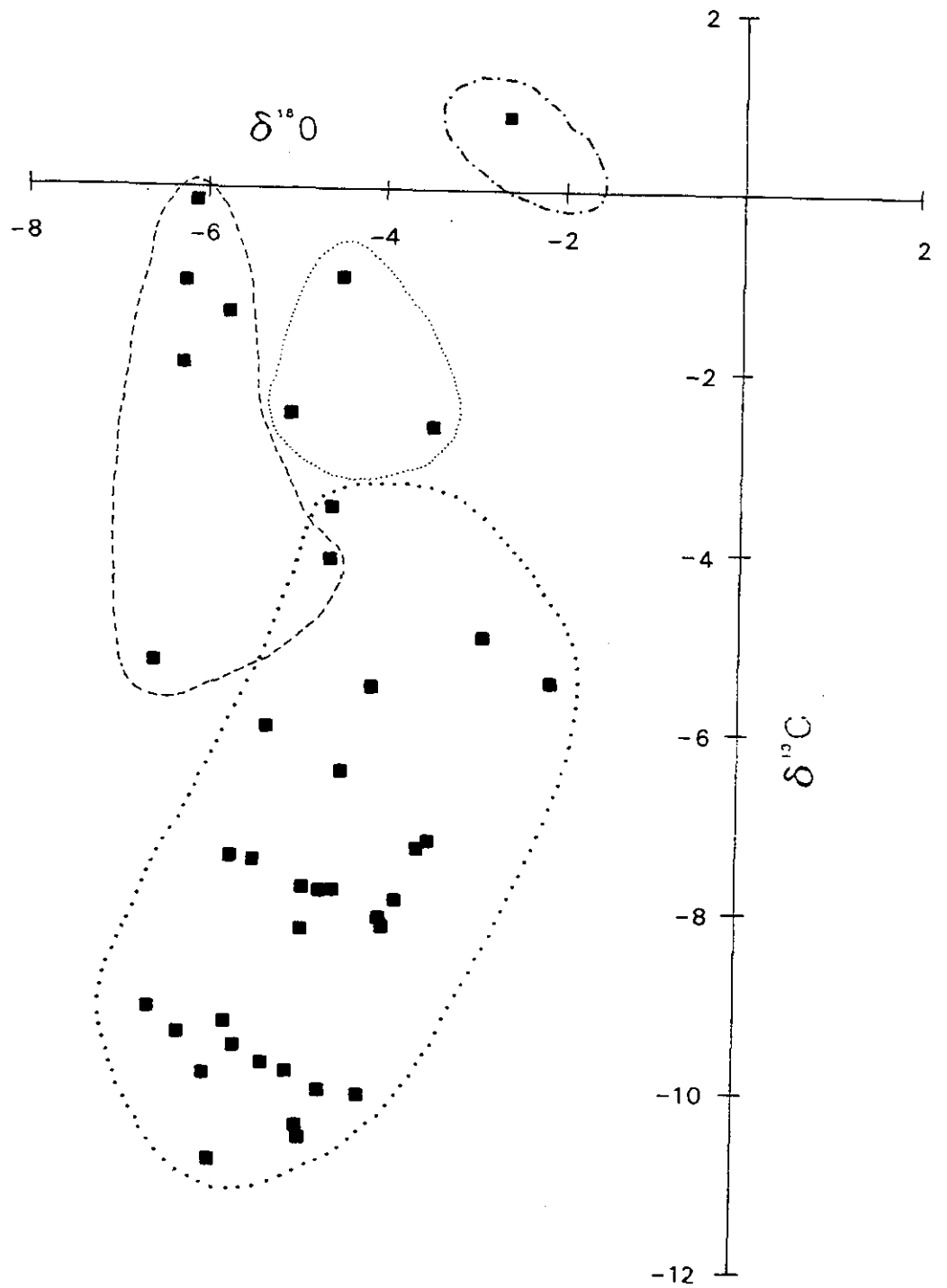


Figura 7.14

Conjuntos diferenciados en los espeleotemas de Málaga, en función de sus características isotópicas. En línea rayada, espeleotemas epiacuáticos de la Cueva de Nerja; en línea de puntos finos, estalagmitas holocenas de la Galería de los Niveles de la Cueva de Nerja; en línea mixta, estalagmitas de la Sala de la Montaña (aunque sólo se ha representado un análisis existen otros datos que han permitido delimitar el área representada); en línea de puntos gruesos, espeleotemas del resto de las cavidades.

7.5.3. Interpretación de conjunto

Tanto los espeleotemas como los travertinos estudiados presentan composiciones isotópicas del Oxígeno y del Carbono similares a los mencionados por otros autores en distintos lugares del planeta. La singularidad más destacable detectada en relación con la mayoría de los datos medios globales es la presencia de muestras con valores significativamente bajos de ^{13}C , explicables por la importante contribución de carbono orgánico procedente de plantas de tipo C_3 en periodos húmedos. El hecho de que esta circunstancia se repita en espeleotemas y en travertinos apoya dicha hipótesis explicativa.

En relación con la bondad de los resultados de cara a posibles interpretaciones paleoclimáticas, se han encontrado tanto situaciones de desequilibrio isotópico como de posible equilibrio, con mayor o menor claridad. Las investigaciones de otros autores apuntan a la evidencia de equilibrio isotópico para la mayoría de los espeleotemas, al menos en el caso de una de las cavidades estudiadas. En cualquier caso, como advierten Chafetz y Lawrance (1994) este tipo de interpretaciones, aún siendo posibles, han de ser tomadas con muchas precauciones.

7.6. Estudio comparativo del análisis de travertinos y espeleotemas con los de otros ámbitos geográficos

Son ya numerosos los estudios publicados en los últimos años sobre la composición isotópica y su evolución en el tiempo de algunas secuencias de carbonatos continentales terrestres. A continuación se describen algunos ejemplos puntuales de dichos estudios, de la Península Ibérica o de otras regiones, con el objetivo de establecer comparaciones con los resultados obtenidos en este trabajo.

7.6.1. De la Península Ibérica y Baleares

Existen algunos trabajos publicados de análisis isotópicos de travertinos y espeleotemas además de los anteriormente citados de Jiménez de Cisneros (1994), Reyes *et al.* (1993 a y b) y Caballero *et al.* (1993), centrados en la Cueva de Nerja y cavidades mallorquinas, y travertinos del sur de la Península (Río Borosa, Albox y Baños de Alicún).

Por ejemplo, Ordóñez *et al.* (1981) ofrecen datos de isótopos estables de travertinos del Río Tajuña, de tobas terciarias de la Cuenca de Madrid y de travertinos del Río Dulce. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ están comprendidos entre -6 y -9, y cercanos a -6 los de $\delta^{18}\text{O}$, dentro de los rangos de variación habituales. López Vera (1989) efectúa una recopilación de los datos de isótopos estables de C y O en diversos afloramientos de travertinos de la meseta sur, encontrando una gran semejanza isotópica de estos con los del centro y sur de Italia, y diferencias con los de Centroeuropa. Este autor apunta como posible la inexistencia de diferencias significativas en las huellas isotópicas de los travertinos generados en condiciones ambientales similares, durante periodos interglaciales. Los datos ofrecidos de los travertinos de las Lagunas de Ruidera y de Puente de San Pedro entran dentro de los considerados como normales. En ninguno de estos casos de travertinos ibéricos se alcanzan valores de ^{13}C tan negativos como los encontrados en Málaga.

En lo relativo a los espeleotemas, es particularmente interesante la curva de paleotemperaturas deducidas de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ construida por Jiménez de Cisneros (1994) en base a una perforación realizada en una cavidad mallorquina (Fig. 7.15). En ella puede observarse que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ para el periodo comprendido entre >600.000 B.P. y <300.000 B.P., han alcanzado valores de un máximo de 4,5‰, lo que se traduce en un rango de temperatura de más de 15°C. Desgraciadamente, no existe una información similar para los últimos 250.000 años. En cualquier caso, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ ofrecidos para el estadio isotópico 7 oscilan entre -3 y -6, concordantes con los encontrados en este trabajo en los espeleotemas; en los travertinos se ha encontrado algún valor inferior, pero coincidente con la muestra en claro desequilibrio isotópico del Río de La Miel.

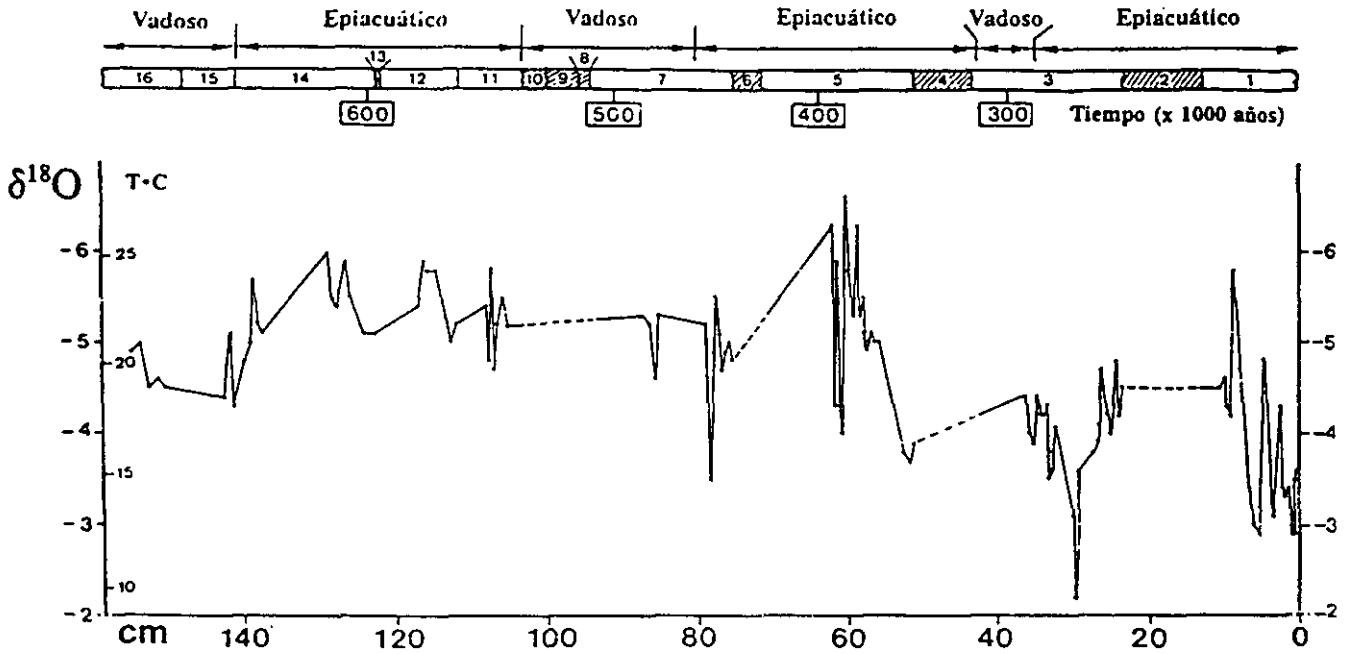


Figura 7.15 Curva de variación de la composición isotópica y de las paleotemperaturas de una secuencia de espeleotemas de Mallorca (Jiménez de Cisneros, 1994).

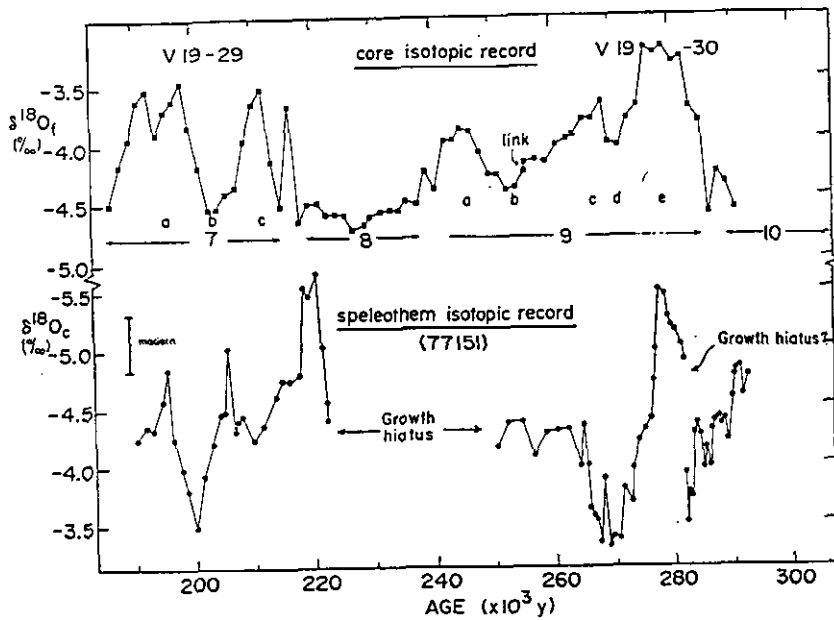


Figura 7.16 Composición de un registro isotópico en un espeleotema de una cavidad británica con el registro isotópico oceánico (según Gascoyne, 1981).

7.6.2. De otras regiones

Ya se ha comentado la existencia de trabajos en diversas regiones del planeta, recopilados algunos de ellos por Turi (1986), en el caso de los travertinos, y por Schwarcz (1986) en los espeleotemas. Especialmente significativos son los trabajos de Harmon *et al.* (1978) en Norteamérica, y de Gascoyne (1981) para Inglaterra, ambos sobre espeleotemas. En el primero de estos trabajos, se reconstruyen 6 curvas de variaciones de las composiciones isotópicas de espeleotemas en equilibrio de distintos lugares de América del Norte, de los últimos 200.000 años. Las distintas oscilaciones encontradas encuentran concordancia, pudiendo distinguir estos autores seis periodos con diferentes características climáticas:

- 190/165 ka, templado-cálido
- 120/100 ka, templado-cálido
- 95/65 ka, frío
- ca. 60 ka, templado-cálido
- 55-20 ka, frío
- ca. 10 ka, cálido

Los periodos de máximos termales coinciden con los periodos interglaciales de los estadios isotópicos y, además, con los de niveles marinos altos. El rango de variaciones de temperatura que estiman estos autores para los últimos 200 ka está entre 8 y 10°C.

Gascoyne (1981) estudia una secuencia de espeleotemas en una cavidad del Yorkshire Dales, en Inglaterra, con crecimiento activo entre 300-250 ka, y 220-190 ka, depositada en equilibrio isotópico, salvo el periodo de 270-260 ka. Encuentra dos periodos con temperaturas similares a la media actual en la región, ca. 280 ka y ca. 220, correspondientes a los estadios isotópicos 9e y 7c. Igualmente, detecta fases frías ca. 270 ka y ca. 200 ka, observando un buen ajuste global con la curva isotópica oceánica (Fig. 7.16).

8. Sedimentos detríticos endokársticos

Pese a que los sedimentos endokársticos por excelencia son los de tipo químico ó espeleotemas, existen otro tipo de depósitos que presenta igualmente un gran interés para el estudio de la evolución de los sistemas kársticos: los sedimentos detríticos. Estos pueden ser alóctonos ó autóctonos; los primeros son aquellos provenientes del exterior y depositados en las redes subterráneas después de su transporte mediante distintos agentes, de entre los cuáles el agua es con mucho el más importante, aunque también el hielo, el viento ó la gravedad pueden contribuir puntualmente a la génesis de algunos de estos depósitos. Los sedimentos autóctonos son debidos por lo general a la fragmentación mecánica de las rocas en las que se abren las cavidades.

Los sedimentos detríticos endokársticos, por ellos mismos o en combinación con el estudio de los espeleotemas de una cavidad, han demostrado ser útiles en los estudios geomorfológicos y paleoclimáticos de los macizos kársticos. Buena muestra de ello son los trabajos de Delannoy *et al.* (1988) en los Alpes franceses ó de Maire *et al.* (1991) en los pirineos franco-españoles y la Alta Saboya francesa. Existe alguna síntesis sobre el estudio e interés de los sedimentos detríticos presentes en el interior de las cavidades como por ejemplo la de Ek y Quinif (1988).

8.1. Introducción y métodos de estudio empleados

En los sistemas kársticos del sur peninsular estos sedimentos han sido escasamente estudiados. En este trabajo se pretende iniciar una línea de investigación en este sentido. Se han estudiado 7 localizaciones distintas, con métodos diferentes en función del tipo de depósito existente.

En el caso de sedimentos bien estratificados se ha procedido al levantamiento de la columna sedimentaria sobre el terreno, y a la toma de muestras para la realización de granulometrías y difractometrías de rayos X. En la Cueva de Nerja se ha intentado la datación de cuatro muestras detríticas mediante TL, sin resultados positivos.

El muestreo y datación absoluta de espeleotemas asociados ha resultado, por lo tanto, fundamental para poder establecer en algunos casos la edad de los sedimentos detríticos. Idéntica función han cumplido las determinaciones de los restos de micro y macromamíferos presentes en algunas ocasiones, aportando en este caso información de tipo paleoambiental adicional.

8.2. Resultados de los sedimentos estudiados

Los resultados de los análisis efectuados se exponen a continuación. La situación de las cavidades estudiadas se refleja en la Fig. 8.1. Los sedimentos de estas se describen en seis bloques: Cueva de Nerja, Cueva del Lobo Marino, Sistema Hundidero-Gato, Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales, Cavidades de Los Cantales y Cueva de Los Órganos.

8.2.1. Cueva de Nerja

En esta cavidad se encuentran escasos testigos visibles de sedimentos detríticos estratificados, debido sobre todo a la gran profusión de espeleotemas, consecuencia de la antigüedad del karst. Más fácilmente reconocibles son sedimentos muy antiguos, testimonios de fases primigenias de la karstificación ó secuencias modernas, ligadas al yacimiento prehistórico existente en las cercanías de las entradas naturales de la cavidad. Los primeros han sido descritos por Hoyos (1992), y su edad estimada por paleomagnetismo entre 1,9 y 1,6 millones de años, en torno al límite Plio-Pleistoceno. Están constituidos por brechas marmóreas con matriz arcillosa de color rojo fuertemente cementada. Estas brechas pueden observarse en el exterior, cortadas por la superficie topográfica actual, y en el interior de la Cueva de Nerja, cuyo modelado se excava parcialmente en estos materiales, dejando en ocasiones buenos cortes expuestos.

En el otro extremo temporal de la evolución de la cavidad, los depósitos arqueológicos recientes (últimos 20.000 años) han sido descritos por Jordá Pardo (1986, 1992), encontrando sedimentos interpretados como de gelivación, bajo un clima frío y húmedo *ca.* 12.500 B.P.

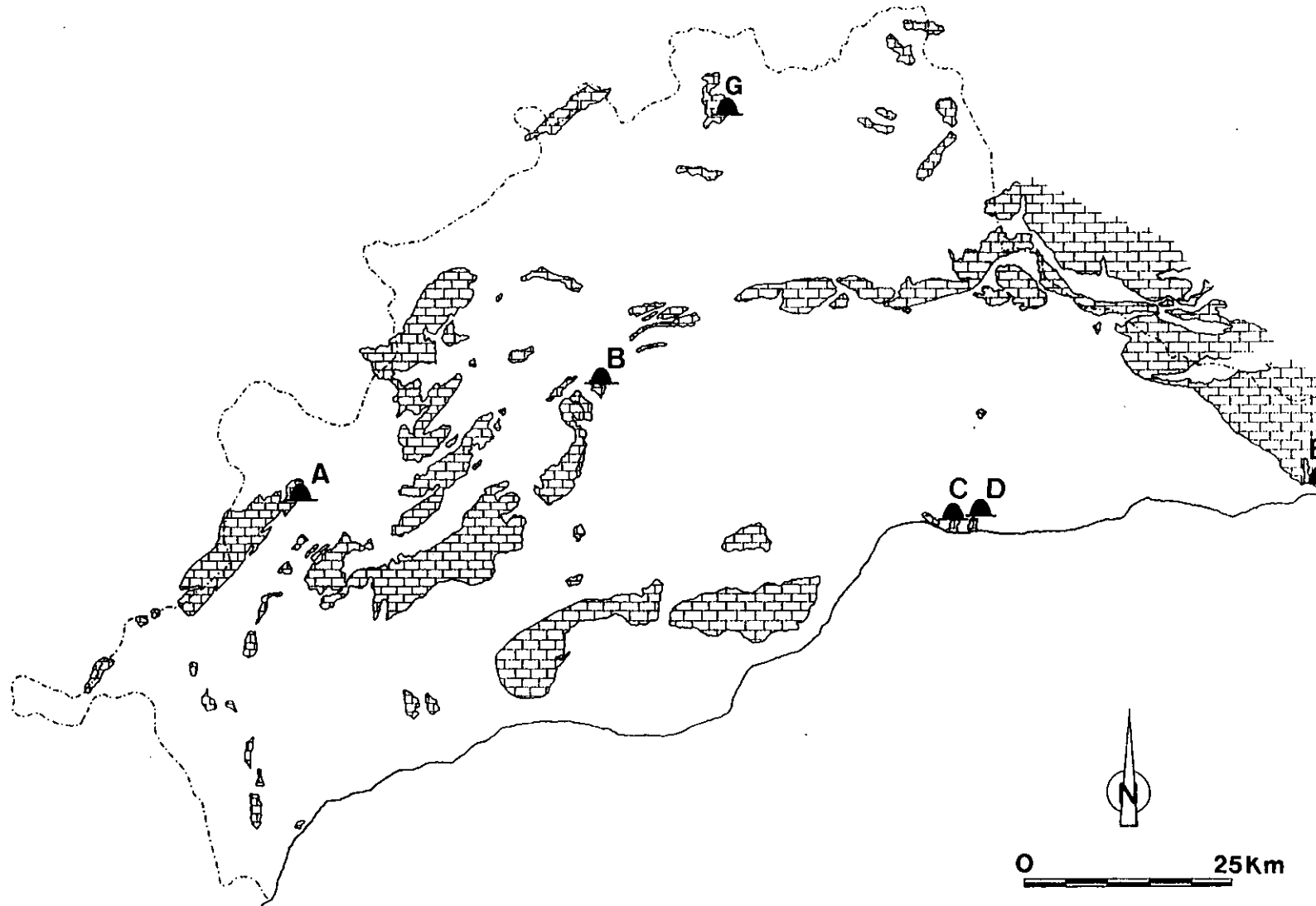


Figura 8.1

Cavidades kársticas con sedimentos detríticos estudiados en este trabajo: A, Sistema Hundidero-Gato; B, Cueva de Ardales; C, Raja del Humo; D, Cueva del Tesoro; E, Cueva de Nerja; F, Cueva del Lobo Marino; G, Cueva de los Órganos.

Otro grupo de sedimentos detríticos son los que representan etapas intermedias en la evolución de la cavidad, y que presentan gran interés por estar frecuentemente laminados, con evidencias de transporte hídrico, y a veces relacionados con concreciones estalagmíticas datables. En la Fig. 8.2 se han localizado en la topografía de la Cueva de Nerja los lugares en los que se han detectado estos depósitos. De estos, los mejor expuestos son los existentes en la Sala de la Montaña, que ya llamaron la atención y fueron descritos en los años iniciales de descubrimiento y exploración de las salas finales de la cavidad (GEMA, 1976). Se citan en este trabajo dos columnas sedimentarias separadas algunos metros entre sí, conformadas por sedimentos mayoritariamente gruesos una de ellas y más finos la segunda.

Estas columnas pueden verse en las Figs. 6.16 y 6.17. En ambas se han marcado la localización de las muestras de sedimentos para análisis granulométrico y difractogramas, así como las de espeleotemas para dataciones absolutas. Ambas secuencias están coronadas por concreciones carbonatadas, cuya edad es de > 350.000 B.P. en la columna de sedimentos gruesos, y de *ca.* 91.000 B.P. (estadio isotópico 5) la que sella la columna de sedimentos finos. Estas dataciones apoyan lo que parecía deducirse de la simple observación de *visu*: posiblemente los sedimentos gruesos sean brechas muy antiguas, quizás correlacionables con las datadas por Hoyos (1992) como del tránsito Plioceno-Pleistoceno. Por el contrario, la columna de sedimentos finos puede ser, verosimilmente atribuida al Pleistoceno Medio. En esta columna se han distinguido cuatro tramos, cuyos análisis granulométricos se muestran en las Figs. 8.3, 8.4, 8.5 y 8.6. El primer tramo, se caracteriza por la presencia de delgadas pasadas (1 mm) de magnetita detrítica, intercaladas con arenas finas de color blanco y microconglomerados. La curva granulométrica muestra una marcada asimetría, escasa clasificación en el tamaño arena, y un porcentaje del 10% de grava. El segundo tramo tiene como característica diferencial la presencia de laminación cruzada, donde se ha podido determinar la dirección de la paleocorriente (N180°E). La curva granulométrica, similar a la anterior, muestra una arena mal clasificada con un 5% de limo. Entre el segundo y el siguiente tramo media una superficie erosiva bien marcada; el tercer tramo presenta niveles arenosos con alguna pasada microconglomerática en la base. La curva granulométrica representativa muestra, al igual que las anteriores, escasa clasificación, en una arena con un porcentaje de limo del 5%. El cuarto y último tramo está constituido por dos niveles, el

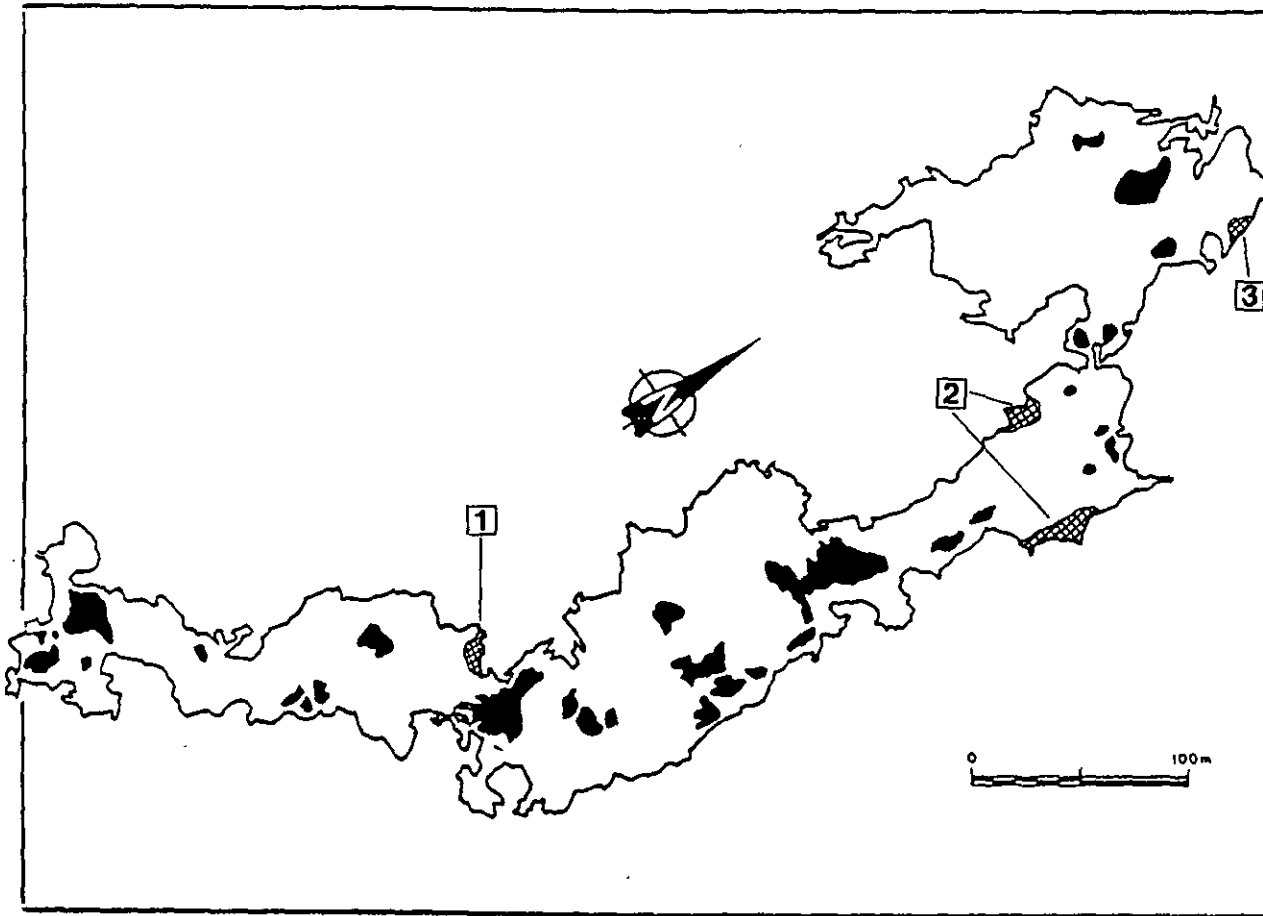


Figura 8.2 Localización de los lugares con sedimentos detríticos de mayor interés en la Cueva de Nerja. 1, Sala del Cataclismo; 2, Sala de la Lanza; 3, Sala de la Montaña.

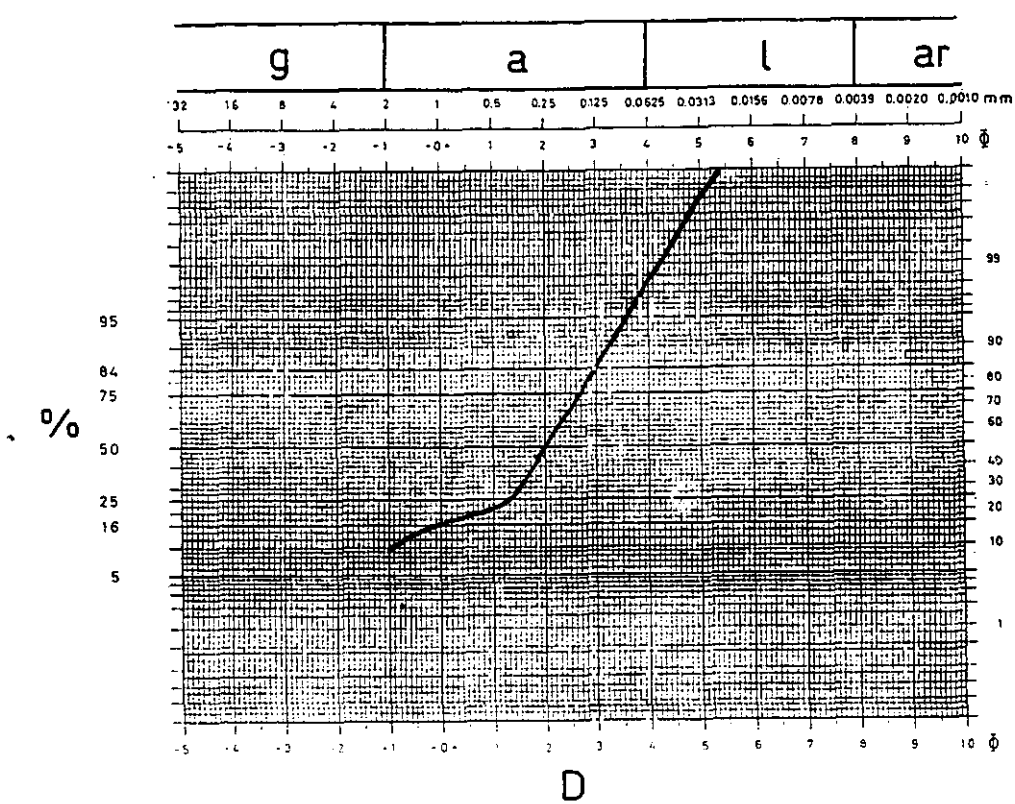


Figura 8.3 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja (muestra CN-MT-001-SED).

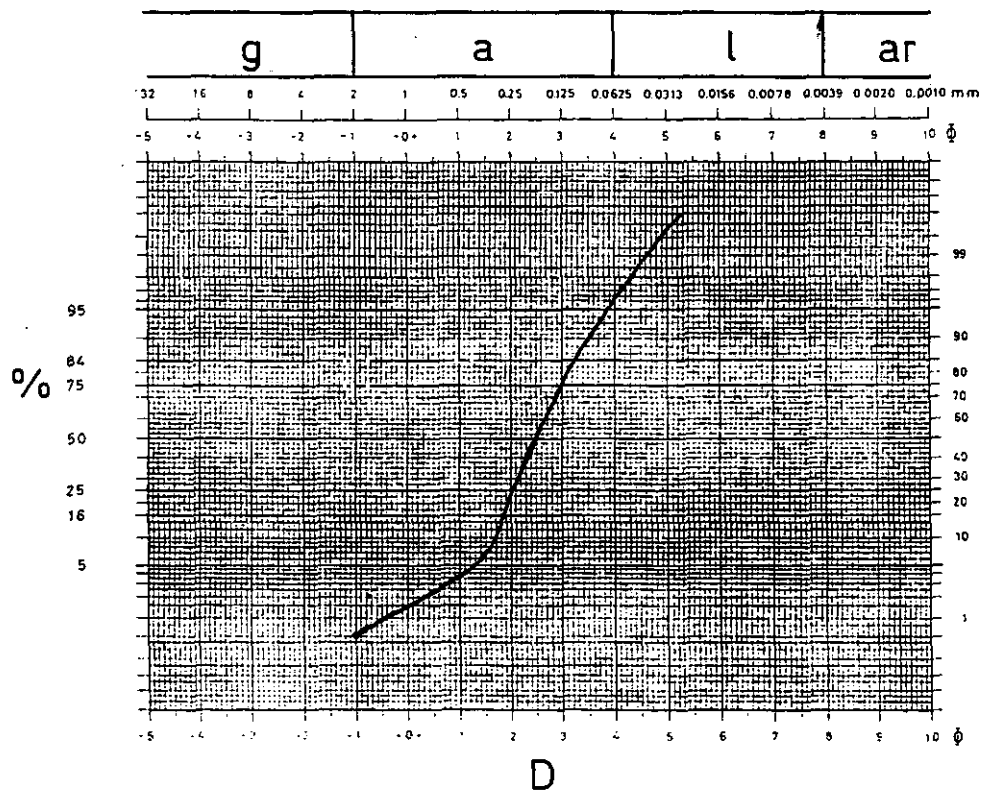


Figura 8.4 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja (muestra CN-MT-002-SED).

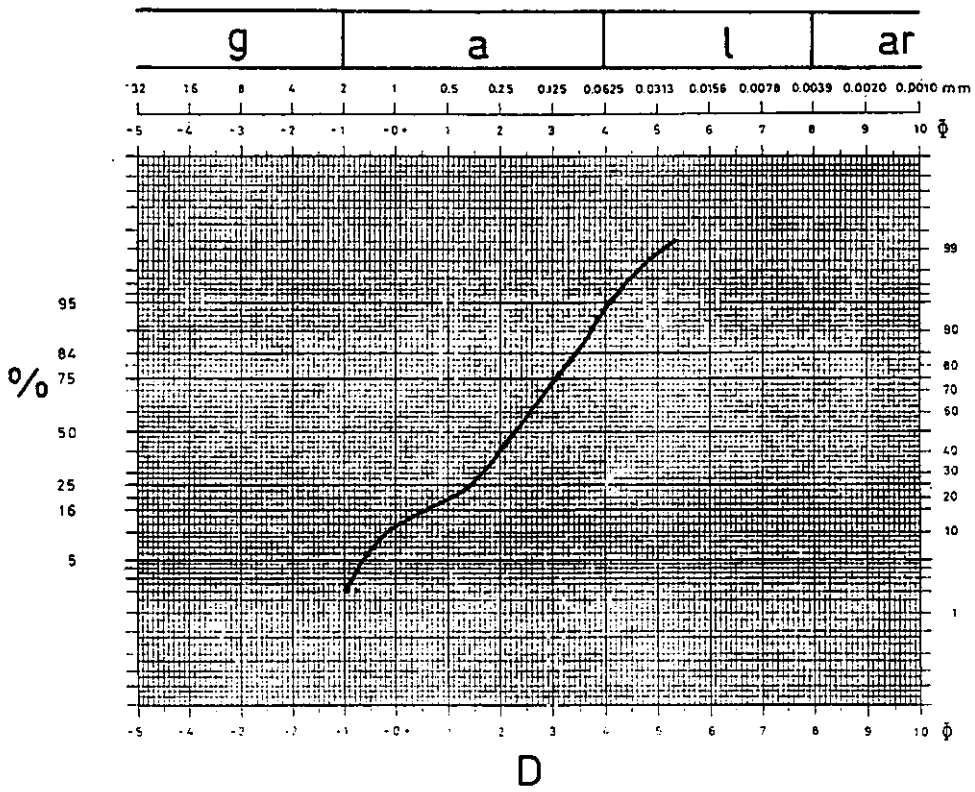


Figura 8.5 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja (muestra CN-MT-003-SED).

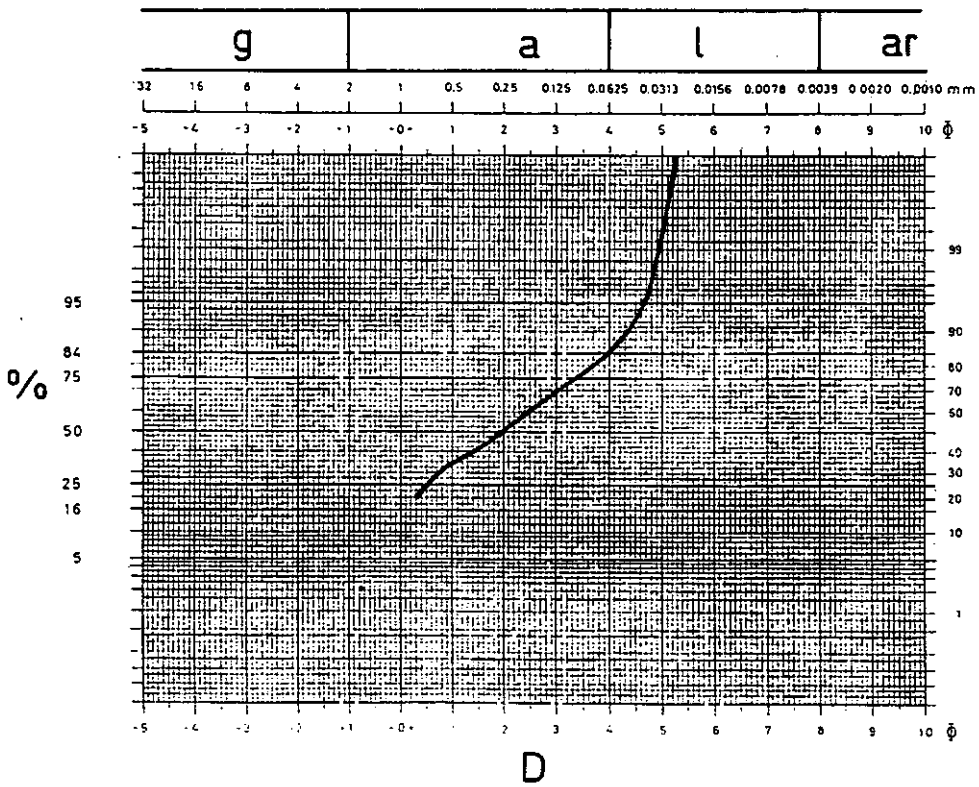


Figura 8.6 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja (muestra CN-MT-004-SED).

inferior más fino y el superior microconglomerático. El nivel inferior es el representado en la curva granulométrica, con una tendencia a una mayor clasificación de los tamaños menores (arena con 15% de limo).

El análisis de rayos X de algunas fracciones de muestras correspondientes a los cuatro tramos citados, arrojan una composición mineralógica muy similar en los 3 tramos inferiores, con cuarzo y dolomita como minerales predominantes, y cantidades variables, pero siempre pequeñas, de feldespatos, illita, e indicios de esmectitas. El cuarto tramo posee un carácter diferente, con cuarzo y clorita abundantes, sin dolomita y con escasos feldespatos.

En la columna de los sedimentos gruesos, se han recogido tres muestras de sedimentos finos cuya posición no está del todo clara en relación con las brechas: en ocasiones parecen intercalados (muestra CN-MT-007-SED), y a veces, en bolsas adosadas sobre brechas antiguas ó de la propia roca encajante brechificada (muestras CN-MTE-005-SED y CN-MT-006-SED). Las curvas granulométricas (Figs. 8.7, 8.8 y 8.9) presentan un estilo muy similar a las de la secuencia anterior, mostrando todas ellas arenas mal clasificadas, con porcentajes variables de limo (del 5 al 30% y en algún caso, algo de grava (3-4%).

Las determinaciones mineralógicas mediante rayos X arrojan diferencias entre dos de las muestras (CN-MT-005-SED/CN-MT-006-SED) y la tercera. Las dos primeras tienen calcita, además de cuarzo, dolomita, feldespato y clorita (sólo la CN-MT-006-SED); la tercera es mucho más parecida a las muestras de la columna de sedimentos finos, con cuarzo, dolomita, feldespato, illita, poca clorita e indicios de esmectitas.

8.2.2. Cueva del Lobo Marino

La Cueva del Lobo Marino es una pequeña cavidad abierta en los materiales pliocenos de la región costera de Nerja-Maró, en el extremo oriental de la provincia de Málaga. Su boca se abre un par de metros por encima del nivel del mar, en el frente costero acantilado al este de la Playa de Burriana. Las galerías se abren en los materiales pliocenos y llegan a

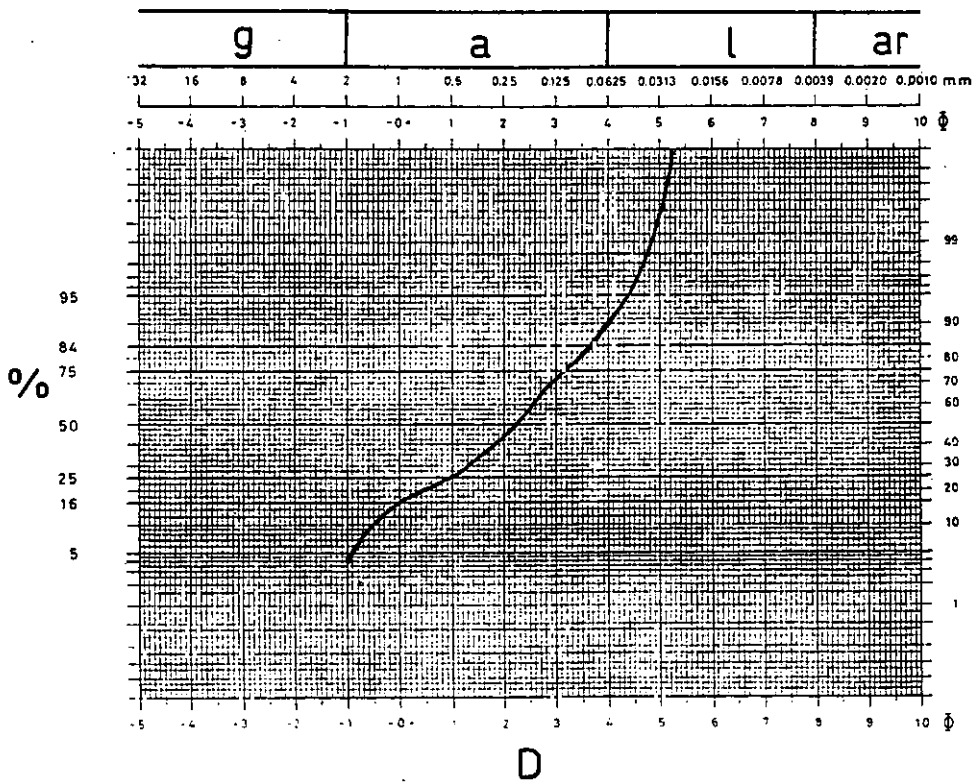


Figura 8.7 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja (muestra CN-MT-005-SED).

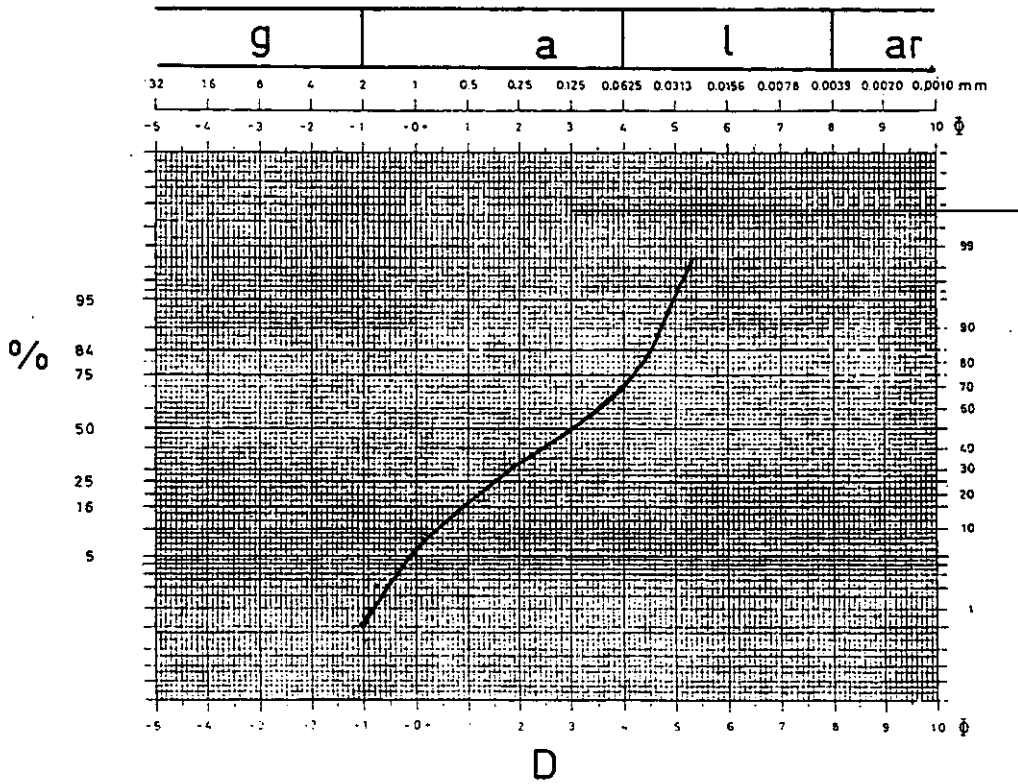


Figura 8.8 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja (muestra CN-MT-006-SED).

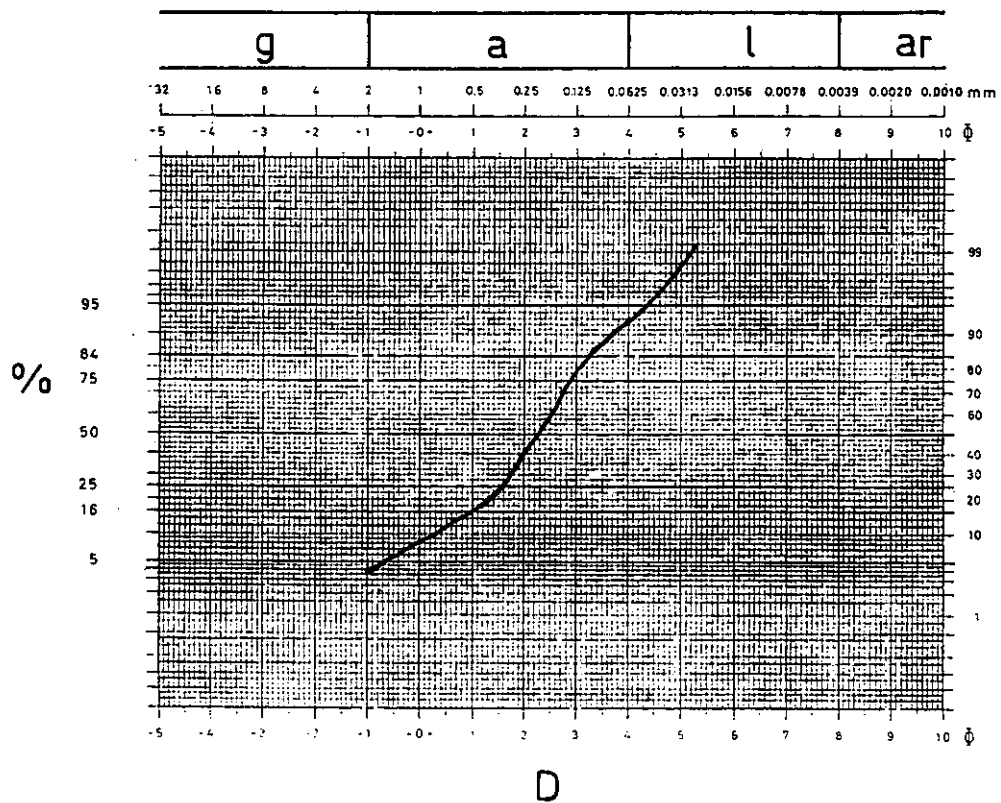


Figura 8.9 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de la Montaña de la Cueva de Nerja (muestra CN-MT-007-SED).

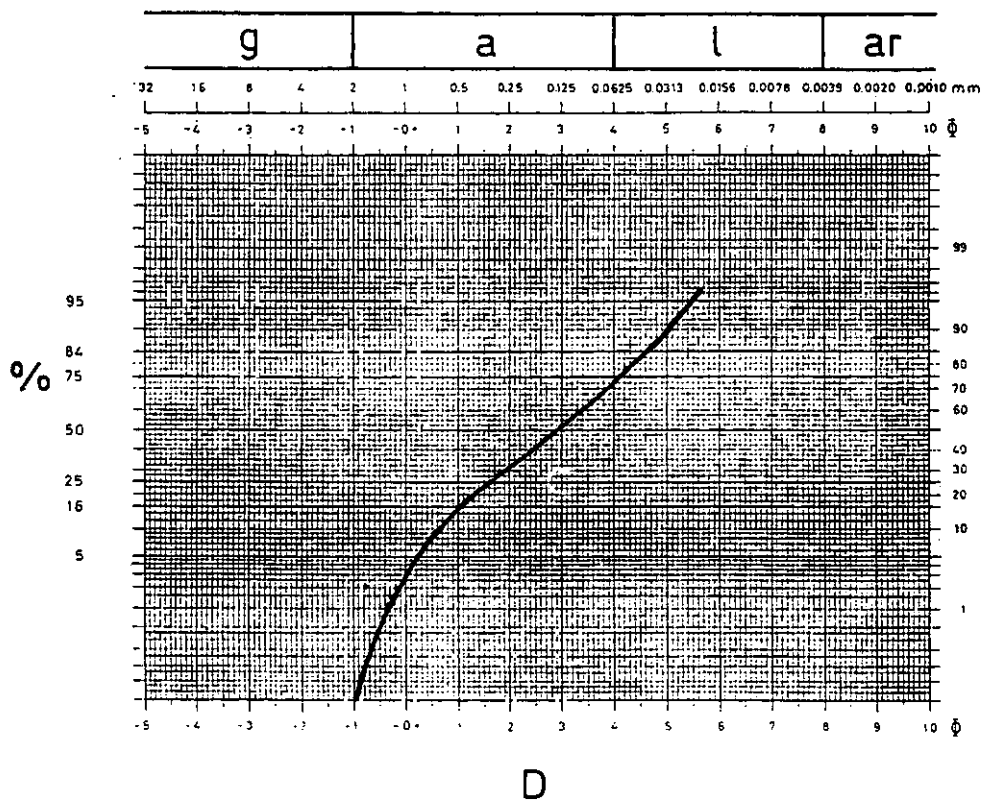


Figura 8.10 Curva granulométrica de los sedimentos de la Cueva del Lobo Marino (Nerja) (muestra CLBM-01).

alcanzar los mármoles alpujárrides, donde se observan morfologías kársticas (conductos) antiguas rellenas por los sedimentos marinos de edad pliocena y retrabajados por la karstificación posterior. Una fase de karstificación anterior al depósito de la Unidad Pliocena Inferior de Guerra Merchán y Serrano (1993), atribuida al Plioceno Inferior, se pone así claramente en evidencia. Posiblemente exista otra fase de karstificación posterior, intraplioceno superior, pues existen paleoconductos en los conglomerados pliocenos rellenos de areniscas también pliocenas.

En algunos puntos de la cavidad existen, además, otros depósitos detríticos más recientes, algunos probablemente marinos y otros claramente continentales, debido a la presencia de microfauna (que no ha podido ser determinada). La curva granulométrica de estos últimos se ha representado en la Fig. 8.10, en la que puede verse que constituyen depósitos areno-limosos, cuyos componentes mineralógicos mayoritarios son el cuarzo, la calcita y minerales de la arcilla heredados (caolinita, illita y clorita). La edad de este depósito es desconocida.

8.2.3. Sistema Hundidero-Gato

El Sistema Hundidero-Gato es el conjunto endokárstico de mayor desarrollo del sur peninsular; pese a ello, los depósitos tanto químicos como detríticos preservados en su interior son muy escasos, predominando las morfologías erosivas. A lo largo de los trabajos realizados en su interior, se detectó una columna sedimentaria bien conservada (en la Sala de las Dunas) con espeleotemas acotando los sedimentos y posibilidades de ser bien datados, por lo que se decidió su muestreo y análisis. Igualmente, fueron localizados algunos otros lugares con depósitos detríticos, de los cuáles los más interesantes resultaron ser los sedimentos de la Sala de los Gours, que rellenaban gours actualmente inactivos. La situación de ambos depósitos se puede observar en la Fig. 8.11. Las curvas granulométricas de los sedimentos ubicados en el interior de los gours se han representado en las Figs. 8.12 y 8.13.

La muestra SHG-GO-01-SED muestra una clasificación mucho mayor que la SHG-GO-02-SED. La primera está constituida por arena con un 5% de limo, mientras que la

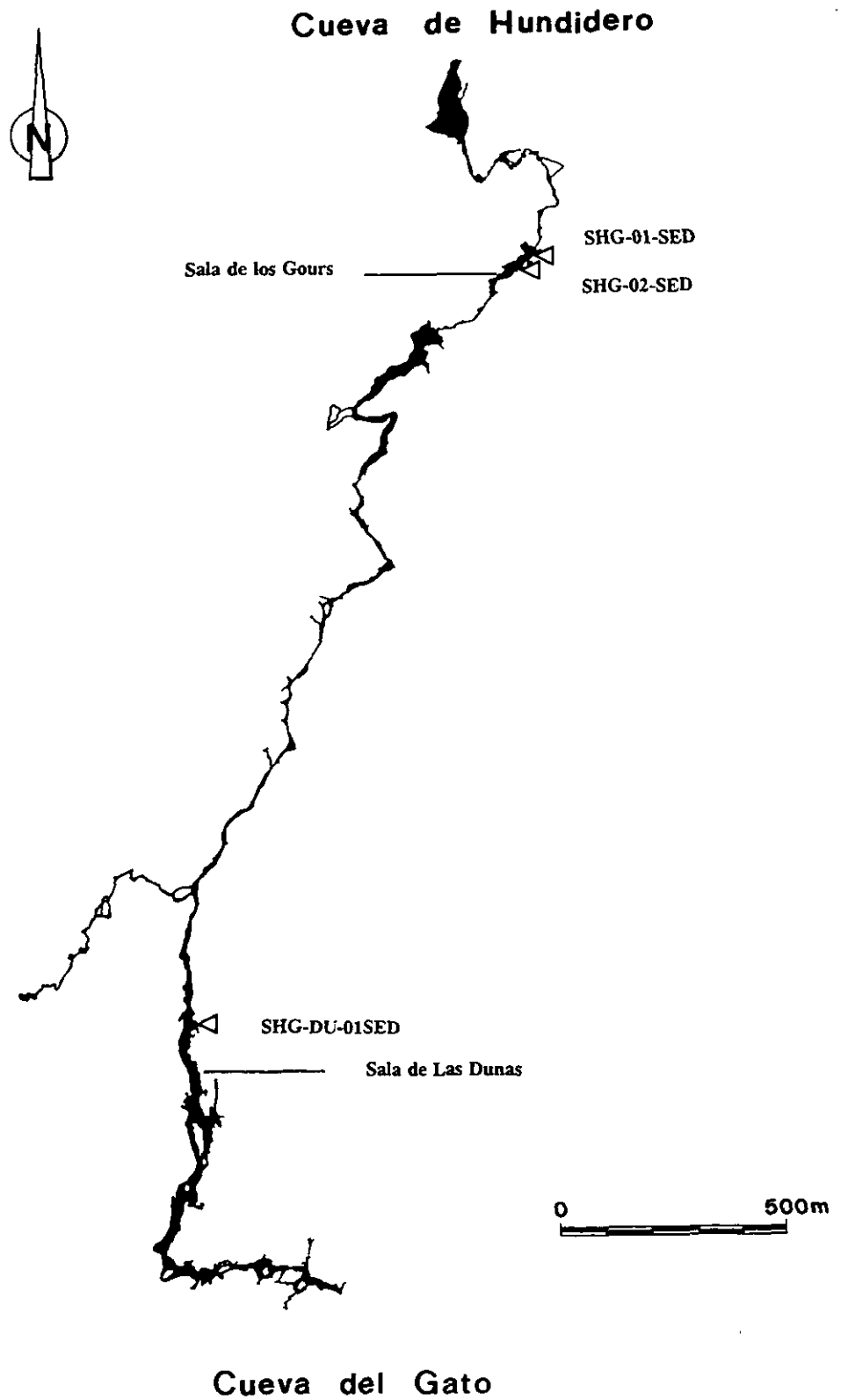


Figura 8.11 Localización en el interior del Sistema Hundidero-Gato de las muestras de sedimentos detríticos estudiados.

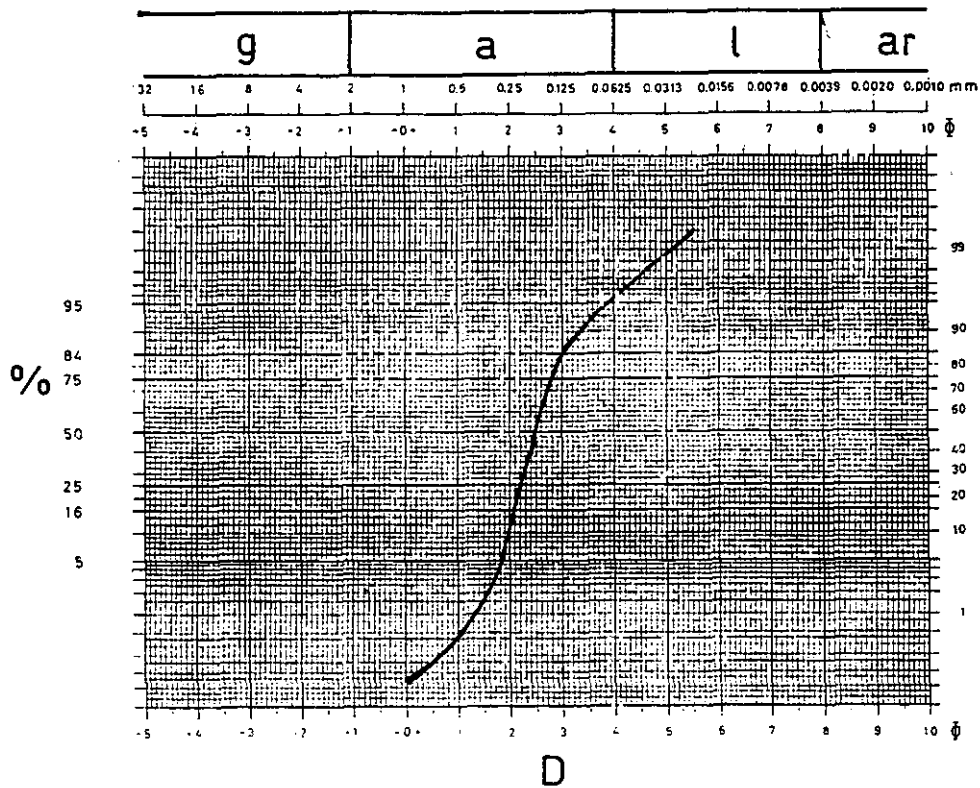


Figura 8.12 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de los Gours del Sistema Hundidero-Gato (muestra SHG-GO-01-SED).

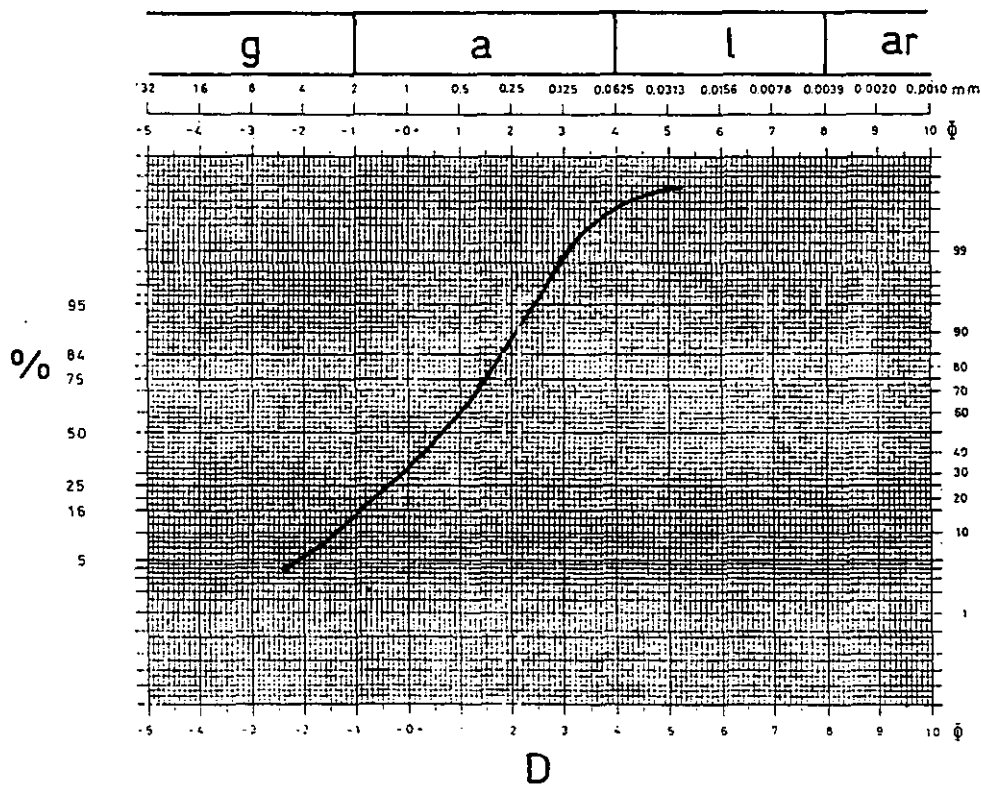


Figura 8.13 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de los Gours del Sistema Hundidero-Gato (muestra SHG-GO-02-SED).

segunda es arena con un 15% de gravas y un porcentaje limoso inferior al 1%. Ambas corresponden a depósitos fluviales, *atrapados* en el interior de los gourrs en momentos de aguas altas. Estos momentos de depósito han sido necesariamente posteriores a la generación de los gourrs, datados *ca.* 52.000 B.P. la generación más antigua y *ca.* 29.000 B.P. la más moderna. Dado que actualmente estos depósitos no muestran funcionalidad parece lógico atribuirlos a un momento terminal del estadio 2. La mineralogía de ambas muestras es similar, con el cuarzo como componente mayoritario y algo de calcita y feldespatos, así como illita y esmectita como minoritarios.

La columna sedimentaria de la Sala de Las Dunas puede observarse en la Fig. 8.14. En ella se han diferenciado 3 tramos detríticos, constituidos por un conglomerado basal, un tramo más arenoso, y un tercero, conglomerático con lentejones más finos intercalados. La secuencia se completa con depósitos de espeleotemas por debajo, por encima y lateralmente. Una muestra tomada en el tramo detrítico superior presenta la curva granulométrica de la Fig. 8.15, típica de una mezcla de arena (55%) y grava (45%) mal clasificada; su composición mineralógica ofrece cuarzo muy abundante, calcita y esmectitas. El origen del depósito es claramente fluvial: una terraza colgada actualmente sobre el cauce subterráneo. Su edad ha podido ser establecida con relativa precisión mediante la datación absoluta de los espeleotemas asociados. La fase de aluvionamiento se produjo entre *ca.* 80 ka y *ca.* 35 ka, es decir, posiblemente al menos su comienzo tuviera lugar en el estadio isotópico 4, sin que sea descartable que este continuara durante el estadio 3.

8.2.4. Cueva de Doña Trinidad ó de Ardales

En el interior de esta cavidad fueron detectados por Durán (1992) una serie de puntos con sedimentos detríticos, ligados a la boca actual ó a paleoentradas de la cavidad, hoy cegadas por los propios depósitos. No constituyen por lo tanto sedimentos de arroyada, sino brechas de colapso, ó conos de deyección, con un material nada clasificado, donde se mezclan grandes bloques autóctonos, con arcillas rojas residuales. El interés de estos depósitos está marcado por la presencia de restos de micromamíferos; en uno de ellos, situado en la Sala del Lago (ver Fig. 6.27), posiblemente relacionado con una de las

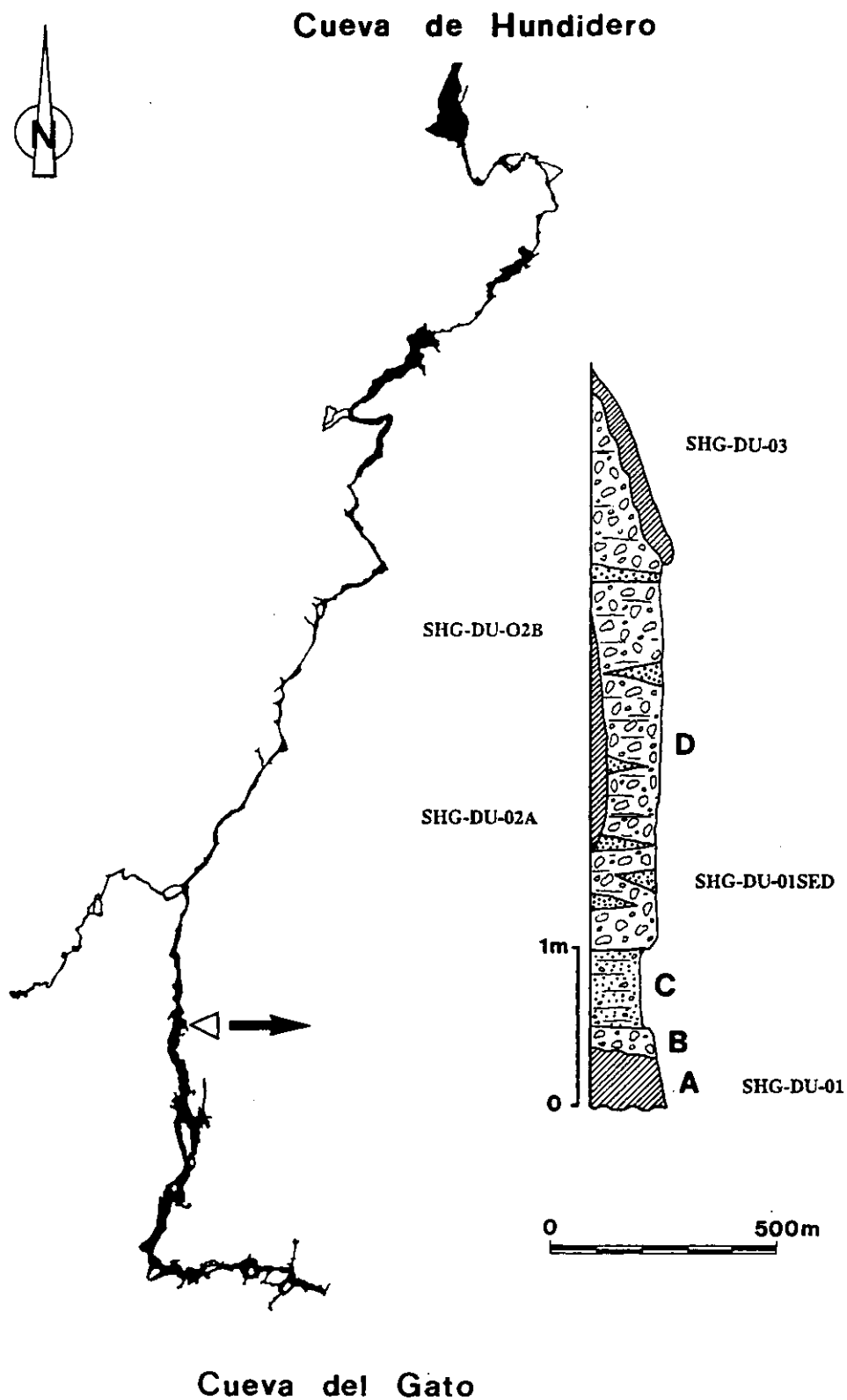


Figura 8.14

Secuencia de sedimentos detríticos de la Sala de las Dunas del Sistema Hundidero-Gato. Localización y detalle de la misma, con indicación de los tramos diferenciados: A, espeleotemas; B, Conglomerado con escasa matriz; C, Arenas y microconglomerados; D, conglomerados con niveles arenosos. Se indica igualmente la posición de las muestras de espeleotemas datados y de los sedimentos detríticos estudiados.

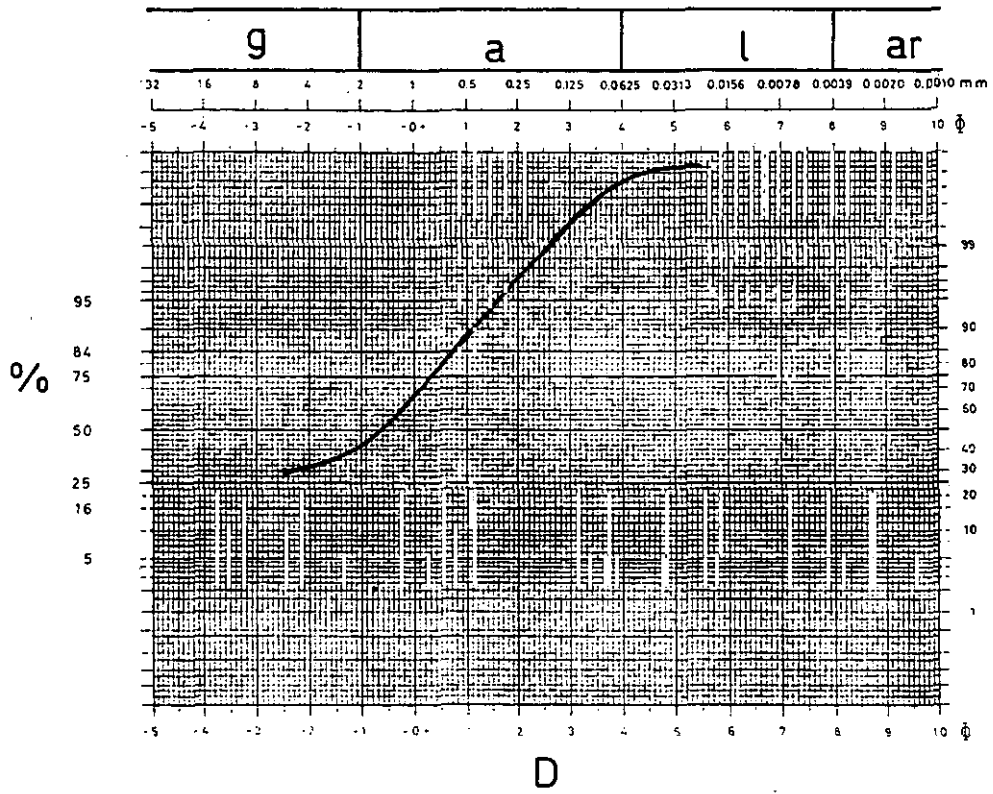


Figura 8.15 Curva granulométrica de los sedimentos de la Sala de las Dunas del Sistema Hundidero-Gato (muestra SHG-DU-01-SED).

paleobocas actualmente taponadas de la cueva, se pudo localizar un yacimiento de microfauna hasta ahora desconocido.

Los sedimentos están constituidos por arcillas rojas y pardas, con bloques y cantos calizos de tamaño heterométrico. Una vez lavados, han suministrado una rica fauna de micromamíferos, constituida básicamente por elementos esqueléticos, tanto del esqueleto craneal como del posteraneal, de insectívoros, roedores y lagomorfos, sin que se hayan recuperado restos fósiles de quirópteros. La lista provisional de micromamíferos identificados y las consideraciones biocronológicas preliminares fueron avanzadas por López Martínez *et al.* (1995), y se resumen a continuación. Las especies presentes son: *Crocidura suaveolens*, Pallas, 1979 (musaraña campesina); *Oryctolagus* sp. (conejo); *Apodemus* sp. (ratón de campo); *Microtus brecciensis*, Giebel, 1847 (topillo de las brechas); *Pitymys cf. subterraneus*, Selys-Longchamps, 1826 (topillo europeo).

En base a estas determinaciones faunísticas, realizadas por Alfonso Arribas (Museo Geominero, ITGE), puede realizarse la adscripción biocronológica de los materiales presentes y por lo tanto del depósito, a la segunda mitad del Pleistoceno Medio, ofreciendo un hito cronológico importante para la edad mínima de la karstificación en la Serrezuela de Carratraca, estimada por López Martínez *et al.* (1995) hacia el tránsito Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior en base a consideraciones regionales. El conjunto faunístico podría corresponder a un momento de clima templado y posiblemente poco húmedo.

8.2.5. Cavidades de Los Cantales

El conjunto de cavidades de Los Cantales es muy rico en sedimentos detríticos, de orígenes marino y continental. Su cercanía a la línea de costa y su baja altitud hace de estos pequeños macizos kársticos una trampa perfecta para la conservación de sedimentos marinos en las diferentes etapas de máximos transgresivos, y continentales durante las bajadas del nivel del mar. En dos cavidades los sedimentos ofrecen datos de interés: la Cueva del Tesoro y la Raja del Humo.

En la Cueva del Tesoro, López Martínez (1972) estudió un conjunto microfaunístico encontrado en las brechas y arcillas continentales de los niveles superiores de una de las entradas semienterradas de la cavidad. Determinó la presencia de numerosas especies, entre roedores, lagomorfos, insectívoros y quirópteros. El listado es el siguiente: *Eliomys quercinus* ssp., *Cricetulus (Allocricetus) bursae*, *Gerbillus campestris*, *Microtus (Microtus) breccienis*, *Apodemus sylvaticus*, *Prolagus sardus*, *Oryctolagus cuniculus*, *Sorex araneus*, *Crociodura russula*, *Talpa* sp., *Rhinolophus ferrumequinum*, *Rhinolophus mehelyi*, *Rhinolophus euryale*, *Rhinolophus euryale/mehelyi*, *Myotis Myotis/blythi*, *Myotis emarginatus*, *Plecotus auritus* y *Miniopterus schreibersi*.

Este conjunto faunístico, verdaderamente rico, indica un ambiente templado cálido, con variaciones en la humedad. Algunos taxones son indicativos de climas más secos, como *R. mehelyi* y *G. Campestris*, mientras que otros lo son de climas más húmedos, como *S. araneus* y *E. quercinus*. Quizás esto pueda ser explicado por la coexistencia en el entorno cercano a la cavidad de biotopos diversos, con zonas arbóreas por un lado y áreas despejadas, tipo sabana, por otro. La edad atribuida al depósito corresponde a la parte baja del Pleistoceno Medio.

En el interior de esta cavidad también se ha localizado un depósito de arenas y gravas bien redondeadas, con fauna marina banal, pero cuya edad mínima puede ser estimada indirectamente por la existencia de una colada estalagmítica datada ca. 118.000 ka, situada sobre estos sedimentos, lo que obliga a considerarlos como más antiguos, sin mayores precisiones.

En otra cavidad, más cercana a la línea de costa y a menor cota, existen igualmente una serie de depósitos marino-continentales, al igual que ocurre en toda la serie de cuevas y abrigos del paleoacantilado basal del Cantal Chico. Las excavaciones arqueológicas realizadas en La Raja del Humo y los abrigos y pequeñas cavidades adyacentes (Ramos, 1988) han puesto de manifiesto una serie estratigráfica que comienza con materiales marinos y soporta una potente secuencia continental, que puede superar en algunos puntos la decena de metros, constituida por sedimentos finos alternantes con capas estalagmíticas y brechas

calizas hacia la parte superior. La geometría del depósito es muy complicada, debido a los procesos erosivos sufridos posteriormente y al grado de alteración antrópica del yacimiento. En cualquier caso, se han podido realizar varias dataciones en el mismo: dos, en materiales carbonatados en diversos puntos de la secuencia, que se comentaron anteriormente en el capítulo 6 (*ca.* 21.200 B.P., una colada equivalente lateral a una de las existentes en las secuencias detríticas exteriores; *ca.* 5.700 B.P., la colada que corona la secuencia detrítica interior de La Raja del Humo); otra datación absoluta ha podido realizarse sobre un diente de cérvido (mediante ESR) situado en los sedimentos finos de la parte baja de la secuencia detrítica exterior. Su edad, dependiendo de que se considere una acumulación lineal del Uranio o una acumulación temprana, oscila entre *ca.* 47.000 B.P. y 73.500 B.P., con mayores posibilidades de situarse la edad real hacia la segunda de las fechas indicadas. Estos sedimentos finos tienen una apariencia que podría ser calificada de *loésica*, pues poseen una gran similitud con los depósitos de loess de otras latitudes, por lo que su origen bien pudiera ser mayoritariamente eólico, asociado a una de las fases frías del Pleistoceno Superior, posiblemente el estadio 4.

Conviene destacar también la importante acumulación de materiales detríticos en el interior de La Raja del Humo y en otras cavidades adyacentes, de edad holocena, confirmada tanto por los materiales arqueológicos encontrados en su seno, como por la datación absoluta de la colada somital de La Raja del Humo. El conjunto sedimentario de la Raja del Humo podría resumirse en:

- Unos materiales basales, de origen marino, y de edad no conocida (*¿estadio 5?*).
- Un tramo de limos con algunos cantos, de posible origen eólico, y cuya edad puede ser estimada entre 47.000 B.P. y 73.500 B.P. (*¿estadio 4?*).
- Un tramo con varias coladas estalagmíticas, algunas de las cuales parece correlacionarse lateralmente con una datada *ca.* 21.300 B.P. (estadio 2).
- Un tramo superior con brechas y arcillas rojizas, cuya apariencia es la de gelifractos, y que podría corresponder a las últimas fases del estadio 2.
- Una secuencia holocena, de tonos pardos y carácter heterogéneo, coronada en el interior de La Raja del Humo por una colada de edad 5.700 B.P.

8.2.6. Cueva de Los Órganos

En esta cavidad de la Sierra de la Camorra (Mollina), en el norte de la provincia, se ha localizado un nuevo yacimiento de macro y microfauna, contenido en un depósito detrítico preservado por una potente generación de espeleotemas. El depósito se sitúa en la primera gran sala de la cavidad, asociado a un cono de deyección procedente de las dos entradas de la misma. Constituye un yacimiento de tipo trampa (Faure y Guerin, 1992), perfectamente compatible con la morfología de las dos entradas de la cueva (una torca profunda de paredes subverticales y una pequeña sima que se abre directamente sobre la sala en la que se sitúa el yacimiento).

El depósito es, en general, de carácter bréchico, con pasadas arenosas y arcillosas menores, sin estratificación bien definida y con mala selección. Los restos de macrofauna han sido recogidos de un pequeño perfil dejado al aire por la erosión, y las de microfauna del lavado de algunos kilogramos de sedimento fino procedente del mismo perfil

Las especies, identificadas por Alfonso Arribas (Museo Geominero, ITGE) son las siguientes: *Myotis cf. myotis*, *Apodemus sp.*, *Microtus cf. agrestis*, *Microtus sp.cf.*, *Oryctolagus caniculus ssp.*, *Capra cf. ibex*, así como restos de passeriformes de género indeterminado. Los restos fósiles proceden del esqueleto craneal y postcraneal. En el caso de los macromamíferos (cabra) los huesos parecen encontrarse en conexión anatómica, lo que abona la hipótesis del yacimiento-trampa.

En relación con la edad, los taxones encontrados no aportan demasiada información bioestratigráfica, pero parecen apuntar a la parte final del Pleistoceno Medio - tránsito Pleistoceno Superior. Esta edad es congruente con la presencia de una generación de espeleotemas muy importante por encima del depósito, que correspondería en ese caso al estadio isotópico 5. Más interesantes son las posibles consideraciones paleoambientales. La presencia de cabra indica un medio estépico, no muy húmedo, y un biotopo rocoso, congruente con el medio físico de la Sierra de la Camorra. En la misma dirección (ambiente poco húmedo y con escasa vegetación) apunta la posible presencia de *M. agrestis*.

**PARTE IV. DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN DEL KARST Y ASPECTOS
PALEOCLIMÁTICOS**

9. Evolución de los sistemas kársticos e interpretación paleoclimática

Como ya se ha visto anteriormente, los sistemas kársticos son ricos en información paleoambiental. Las fuentes de información más importantes son:

- Las propias formas exo y endokársticas
- La distribución temporal de los carbonatos kársticos (espeleotemas y travertinos)
- La caracterización y la edad de los depósitos detríticos
- El contenido florístico, faunístico y polínico de los travertinos
- La macro y microfauna fósil y el polen de los sedimentos detríticos
- Las composiciones isotópicas y sus variaciones en espeleotemas y travertinos
- El estudio de inclusiones fluidas
- La caracterización de los espeleotemas (morfología y composición)

No todas estas fuentes de información han sido estudiadas en el presente trabajo, pero sí la mayor parte de ellas, incluidas las más importantes. La evolución general de los sistemas kársticos de la provincia de Málaga ha podido ser trazada a grandes rasgos y, en algunos periodos, con precisión, y extraídos algunos datos relevantes para su mejor comprensión en el marco de las variaciones paleoclimáticas regionales, contribuyendo asimismo al mejor conocimiento de las mismas.

En los apartados siguientes se desglosa esta evolución, siguiendo los resultados expuestos en la tercera parte de este trabajo. Se detallan así las fases de karstificación, precuaternarias y cuaternarias, las fases de sedimentación detrítica en el interior de las cavidades, las fases de crecimiento de espeleotemas y las fases de travertinizaci3n. Posteriormente, se aborda una exposici3n de las principales deducciones paleoclimáticas que pueden ser inferidas de los sistemas kársticos estudiados y se comentan y comparan los resultados obtenidos con algunas secuencias continentales y marinas de otros ámbitos regionales.

9.1. Fases de karstificación precuaternarias

La evolución de los sistemas kársticos del Mediterráneo occidental no comienza en tiempos pleistocenos, como demuestran las numerosas evidencias repartidas por numerosas regiones; esto es así tanto para sistemas kársticos desmantelados y englobados en el registro estratigráfico (paleokarsts en sentido estricto) como para sistemas kársticos actualmente reconocibles como tales, sean estos funcionales o no. Muchas de las fases de karstificación de mayor antigüedad han sido identificadas en el ámbito de la Cordillera Bética, tanto en la península como en las Islas Baleares.

9.1.2. De ámbito regional

Martín Algarra *et al.* (1989) han realizado una síntesis de los episodios paleokársticos de la Cordillera Bética. En la Fig. 9.1 se han representado los principales eventos geológicos correlacionables con paleokarsts y su situación en la columna cronoestratigráfica. Son numerosas las fases paleokársticas, repartidas a lo largo del Mesozoico y el Cenozoico. Algunas de estas fases han sido estudiadas con detalle por González Donoso *et al.* (1983), Martín Algarra (1987) y Jiménez de Cisneros (1994), entre otros autores.

Los dominios paleogeográficos béticos donde estos periodos de emersión y karstificación han sido más notables son el Penibético, el Maláguide, la Dorsal Bética y el Subbético más septentrional. También en las Islas Baleares, prolongación paleogeográfica de la Cordillera Bética han sido citados estos fenómenos paleokársticos. Fornós *et al.* (1995) citan dos episodios fundamentales de karstificación antigua en la isla de Mallorca, hacia finales del Cretácico - principios del Paleógeno, y en el Mioceno Superior.

Los periodos de karstificación neógenos han de ser ligados no sólo a eventos tectónicos (levantamientos) o paleogeográficos (deseccación de cuencas), también han de ser analizados a la luz de la evolución paleoclimática de este período. Calvo *et al.* (1993) ofrecen una espléndida síntesis del Neógeno continental peninsular, en la que detallan la existencia de cuatro momentos de máximos termales; tres de estos máximos se sitúan en el

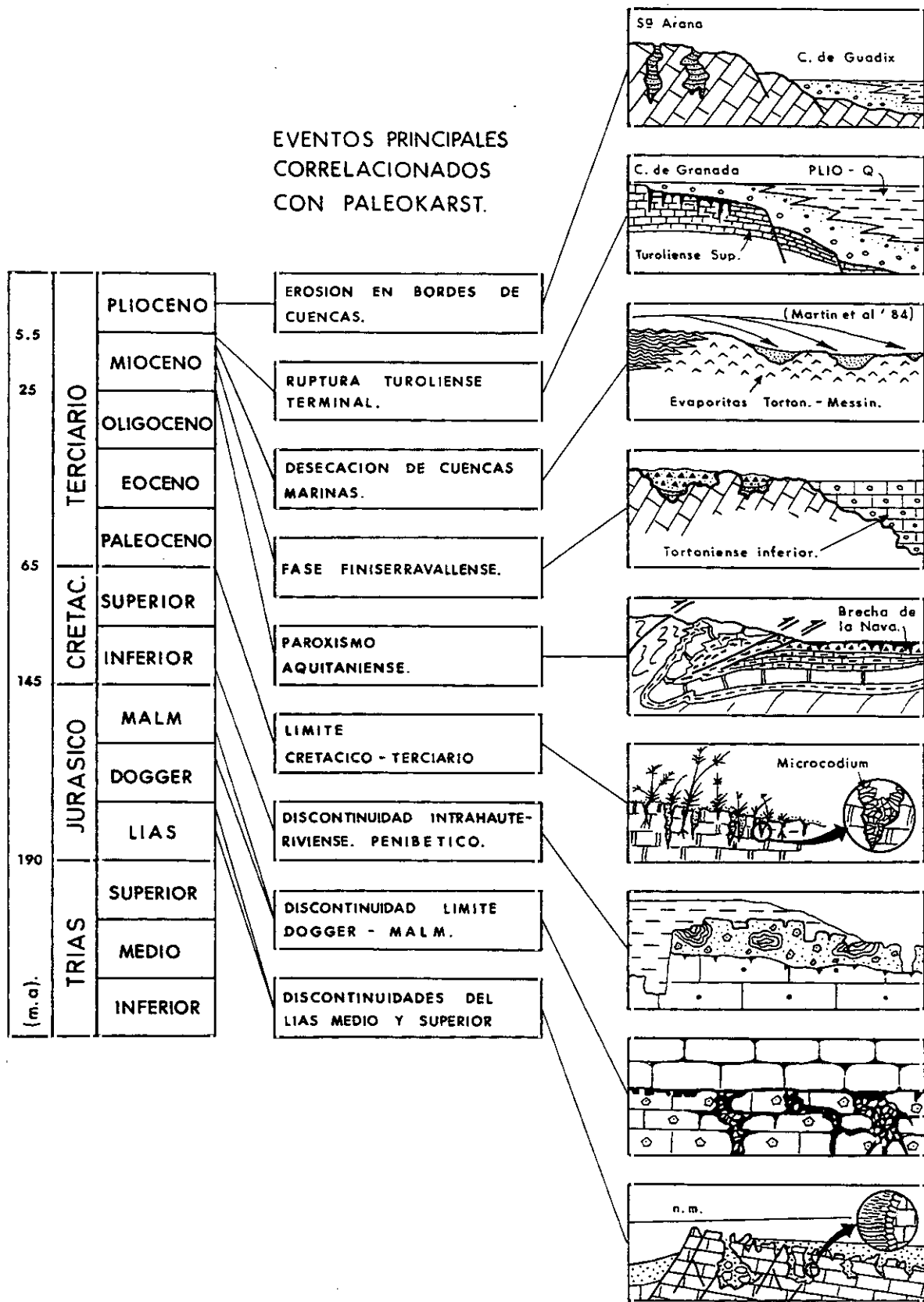


Figura 9.1

Episodios paleokársticos detectados en la Cordillera Bética y eventos geológicos correlacionables con los mismos (según Martín Algarra, *et al.*, 1989).

tiempo con posterioridad al paroxismo aquitaniense bético y han podido ser aprovechados para el desarrollo de fases de karstificación: Aragoniense Inferior-Medio, con clima subtropical, *ca.* 17 millones de años (m.a.); Vallesiense-Turoliense, igualmente subtropical, *ca.* 12 m.a.; y Villafranquiense Superior, con un clima algo menos cálido, *ca.* 2 m.a. Calvo *et al.*, (1993) establecen igualmente la existencia de varias fases más húmedas, entre las cuales pueden distinguirse 2 subfases mayores y 3 menores, centradas entre 27-18 m.a., *ca.* 10 m.a. (las 2 primeras), *ca.* 5 m.a., *ca.* 3 m.a. y *ca.* 1,8-1,6 m.a. (las 3 segundas).

9.1.3. En la provincia de Málaga

En la provincia de Málaga se han detectado algunas de las fases citadas en el apartado anterior. Particular desarrollo, acompañando a la extensión de sus afloramientos, alcanzan los ejemplos del paleokarst cretácico del Penibético (Martín Algarra, 1987). También en el Mesozoico de la cobertera maláguide de Los Cantales, Azema (1960) encuentra indicios de paleokarstificación.

En el Mioceno, las evidencias de fases kársticas son importantes. La discordancia de los materiales tortonienses de El Chorro sobre un paleorrelieve labrado en las calizas jurásicas penibéticas constituye un buen ejemplo de morfologías exokársticas enterradas. También existen formas endokársticas de esa edad: en el borde norte de la Sierra de Mijas se han encontrado cavidades en los mármoles alpujárrides rellenas por depósitos marinos del Plioceno Inferior. Idéntica circunstancia se da en la región costera de Nerja (Cueva del Lobo Marino). Lhénaff (1966) indica la presencia de materiales marinos pliocenos relleno paleocavidades superficiales en la falda sur de la Sierra de Mijas. Los hechos aseguran, por lo tanto, la existencia de una (o varias) importante fase de karstificación miocena en esta región.

De la misma manera parece que durante el Pleistoceno la karstificación debió ser notable: los rellenos marinos de conductos kársticos intrapliocenos de la Cueva del Lobo Marino y las brechas continentales de Nerja del tránsito Plio-Pleistoceno así lo indican. Posiblemente, como ocurre en otras áreas peninsulares e insulares del Mediterráneo

occidental, el Plioceno marque un ciclo mayor de karstificación incluyendo la génesis a grandes rasgos de la mayoría de las formas endokársticas no funcionales en la actualidad.

9.2. Reconstrucción de las principales etapas evolutivas del karst

En este apartado se intenta reconstruir las etapas de la evolución cuaternaria de los principales sistemas kársticos estudiados. Como podrá verse posteriormente, existe un importante déficit de información en el Pleistoceno Inferior, motivado en parte por la escasez de depósitos de esa edad (ausentes o cubiertos) y por las limitaciones de las técnicas empleadas en el estudio (límite de algunos de los métodos geocronológicos, no realización de sondeos, etc).

9.2.1. Fases de karstificación

Como tal se entienden los momentos en los que la generación de huecos en los macizos kársticos por disolución ha sido particularmente importante, contribuyendo a la estructuración de las redes kársticas subterráneas. Ya se ha dicho que posiblemente dos fases básicas en la estructuración de los grandes volúmenes subterráneos tuvieron lugar a lo largo del Mioceno y del Plioceno. Algunos autores, como Ginés y Ginés (1995) han llegado a asegurar la inexistencia de cambios morfológicos notables en las formas endokársticas de regiones similares a la estudiada (Mallorca) con posterioridad a la fase de karstificación pliocena.

En Málaga, han existido con seguridad fases de karstificación (o de erosión kárstica si se quiere) de una cierta relevancia durante el Pleistoceno. En la Cueva de Nerja este hecho es particularmente claro: la disolución ha modelado parte de las galerías de la cavidad en las brechas continentales del límite Plio-Pleistoceno. Al menos una fase de karstificación intrapleistocena es, por lo tanto, evidente.

Por otro lado, en cavidades como la Cueva de La Pileta se observan diferentes generaciones de terrazas fluviales hipogeas separadas por coladas de espeleotemas, algunas

de las cuáles parecen corresponder al estadio isotópico 5. En el Complejo Hundidero-Gato, la terraza de edad comprendida entre *ca.* 80 ka y *ca.* 35 ka, se encuentra totalmente colgada, con una sobreexcavación en el cauce fluvial subterráneo actual de varios metros. Otro tanto ocurre en Sima GESM, donde son evidentes los períodos de reexcavación de la red con posterioridad al estadio isotópico 7. En la Cueva del Tesoro este hecho es también nítido, en relación con una fuerte erosión generalizada al final del Pleistoceno Medio, pero con la salvedad de que en este caso la fase de karstificación estaría relacionada con la invasión de aguas marinas en el interior de la cavidad.

Parece clara la existencia de varias fases de karstificación durante el Pleistoceno, unas más antiguas, quizás en el Pleistoceno Inferior, con seguridad en el Pleistoceno Medio; otras más recientes, en el Pleistoceno Superior. Además, es muy probable que estas fases pleistocenas de karstificación-erosión coincidieran con los periodos más fríos.

9.2.2. Fases de sedimentación detrítica endokárstica

En relación con los depósitos detríticos endokársticos de origen continental pueden establecerse varias fases. Los registros sedimentarios estudiados se han representado en la Fig. 9.2. En ella puede verse como se distribuyen a lo largo del Pleistoceno Medio-Superior. Esquemáticamente, las fases mayores de sedimentación detrítica en el interior de las cavidades serían:

- Tránsito Plio-Pleistoceno ó Pleistoceno Inferior (Cueva de Nerja) (Hoyos, 1992).
- Segunda mitad del Pleistoceno Medio (Cueva de Nerja, Cueva de Ardales, Cueva de los Órganos y Cueva del Tesoro). Únicamente en la Cueva de Nerja (Sala de La Montaña) se encuentran sedimentos fluviales, de carácter tractivo.
- Primera mitad del Pleistoceno Superior, probablemente estadio isotópico 4, y quizás el 3. (Sistema Hundidero-Gato, Raja del Humo).
- Segunda mitad del Pleistoceno Superior (estadio isotópico 2) (Sistema Hundidero-Gato?, Raja del Humo, Cueva de Nerja).
- Holoceno (Cueva de Nerja, Cueva de Ardales, Raja del Humo).

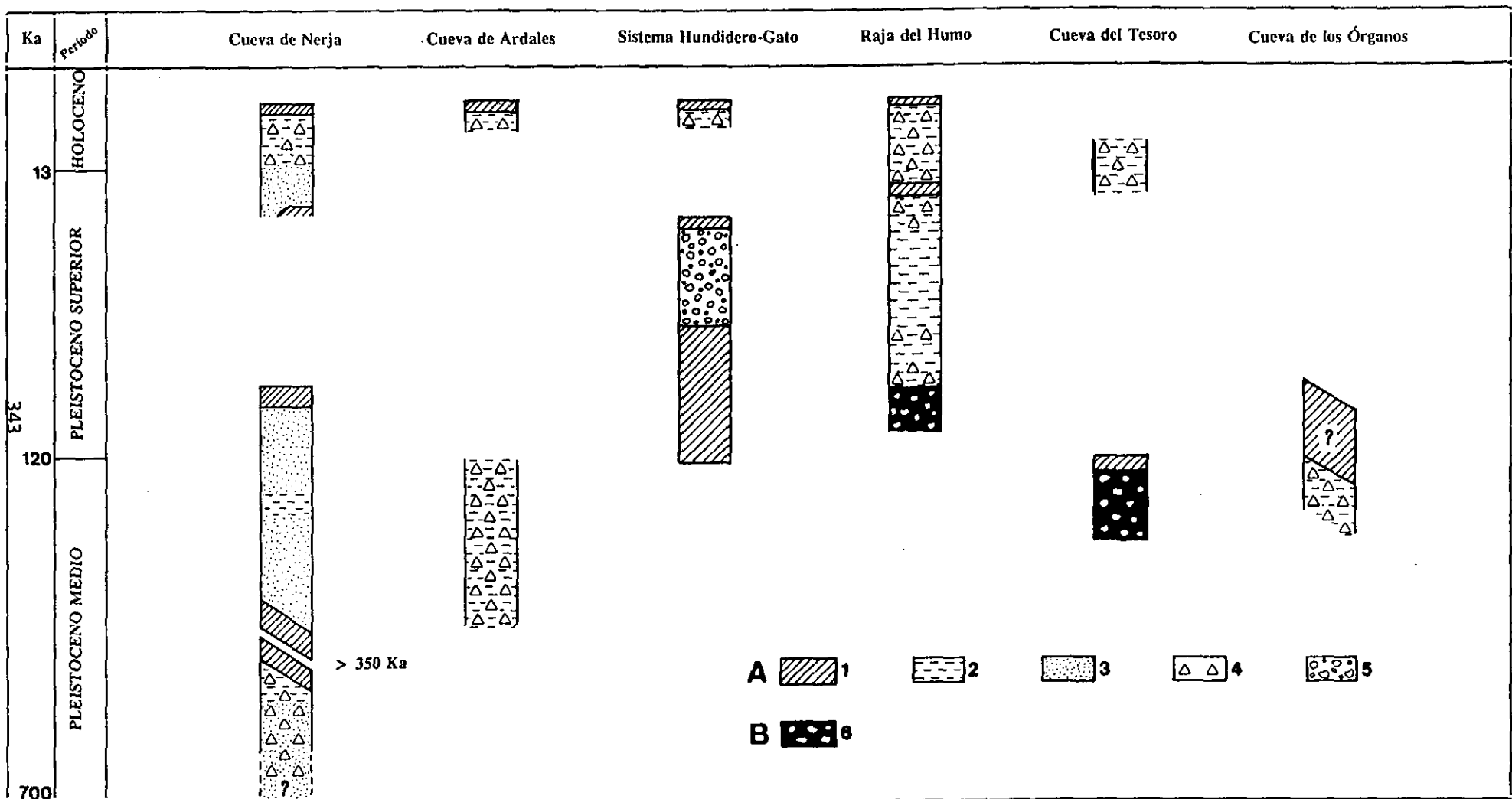


Figura 9.2 Síntesis temporal de los sedimentos detríticos endokársticos de la provincia de Málaga. A, sedimentos continentales: 1, espeleotemas; 2, arcillas y limos; 3, arenas; 4, brechas; 5, terraza fluvial; B, sedimentos marinos.

9.2.3. Fases de crecimiento de espeleotemas

En la Fig. 9.3 se han representado los intervalos temporales en los que se ha detectado crecimiento de espeleotemas en las cavidades estudiadas. Estos intervalos se han calculado incluyendo los errores asociados a cada datación y ponderándolos en función de los diagramas de frecuencias realizados para cada cavidad. Pueden establecerse así una serie de fases de crecimiento constatado de espeleotemas, en los siguientes periodos:

- *ca.* 800.000 B.P. (final del Pleistoceno Inferior-tránsito al Pleistoceno Medio).
- Pleistoceno Medio (I) (estadios isotópicos 11-9, *ca.* 400.000-350.000 B.P.).
- Pleistoceno Medio (II) (estadio isotópico 7, *ca.* 250.000 B.P.).
- Pleistoceno Medio (III) (estadio isotópico 6, *ca.* 160.000-140.000 B.P.).
- Pleistoceno Superior (I) (estadio isotópico 5, *ca.* 115.000-70.000 B.P.).
- Pleistoceno Superior (II) (estadios isotópicos 3 y 2, *ca.* 40.000-25.000 B.P.).
- Holoceno (I) (final del estadio isotópico 2-inicio del 1, *ca.* 14.000-12.000 B.P.).
- Holoceno (II) (estadio isotópico 1, *ca.* 8.000-5.000 B.P.).

9.2.4. Fases de formación de travertinos

Los datos geocronológicos de los edificios travertínicos se han representado en la Fig. 9.4, junto con las divisiones cronológicas e isotópicas. Las fases cuaternarias de formación de travertinos que se han establecido son:

- Pleistoceno Inferior/Medio (> 350.000 B.P.): Una ó varias fases.
- Pleistoceno Medio (I), estadio isotópico 7.
- Pleistoceno Superior (I), estadio isotópico 5.
- Pleistoceno Superior (II), estadio isotópico 3. (*ca.* 40.000 B.P.).
- Pleistoceno Superior (III), estadio isotópico 2 (*ca.* 25.000-20.000 B.P.).
- Holoceno (I) (tránsito estadio 2-estadio 1).
- Holoceno (III) (estadio isotópico 1).

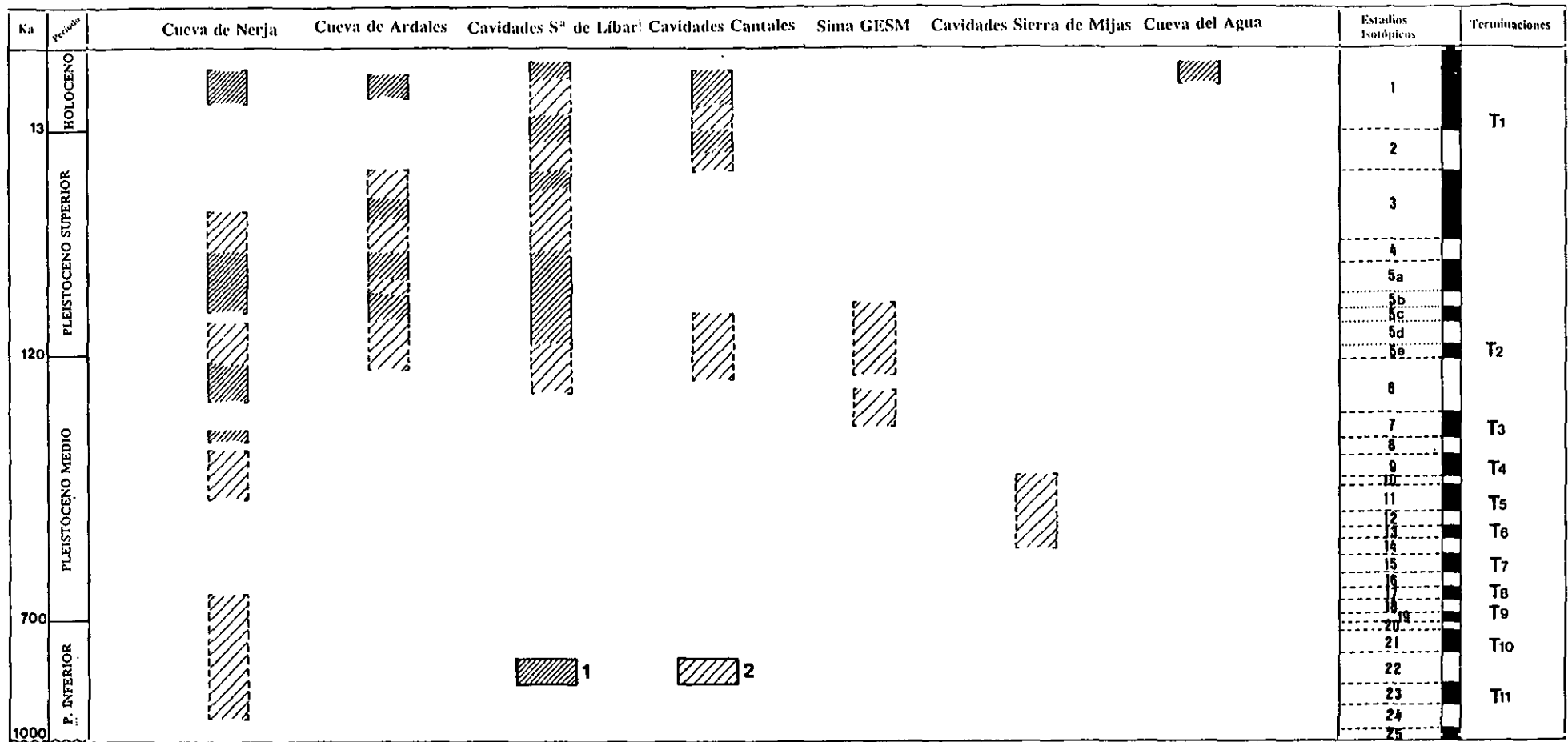


Figura 9.3

Síntesis temporal de las distintas generaciones de espeleotemas de la provincia de Málaga. En rayado denso (1) se representan las etapas de mayor frecuencia de crecimiento de los mismos; en rayado menos denso (2), las de menor frecuencia. A la derecha de la figura, estudios isotópicos del oxígeno y terminaciones.

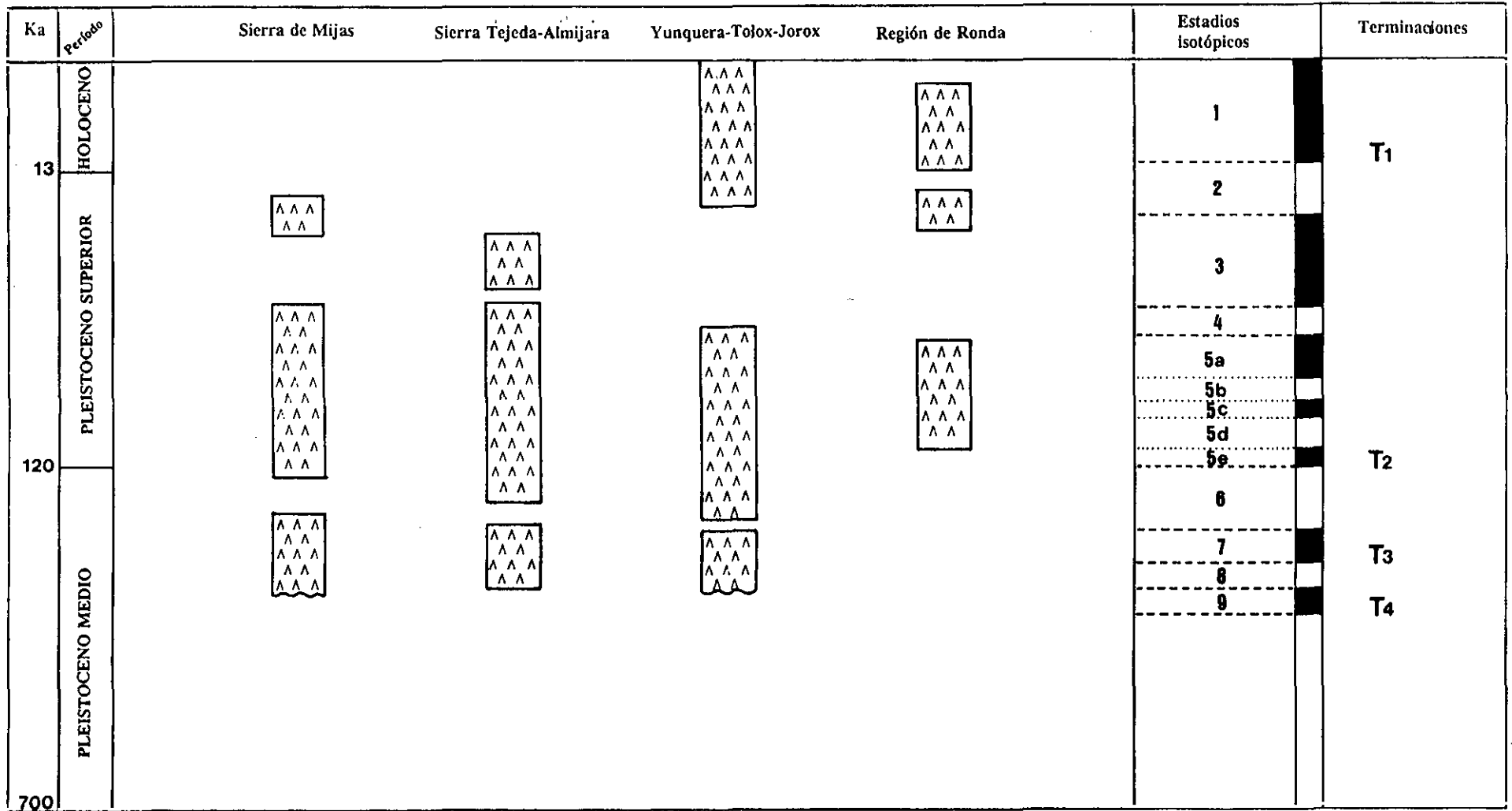


Figura 9.4

Síntesis temporal de los travertinos de la provincia de Málaga. Se han representado las dataciones absolutas, incluyendo los intervalos de mayor frecuencia.

9.3. Aportaciones al conocimiento paleoclimático regional en base a los datos geocronológicos absolutos y de los isótopos estables

De igual manera que Shackleton (1984) demostró la correspondencia neta entre épocas cálidas y sedimentación marina rica en carbonatos, lo primero que se deduce de los datos geocronológicos de los espeleotemas y travertinos estudiados es la correspondencia global en este mismo sentido en relación con los carbonatos continentales terrestres. Para concretar más en relación con las condiciones climáticas de las fases cálidas detectadas mediante los depósitos carbonatados se han estimado las paleotemperaturas medias de los diferentes grupos cronológicos de travertinos y espeleotemas.

Para el estadio 1, la composición media isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) resultante es de $-5,025\text{‰}$, centrada en muestras del Holoceno *inferior* (ca. 13.000- ca. 5.500 B.P.). Para el estadio 2 (sólo el periodo ca. 35.000- ca. 13.000 B.P.) esta resulta ser de $-4,36\text{‰}$. Para el estadio 3 (ca. 65.000- ca. 35.000 B.P.), la media es de $\delta^{18}\text{O} = -4,65$. Para el estadio 4 no hay registros cronológicos ni de isótopos. Para el estadio 5, la composición isotópica media del Oxígeno es $-4,985$. Para el estadio 6, no existen datos isotópicos. Para el estadio 7 la media es de $-5,675$. El estadio 8 no posee registros. El estadio 9 ofrece una composición media para el $\delta^{18}\text{O}$ de $-5,0225$.

Esto se traduce en unas variaciones entre los sucesivos periodos cálidos no superiores al 1‰ . en el $\delta^{18}\text{O}$, es decir, menores de $4\text{-}5^{\circ}\text{C}$ en las paleotemperaturas medias. Si se consideran además las diferencias altitudinales de las distintas masas travertínicas y entre las diferentes cavidades, esta amplitud se ve reducida, estando dentro del margen de variación de las temperaturas medias anuales existentes en la actualidad en la provincia de Málaga (del orden de $4\text{-}5^{\circ}\text{C}$). Los periodos relativamente más fríos (estadio 2) sí presentan una variación algo mayor en la composición isotópica media, lo que asegura la presencia de temperaturas más bajas que las actuales, aunque obviamente no tanto como para que pudieran llegar a detenerse durante todo el periodo los procesos de travertinización y de crecimiento de espeleotemas.

9.4. Análisis comparativo de la información paleoclimática inferida del estudio de karst en la provincia de Málaga

Se describen a continuación otras secuencias continentales y marinas de diversos ámbitos regionales, y se comparan con la información paleoclimática obtenida en este trabajo.

9.4.1. Comparación con otras secuencias continentales del Mediterráneo occidental

En el Mediterráneo occidental se han descrito numerosas secuencias continentales en sus dos orillas, la europea y la africana. Aquí solo se citan algunos ejemplos de interés comparativo.

9.4.1.1. Europeas

Sesé (1994) realiza una interpretación paleoecológica y paleoclimática del Pleistoceno y Holoceno de la Península Ibérica, basándose en los cambios de la distribución de las asociaciones de micromamíferos presentes en 43 yacimientos estudiados por diferentes autores. Llega a las siguientes conclusiones:

- El fin del Plioceno estuvo caracterizado por un enfriamiento, que abarcó también el principio del Pleistoceno.
- La península parece haber estado sometida a un clima templado desde el Pleistoceno Medio.
- Algunas fases relativamente cálidas habrían tenido lugar en el Pleistoceno Medio, mientras que en el Pleistoceno Superior se caracteriza por algunas fases relativamente frías durante las "glaciaciones", pese a que estas son mucho menos intensas que en el resto de Europa.
- En el sur de la península la humedad del fin del Plioceno y principio del Pleistoceno fue mayor que anteriormente.
- Durante el Pleistoceno Medio, las fases más cálidas fueron también más húmedas

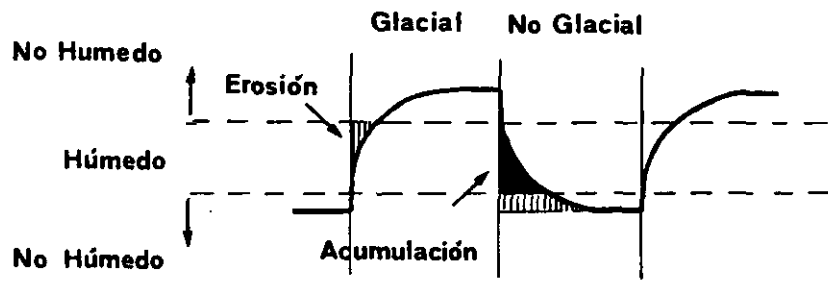
en la península, con el desarrollo de cursos de agua y de cubierta vegetal.

- Durante el Pleistoceno Superior, las fases más frías eran también las más secas. En este periodo hay una tendencia hacia la aridez que continúa actualmente.

Más relacionado con los indicadores climáticos aquí estudiados, Martínez Tudela *et al.* (1986) estudian una interesante secuencia de travertinos en el Río Matarraña, en Beceite (Teruel), zona con clima más continental que la orla mediterránea. Encuentran con claridad, tres generaciones de travertinos depositadas en los tres últimos periodos interglaciales, incluyendo el presente (estadios isotópicos 7, 5 y 1). El estadio 5 lo caracterizan a través de la flora y fauna presente en los travertinos: clima frío y seco en las zonas altas cercanas, y localmente templado-húmedo. Con estos datos elaboran un modelo del comportamiento de los travertinos frente a las variaciones climáticas (Fig. 9.5), en el que reflejan que estos se depositaron preferentemente en los momentos húmedos de los periodos más cálidos.

En la Europa transpirenaica, pero mediterránea, Blanc (1995) elabora una síntesis de las etapas espeleogénicas del sureste francés, poniéndolas en relación con los principales cambios climáticos. Aparte de distinguir numerosas etapas paleokársticas ligadas a karsts tropicales (Cretácico, Eoceno, Oligoceno y Mioceno), destaca dos momentos más recientes en la evolución kárstica regional: uno, Messiniense, durante el cual el clima y la bajada del nivel de base permitió un fuerte encajamiento de las redes verticales y de los cañones kársticos; otro, comprendido entre el Plioceno y la actualidad (de 5,3 m.a. al presente), en el cual las fases espeleogénicas están controladas por las fases frías y húmedas; sólo en el Tardiglacial la espeleogénesis se ralentiza según este autor y se adquieren las cofigurasiones actuales.

Otras secuencias continentales han sido descritas en el interior del continente europeo; especialmente interesante son los trabajos relacionados con el período interglacial denominado *Holstein* (Mindel-Riss). Linke *et al.* (1985) lo correlacionaron con el estadio isotópico 7; posteriormente, Sarnthein *et al.* (1986) lo situaron cronológicamente en el 9 y/o 11. Schwarcz y Grün (1988) vuelven a insistir en que la cronología correcta de este periodo interglacial es la correspondiente al estadio isotópico 7, mientras que Barrabás *et al.* (1988)



Respuesta del travertino frente al cambio climático.

Figura 9.5 Respuesta de los travertinos frente a los cambios climáticos (según Martínez Tudela, *et al.*, 1986).

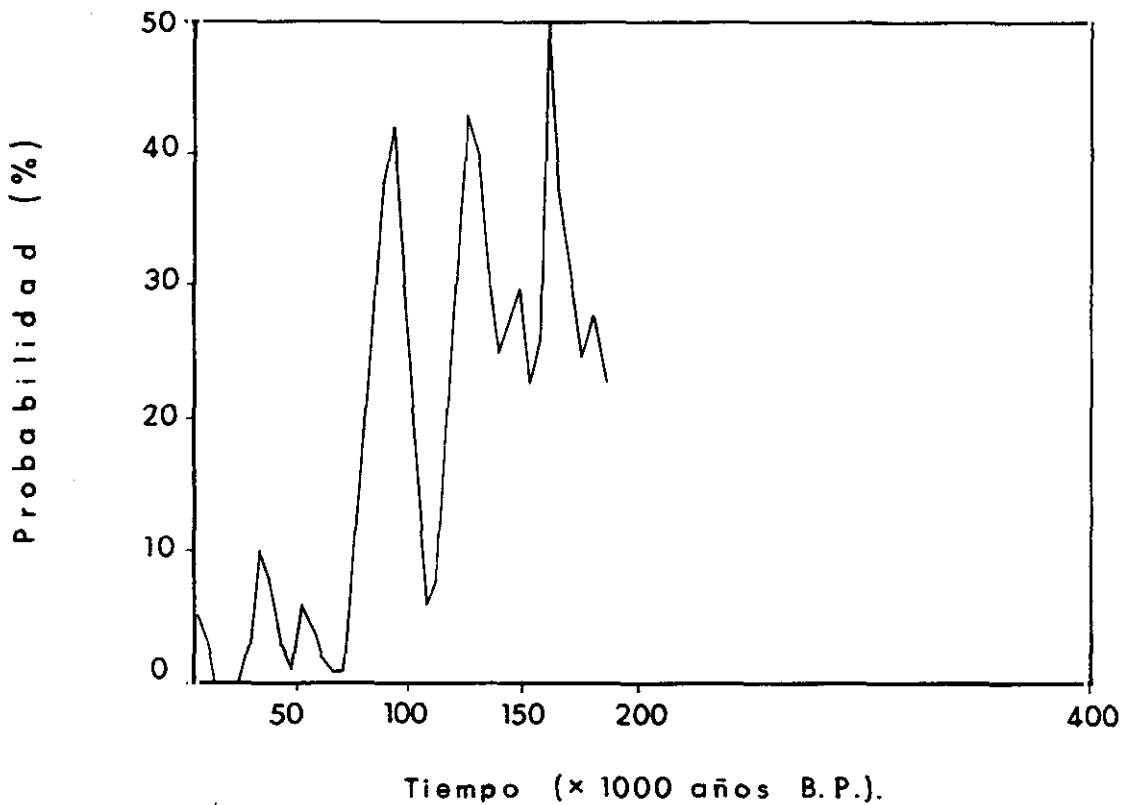


Figura 9.6 Variaciones del nivel del mar Mediterráneo, en el sureste de la Península Ibérica, en los últimos 200.000 años (según Somoza *et al.*, 1987).

aseguran que las evidencias morfológicas de este interglacial son más antiguas que el estadio 7, posiblemente comprendiendo los estadios 9 y 11. Esta polémica ilustra con claridad la dificultad de correlacionar, en ocasiones, cronologías absolutas y evidencias morfosedimentarias.

9.4.1.2. Del norte de Africa

El comportamiento climático de las regiones del Mediterráneo occidental está fuertemente condicionado por peculiaridades regionales, lo que hace que su respuesta ambiental y morfosedimentaria pueda ser en ocasiones más parecida a la de las regiones del norte de Africa que a las centroeuropeas. La evolución paleoclimática del extremo septentrional del continente africano ha sido muy estudiada a lo largo de los últimos decenios, por las consideraciones prácticas que pueden derivarse del conocimiento de los factores condicionantes y su aplicación para predecir tendencias futuras (Petit Maire, 1992).

Rognon (1979, 1987) ha estudiado los relieves y los paleoclimas de los últimos 40.000 años en el borde norte del Sahara, constatando la gran variabilidad climática y de las respuestas morfosedimentarias en la última parte del Pleistoceno Superior y en el Holoceno. Dos hechos merecen ser considerados: la presencia de una fase húmeda entre 38.000 y 18.000 B.P., que permitió la existencia de lagos de agua dulce en esa región; y la constatación de otro período húmedo (denominado con frecuencia *húmedo neolítico*) en torno al 6.000 B.P. Ambos hechos son fácilmente correlacionables con los períodos de travertinizacón y crecimiento de espeleotemas en el sur peninsular, y cuya singularidad (sobre todo el primer periodo de fin del estadio 3 - principios del 2) se escapaba a una explicación climática de ámbito más global.

Estos periodos recientes han sido examinados por otros autores (Fontes *et al.*, 1985, Gasse *et al.*, 1990) a la luz de técnicas analíticas modernas, como son los análisis de isótopos estables en depósitos lacustres, que confirman la existencia de períodos húmedos importantes hacia el inicio del Holoceno y en el Holoceno Medio.

Más recientemente, Rognon (1996) ha reactualizado los conocimientos existentes sobre la evolución climática en Africa en los últimos 130.000 años. Para este autor, los tres estadios más característicos del último ciclo climático fueron el 5, el 3 y el 2, con las siguientes características:

- Entre 125 y 70 ka, se dieron tres fases pluviales cálidas (5e, 5c y 5a), alternantes con otras áridas (5b y 5d).
- Entre 40 y 25 ka tuvo lugar una etapa húmeda, llegando casi a desaparecer los desiertos africanos.
- Entre 25 y 15 ka los niveles de aridez tienden a crecer de una manera diacrónica: más acusados hacia 23 ka en Africa del Sur, mientras que en Africa del Norte no se detectan hasta 19-18 ka.

Destaca también este autor el comportamiento climático complejo del tránsito entre el último periodo glacial y el interglacial actual, con una cierta disarmonía entre el óptimo de insolación (ca 11 ka) y el óptimo pluvial (8-7 ka), existiendo entre ambos momentos numerosas *crisis* climáticas.

9.4.2. Correlaciones con secuencias marinas en los ámbitos local, regional y global

Harmon *et al.* (1978) ya advirtieron la fuerte correlación existente entre periodos de crecimiento de espeleotemas en América del Norte y Central, máximos termales deducidos de las composiciones isotópicas de los espeleotemas y máximos en la curva de variación de los niveles marinos globales. También en los ámbitos regionales y locales caben estas consideraciones.

9.4.2.1. Cambios regionales y locales del nivel del mar

A escala regional, pueden citarse los trabajos de Butzer (1975) en Mallorca, que recoge los principales ciclos de sedimentación litoral del Mediterráneo, y los relaciona con los estadios isotópicos 1, 2 a 4, 5, 6, 7, 8 y 9?. Para ciclos más antiguos no se atreve a establecer una correlación sin base cierta. Estos ciclos corresponden a períodos isotópicos globalmente cálidos, que representan los ciclos mayores detectados por otros autores (Zazo, 1995) y a otros ciclos de carácter menos acusado, pero que pueden tener relación con períodos local o regionalmente cálidos o de altos niveles relativos del mar.

En este sentido, Somoza *et al.* (1987) marcan algunos momentos de final del estadio isotópico 6 como uno de los de mayor probabilidad de variaciones del nivel del Mediterráneo en el sureste de la Península Ibérica (Fig. 9.6). Esto se corresponde bastante bien con las tendencias en el crecimiento de espeleotemas durante ese periodo, localmente más cálido que a escala global en su etapa terminal.

Vázquez *et al.* (1990) citan la existencia de recrecimientos calcíticos en los sedimentos hemipelágicos del margen continental de la Cuenca Balear, en los niveles estratigráficos correspondientes a momentos cálidos del Cuaternario reciente.

Estos recrecimientos son interpretados como el resultado de un proceso diagenético temprano climato-dependiente, de igual manera que los mismos autores opinan que se produjo disolución durante los momentos fríos.

En las secuencias más locales, Lario *et al.* (1993) establecen la existencia de 8 episodios marinos (altas paradas del nivel del mar) en la costa de Málaga. Localizando temporalmente el último en el Holoceno (estadio isotópico 1), en torno a 6 ka, y los dos anteriores en el estadio isotópico 5 (*ca.* 128 ka y *ca.* 95 ka). Un cuarto alto nivel del mar lo sitúan hacia 180 ka, en el estadio 6, apoyando igualmente lo anteriormente expuesto en relación con este periodo. Zazo *et al.* (1995) confirman la correlación de los depósitos marinos emergidos de las costas superpeninsulares con los estadios isotópicos cálidos 7,5 y

1. Hoyos *et al.* (1994) correlacionan diversas fases de karstificación en Gibraltar con distintos niveles marinos asociados del Pleistoceno Medio y Superior.

9.4.2.2. Curvas isotópicas de los sondeos oceánicos profundos

En las Figs. 9.7 y 9.8 se detallan dos de las curvas isotópicas del oxígeno realizadas en sondeos oceánicos, correspondientes a Shackleton y Opdyke (1973) y a Willians *et al.* (1988), respectivamente. Las formas de las curvas frecuenciales realizadas en este trabajo para los espeleotemas y travertinos datados (Figs. 6.33 y 6.35) no dejan lugar a dudas de la existencia de una correlación global positiva entre ambas.

No obstante, al objeto de facilitar la comparación más detallada se ha realizado la Tabla IX.1, en la cual se ha representado conjuntamente los distintos grupos de espeleotemas y travertinos estudiados geocronológicamente, en relación con los estadios isotópicos del oxígeno deducidos de las curvas anteriores. Conviene recordar aquí el carácter cálido en sentido amplio de los estadios isotópicos impares y el frío de los pares.

Fácilmente puede observarse un alto grado de correspondencia entre estadios isotópicos impares o cálidos y la presencia neta de espeleotemas y travertinos. Esto ocurre mayoritariamente en los estadios 5, 1 y 7. Otros estadios de este carácter presentan una menor abundancia de depósitos carbonatados (3, 9 y 11), debido posiblemente a dos factores: su mayor antigüedad (9 y 11), que impide su acceso fácil, al estar con frecuencia erosionados ó recubiertos por otros depósitos más modernos; y la relatividad del carácter genérico cálido, más atemperado en algunos casos (estadio 3), como ya apuntaron Pujol y Turon (1986) para el hemisferio norte.

Más significativo, por lo excepcional es la existencia de algunos estadios pares ó *fríos*, en los que se señala la presencia de espeleotemas, travertinos o ambos tipos de depósitos. Es el caso del estadio 2 y, en mucha menor medida, del 6. Este último estadio sólo está representado por los espeleotemas de algunas cavidades, con una presencia calificada de puntual por lo que tiene de insegura en algún caso. No obstante, parece seguro que existió

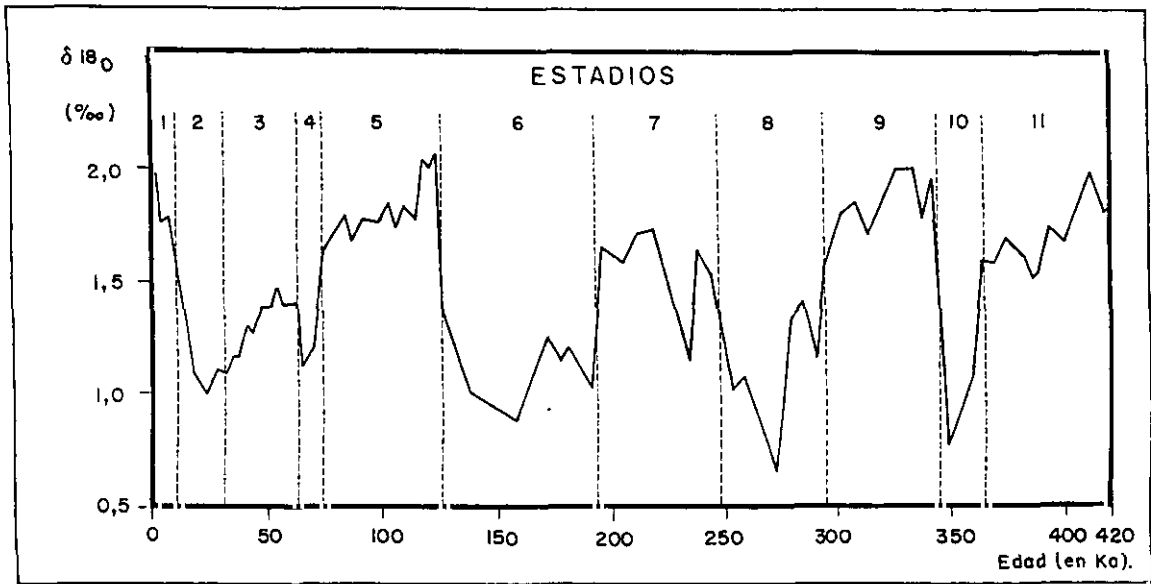


Figura 9.7 Curva de los isótopos del oxígeno en sedimentos oceánicos, en los últimos 420.000 años, según Shackleton y Opdyke (1973).

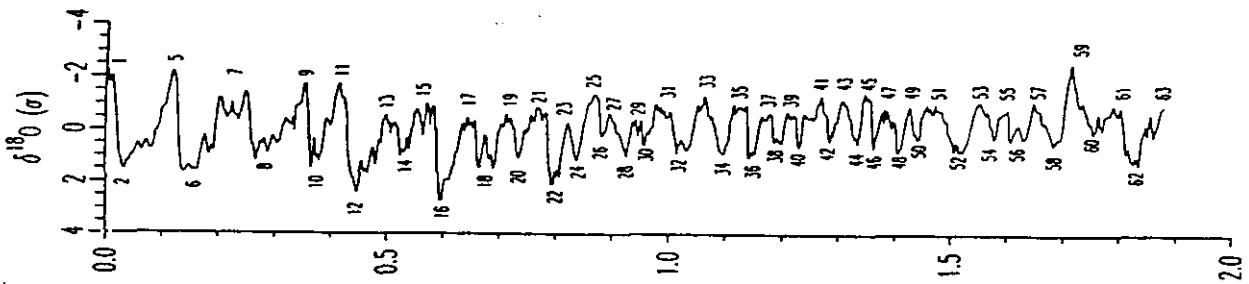


Figura 9.8 Curva isotópica del oxígeno para el Cuaternario y Plioceno terminal, según Williams *et al.* (1988)

depósito de espeleotemas al final de este período, lo que puede ser interpretado de dos maneras: apelando a la inercia térmica del medio subterráneo, que amortigua y recupera mejor los vaivenes climáticos externos, ó considerando que efectivamente el estadio 5 comienza algo más tempranamente en esta región, lo cual no es en absoluto descartable.

Tabla IX.1 Presencia de espeleotemas y travertinos en los diferentes estadios isotópicos.

ESTADIOS ISOTÓPICOS	ESPELEOTEMAS							TRAVERTINOS			
	A	B	C	D	E	F	G	a	b	c	d
1	C	C		C			C	C	C		
2		C				C		C	P	C	
3	P			C		C					P
4				E							
5	C	C		C	C	C		P	C	C	C
6	P	P									
7	C				P	P			C	C	C
8											
9	C										
10											
11		P									
anteriores al 11	25										

C, Presencia clara; P, Presencia puntual; E, Erosión. Espeleotemas: A, Cueva de Nerja; B, Cavidades de los Cantales; C, Cavidades de la Sierra de Mijas; D, Cueva de Doña Trinidad; E, Cavidades de la Sierra de las Nieves; F, Cavidades de la Sierra de Líbar; G, Cueva del Agua. Travertinos: a, Sector septentrional de la Serranía de Ronda; b, Tolox-Yunquera-Jorox; c, Sierra de Mijas; d, Sierras de Alhama, Tejada y Almjara.

En relación con el estadio 2, la explicación es diferente. Este estadio presenta en relación con las etapas de travertinizaci3n y crecimiento de espeleotemas un comportamiento totalmente diferente en sus dos terceras partes (35-20 ka) que en el resto (20-13 ka). Mientras en el primer periodo el dep3sito de carbonatos fue relativamente abundante, no ocurri3 as3 en el segundo, con un par3n neto en la sedimentaci3n, relacionado con un periodo de m3ximo fr3o, similar al detectado en el estadio isot3pico 4, que presenta incluso en alg3n caso evidencias de erosi3n en los espeleotemas. Esta circunstancia apunta a que, en t3rminos locales, el estadio isot3pico 3 podr3 considerarse ampliado hasta los 20 ka, reduci3ndose el estadio 2 entre 20 y 13 ka.

Por 3ltimo, en el estadio isot3pico 1 se observan al menos dos pulsaciones de carbonatog3nesis, una hacia el inicio del Holoceno y otra en torno a 5.500-7.500 B.P., no registradas con claridad en las curvas isot3picas oce3nicas.

9.5. Los carbonatos continentales terrestres como sumideros de CO₂ y su posible papel como reguladores clim3ticos

Anteriormente se ha establecido la fuerte correspondencia existente, con car3cter general, entre 3pocas globalmente c3ldas y los registros sedimentarios de carbonatos continentales terrestres. Podr3 decirse, por lo tanto, que los cambios clim3ticos constituyen uno de los factores desencadenantes de la generaci3n de sedimentos carbon3ticos. Uno de los principales factores que condicionan a su vez el clima a escala global es la concentraci3n media de CO₂ en la atm3sfera, que ha variado de manera sustancial durante el Cuaternario.

La correlaci3n entre la concentraci3n de CO₂ y las paleotemperaturas, deducidas mediante las curvas isot3picas ha podido ser perfectamente establecida a trav3s del estudio de los sondeos en el hielo ant3rtico para los 3ltimos 220 ka (Jouzel *et al.*, 1993). Estos autores encuentran un grado de correlaci3n muy estrecha ($r = 0,81$) entre la concentraci3n de CO₂ y la temperatura entre 0 y 220 ka en el sondeo de Vostok, bastante mayor que la existente con otros gases, como el metano. Las 3pocas c3ldas coinciden netamente con los periodos de mayor concentraci3n de CO₂, mientras que lo contrario sucede en los momentos

de clima frío, con bajas concentraciones de dióxido de carbono.

Cabría preguntarse también si, además de la relación causa-efecto entre clima cálido (ó temperatura) y deposición de carbonatos en ámbitos continentales, este mecanismo puede surtir efecto en sentido inverso. No cabe duda que la generación de importantes volúmenes de carbonatos supone una fijación de cantidades igualmente notables del CO₂ generado en las épocas cálidas, actuando de esta manera los sistemas kársticos como *sumideros* de CO₂ y los espeleotemas y travertinos como *trampas* del mismo. Una manera indirecta de estimar si este efecto *sumidero* puede tener una relevancia significativa en cuanto a la regulación del clima, consiste en cuantificar los datos de una región conocida y extrapolarlos al ámbito global.

En la provincia de Málaga, los volúmenes de travertinos y espeleotemas depositados en el Cuaternario, considerando mayoritariamente de esta edad los existentes, se han estimado -siempre en orden de magnitud- en torno a 100 hm³. Es preciso tener en cuenta que los carbonatos presentes en la actualidad no son los realmente depositados, sino por el contrario la resultante del depósito global (mayoritariamente en las épocas cálidas) menos la erosión de estos depósitos (en épocas frías, básicamente). En este sentido, conviene precisar que los tiempos cuaternarios se reparten entre un 58% de periodos cálidos (932 ka) y un 42% de fríos (670 ka). El balance neto entre ambos (es decir, la diferencia entre el número de años cálidos y fríos) para el conjunto del Cuaternario es de aproximadamente 262 ka. Si se expresan en peso los carbonatos existentes, la *tasa neta* de generación de estos durante el Cuaternario en la provincia de Málaga es aproximadamente de 150 tm/año, es decir del orden de la milésima parte del valor de la erosión kárstica anual.

Con independencia de la cantidad de carbonatos conservados, los generados en el conjunto del Cuaternario pueden estimarse de manera indicativa si se considera fija la tasa de generación de los mismos en las épocas cálidas e idéntica a la tasa de destrucción en épocas frías. Se obtiene así una cantidad global generada para todo el Cuaternario de algo menos de 10¹² kg, equivalentes a una tasa de generación/destrucción de aproximadamente 955 tm/año.

De esta cantidad, sólo una parte corresponde a CO_2 ; en función de los pesos moleculares respectivos del CaCO_3 y del CO_2 esta parte puede estimarse en un 44%. Ahora bien, no todo el CO_2 fijado proviene de la atmósfera ó del suelo. En base a datos aportados por Carling (1984) y a datos propios sobre la composición isotópica del oxígeno de los carbonatos y su comparación con las huellas isotópicas del CO_2 atmosférico, de los carbonatos marinos que constituyen las rocas originales disueltas, y del CO_2 de los distintos tipos de plantas, puede establecerse que porcentajes del 25-30% de CO_2 de nueva generación en los carbonatos originados son asumibles.

Estas dos circunstancias pueden resumirse en que aproximadamente un 10% del peso total de los carbonatos terrestres cuaternarios puede corresponder a una parte del CO_2 generado en las épocas cálidas cuaternarias. Es decir, unos 10^{11} kg para el conjunto de los afloramientos kársticos malagueños, que suponen algo más de 1.200 km^2 de superficie.

Admitiendo el alto grado de incertidumbre, este dato puede extrapolarse al conjunto del globo terrestre, cuya superficie karstificable es unas 10.000 veces superior a la cifra anterior (Ford y Williams, 1989). Esto supone una capacidad global de retención del CO_2 en espeleotemas y travertinos del orden de 10^{15} kg durante el Cuaternario. Para ensayar una estimación de la posible influencia que esta cantidad detraída del volumen total generado en una época interglacial de unos 50.000 años de duración (análoga al estadio isotópico 5), puede considerarse el dato de las emisiones de origen antrópico de CO_2 a lo largo de los últimos 100 años, evaluadas en 5×10^{14} kg. Este incremento antrópico del CO_2 atmosférico ha conllevado un aumento de la temperatura media mundial de al menos 1°C . Considerando que en un estadio interglacial la temperatura media pueda elevarse unos 5°C , esto supondría una inyección de CO_2 adicional de $2,5 \times 10^{15}$ kg. Reduciendo la cifra de 10^{15} kg de CO_2 atrapado en los carbonatos continentales terrestres a lo largo del Cuaternario, al periodo considerado (50.000 años), el CO_2 sumido en los espeleotemas y travertinos en una época interglacial puede rondar los 5×10^{13} kg, es decir del orden del 2% del total generado.

Pese al carácter necesariamente simplista de los cálculos anteriores, estos parecen apoyar la consideración de los sistemas kársticos como elementos que pueden contribuir

parcialmente a la regulación del clima, en términos globales y locales. El mecanismo deposicional de volúmenes importantes de carbonatos juega evidentemente el papel de sumidero local de CO₂, constituyendo éstos, depósitos y trampas a corto y medio plazo, que pueden condicionar ciertas particularidades climáticas de ámbito regional.

PARTE V. CONCLUSIONES GENERALES

10.- Conclusiones

Tras la exposición de los principales resultados y la discusión de los mismos, en esta parte se plantean las principales conclusiones obtenidas. Estas se han dividido en dos, para facilitar su análisis: las relacionadas directamente con los resultados obtenidos, y aquellas otras que pueden considerarse como metodológicas, en relación con los métodos y técnicas empleados.

10.1. Sobre los resultados obtenidos

- La provincia de Málaga presenta una importante extensión de terrenos karstificables (más del 17% de su superficie), repartida entre los numerosos macizos carbonatados existentes y algunos afloramientos yesíferos-salinos. Existen macizos kársticos en todos los grandes dominios geológicos presentes: Complejo Alpujárride, Complejo Maláguide y Dorsal Bética, en las Zonas Internas de la Cordillera Bética; Penibético y Subbético, en las Zonas Externas. El grado de desarrollo de la karstificación pasada y actual es diferente en estos dominios.

- Posiblemente, el ámbito geológico más karstificado en conjunto es el Penibético, cuyas potentes series mesozoicas carbonatadas, presentan una gran aptitud para el desarrollo de formas exo y endokársticas. La Dorsal Bética y el Complejo Alpujárride presentan puntualmente formas, sobre todo endokársticas, muy notables, algunas de ellas de gran antigüedad y sin correspondencia con las características geomorfológicas actuales de los sistemas kársticos en los que se encuentran.

- El control estructural es importante en la mayoría de los macizos kársticos. El estudio de la fracturación y los lineamientos ha permitido cotejar las direcciones de estos con las orientaciones preferentes de las galerías endokársticas, encontrando una buena concordancia a varios niveles: la morfología general de las redes subterráneas tiende a estar condicionada por la geometría básica de los macizos, con frecuencia ligada a los pliegues de fondo; las fracturas, sobre todo las pertenecientes a los

sistemas más recientes, del Mioceno Superior a la actualidad, controlan el trazado de detalle de la red; además, existen otros factores locales (encajamiento de la red fluvial, gradientes de la superficie piezométrica, entre otros) que pueden explicar la arquitectura de las cavidades kársticas.

- El exokarst presenta algunos rasgos muy característicos a escala regional: el Penibético presenta con frecuencia el modelado tipo *torcal*, así como grandes poljes; en el Complejo Alpujarride son frecuentes los lapiaces de tipo estructural. El Complejo Maláguide y la Dorsal Bética son más pobres en lo relativo a formas características, salvando la existencia de cavidades de génesis mixta (marina y continental) en el primer caso, y la presencia de simas de gran profundidad en el segundo.

- El endokarst se caracteriza por la presencia de grandes formas verticales y horizontales, con profundidades puntualmente superiores a los 1.000 m y desarrollos de varios kilómetros. El Penibético y la Dorsal presentan numerosas endoformas verticales, existiendo un vacío en lo relativo a cavidades con profundidades comprendidas entre 300 y 1.100 m, de difícil explicación, y posiblemente relacionado con la juventud de algunos sistemas kársticos y el déficit de conocimientos.

- Se ha encontrado una cierta relación entre la disposición espacial de las redes kársticas en la vertical y las cotas del drenaje de los diferentes acuíferos kársticos, presentando ambos una distribución polimodal, explicable por la historia geológica regional reciente.

- También existe una cierta interacción actual entre karst y termalismo, como lo demuestra la existencia de manantiales termales y/o de facies hidroquímica singular ligados a los acuíferos kársticos. El control de estas surgencias es básicamente estructural, y a veces se encuentran ligados a circulaciones profundas, conectando macizos kársticos desconectados superficialmente.

- Los macizos kársticos de Málaga muestran evidencias claras de una sucesión de climas pasados diferentes al actual. Los testimonios de climas fríos son muy frecuentes, tanto en lo relativo a las formas como a los depósitos. Especialmente reseñable es la problemática de los depósitos estratificados formados por plaquetas calizas, que llegan a encontrarse hasta el nivel del mar en varios puntos de la costa (Nerja, Cantales del Rincón de la Victoria, Gibraltar), cuestionando los límites altitudinales propuestos con anterioridad para los momentos más fríos del Pleistoceno.

- Se han presentado un total de 111 dataciones absolutas en depósitos kársticos carbonatados, espeleotemas y travertinos. De estos, el 69% (77 dataciones) son datos propios, y el resto (31%, 34 dataciones) procedentes de otros autores. 39 de estas dataciones absolutas corresponden a travertinos, de 19 edificios diferentes, y 72 de ellas, a espeleotemas de 14 cavidades distintas. Los travertinos y espeleotemas datados se encuentran repartidos altitudinal y geográficamente por la mayor parte de los macizos kársticos de la provincia.

- Los travertinos datados, relativa y absolutamente, aseveran la existencia de varias generaciones ó fases de travertinizaci3n, repartidas entre el límite Mio-Plioceno y la actualidad. Se ha constatado travertinizaci3n en dicho límite temporal (travertinos de Puerto Martínez), en momentos sin precisar del Pleistoceno Inferior y Medio (>350.000 B.P.), y en los estadios isot3picos cálidos 7, 5, 3 y 1, así como en la primera mitad del estadio isot3pico 2.

- Los espeleotemas datados confirman igualmente una dilatada historia evolutiva de los sistemas kársticos estudiados. Se han detectado generaciones en el Pleistoceno Inferior (ca. 800.000 B.P.), y en los estadios isot3picos cálidos 11, 9, 7, 5 y 1; igualmente, existen generaciones de espeleotemas ligados al estadio 3, de carácter cálido interstadial, y a los estadios 6 y 2, de carácter genérico frío. En este sentido, los espeleotemas se muestran menos selectivos climáticamente que los travertinos, debido entre otras causas a la inercia térmica del medio kárstico subterráneo.



- Son destacables igualmente los periodos de ausencia (no crecimiento y/o erosión) de espeleotemas y travertinos. Los más relevantes de los últimos 350.000 años se encuentran *ca.* 270 ka (estadio isotópico 8), *ca.* 200 ka (transición entre los estadios 7 y 6), *ca.* 60 ka (este con un mínimo en espeleotemas y travertinos), y *ca.* 30-20 ka. Parece claro que las fases frías han sido un freno para el desarrollo de los depósitos carbonatados del karst.

- El análisis de isótopos estables (^{18}O y ^{13}C) en espeleotemas y travertinos ha permitido la interpretación paleoclimática de algunas de las fases citadas. Se deduce, en primer lugar que los travertinos son más sensibles a los cambios térmicos que los espeleotemas: únicamente se depositan en aquellas condiciones ambientales (en esta región) en que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se sitúan entre $-4,235$ y $-7,77$ ‰, con una media cercana a -6 ‰. En los momentos cálidos del final del Pleistoceno Medio y del Pleistoceno Superior las condiciones ambientales, expresadas en términos de paleotemperaturas medias fueron similares a las actuales, con valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ entre $-6,625$ y $-5,5936$ ‰, estas variaciones (del orden de $4-5^{\circ}\text{C}$) pueden ser explicadas perfectamente por el efecto del gradiente térmico de altitud.

- De igual manera que el depósito de carbonatos continentales terrestres (espeleotemas y travertinos) puede considerarse uno de los efectos de los cambios climáticos acaecidos a lo largo del tiempo a escala global, el mecanismo deposicional de estos, implicando importantes volúmenes de carbono y de oxígeno, puede ser considerado como una *trampa* ó *sumidero* de parte del CO_2 generado en épocas cálidas, contribuyendo a su vez al reequilibrio climático regional. Las estimaciones realizadas apuntan a una contribución global del mecanismo deposicional de estos carbonatos a la fijación neta a largo plazo del CO_2 , de un orden de magnitud equivalente a algún punto porcentual del total generado en las épocas cálidas pleistocenas.

10.2. Sobre los métodos y técnicas empleados

Se han empleado diversos métodos geocronológicos sobre espeleotemas, travertinos y depósitos detríticos, así como análisis de isótopos estables en carbonatos sólidos. Los métodos de datación absoluta utilizados han sido ESR y Th/U sobre carbonatos continentales y marinos, y Termoluminiscencia (TL) sobre sedimentos detríticos endokársticos continentales. Con la TL no se han conseguido los resultados esperados, debido a la pobreza en feldespatos potásicos de los sedimentos empleados. No obstante, esta técnica puede ser de mucha utilidad para la datación de series mixtas detrítico carbonatadas del interior y exterior del karst, pues permite alcanzar edades de hasta 1 millón de años.

- Los dos métodos geocronológicos empleados en carbonatos son aceptablemente buenos, sobre todo cuando son utilizados sobre secuencias ó un amplio número de muestras. El conocimiento previo del entorno es indispensable, así como una cuidadosa selección del material a datar. No se recomienda utilizar en espeleotemas y travertinos el método del ^{14}C . El Th/U es bueno en términos generales, pero para el estudio de materiales del Pleistoceno Medio Inferior ó más antiguos, hay que tener en cuenta la limitación cronológica de 350.000 años B.P. que presenta. En estos casos, es preferible decantarse por el ESR, aunque la precisión de este método es, a veces, algo menor, y su aplicación exige mayores complicaciones técnicas sobre el terreno.

- Los isótopos estables se confirman como una herramienta muy útil en la interpretación paleoclimática de los depósitos carbonatados kársticos, sobre todo en el caso de los isótopos del oxígeno. Si se dan condiciones de equilibrio, pueden realizarse estimaciones de paleotemperaturas, aunque persiste el problema de las condiciones iniciales, en especial la composición isotópica del agua de la solución. Este problema puede ser superado mediante el análisis de las inclusiones fluidas presentes en los cristales de calcita de los espeleotemas y travertinos. También el estudio del equilibrio entre el agua y el carbonato en sistemas activos actuales puede ayudar en la interpretación de los datos del pasado.

PARTE VI. BIBLIOGRAFÍA

11. Referencias bibliográficas

Aguirre, J. 1995. *Tafonomía y evolución sedimentaria del Plioceno marino en el litoral sur de España, entre Cádiz y Almería*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 419 pp.

Aguirre, E., Bermúdez, J.M., Carbonell, E., Enamorado, J. y Rosas, A. 1987. Cronología y correlaciones preliminares de la trinchera de Atapuerca y la Sima de Ibeas. *Actas VII Reunión Sobre el Cuaternario*, 3-6. Grupo Español del Cuaternario.

Aguirre, E. y Pasini, G. 1985. The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8 (2), 116-120.

Aitken, M.J. 1985. *Termoluminescence dating*. Academic Press. 345 pp.

Alonso, F. 1990. *El modelado kárstico en la Cordillera Bética andaluza: ensayo de interpretación*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid. 785 pp.

Andreo, B. 1996. *Estudio hidrogeológico de los mármoles alpujárrides de las Sierras Blanca y Mijas (Málaga). Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonatados del sur de España*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 492 pp.

Andreo, B. y Carrasco, F. 1991a. Contribución de la hidrodinámica e hidroquímica al conocimiento del acuífero carbonatado de la Sierra Blanca (Málaga). *III Simposio sobre el Agua en Andalucía*, 1, 289-299. Universidad de Córdoba. Córdoba.

Andreo, B. y Carrasco, F. 1991b. Aplicación de la hidroquímica al estudio del acuífero kárstico de la Sierra Blanca (Marbella, Málaga). *Actas IV Congreso de Geoquímica de España*, 2, 523-529.

Andreo, B. y Carrasco, F. 1993a. Estudio hidrogeológico del entorno de la Cueva de Nerja. En F. Carrasco, Ed. *Geología de la Cueva de Nerja*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja. 3,

163-187. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

Andreo, B. y Carrasco, F. 1993b. Estudio geoquímico de las aguas de infiltración de la Cueva de Nerja. En F. Carrasco, Ed. *Geología de la Cueva de Nerja*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 3, 300-328. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

Andreo, B.; Carrasco, F. y Cruz San Julián, J.J. 1992. Contribución al conocimiento hidrodinámico del sistema carbonatado drenado por el manantial de Coín (Málaga). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, 15, 775-782.

Andreo, B., Carrasco, F. y Sanz de Galdeano, C. 1993. Estudio geológico del entorno de la Cueva de Nerja. En F. Carrasco, Ed. *Geología de la Cueva de Nerja*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 3, 25-50. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

Andreo, B. y Sanz de Galdeano, C. 1994. Structure of the Sierra de Mijas (Alpujárride Complex, Betic Cordillera). *Annales Tectonicae*, 8 (1), 23-35.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. 1971. Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*. 12, 191-198.

Arenas, M., Linares, L. y del Valle, M. 1986. Hidrogeología del Sistema acuífero de Sierra Blanca-Sierra de Mijas. *II Simposio sobre el Agua en Andalucía*, 2, 257-265. Universidad de Granada. Granada.

Arevalo y Baca, J. 1876. La Sierra de la Juma (Málaga). *Anales Real Sociedad Española de Historia Natural*, T.V, 233-239.

Armijo, R., Benkhelil, J., Bousquet, J.C., Estévez, A., Guiraud, R., Montenat, C., Pavillon, M.J., Philip, H., Sanz de Galdeano, C. y Viguié, C. 1977. Les resultats de l'analyse structurale en Espagne. *Bulletin Société Géologique de France*, 19 (3), 591-594.

Ayala, F.J., Rodríguez Ortíz, J.M., Prieto, C., Durán, J.J., del Val, J. y Rubio, J. 1986. *Mapa y Memoria del karst de España*, Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 68 pp. y 1 mapa e. 1: 1.000.000.

Azèma, J. 1960. Sur la structure du Secondaire et du Nummulitique des environs de Málaga (Espagne). *Bulletin Société Géologique de France*, 7, II, 340-344.

Azèma, J. 1961. Etude géologique des abords de Málaga (Espagne). *Estudios Geológicos*, 17, 131-160.

Baena, R. y Díaz del Olmo, F. 1989. Edificios tobáceos en Andalucía occidental: secuencia de piedemonte. En: *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. AEQUA Monografías, 1, 87-97. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Sevilla.

Barettino, D. (Coordinador) 1994. Paleoclimatological revision of climate evolution in western Mediterranean region. Proyecto CE-FI2W-CT91-0075. Subproyecto: reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles. Area "E": Travertinos fluvio-aluviales de Tolox (Málaga). Informe inédito. ITGE. 98 pp. Madrid.

Barrabás, M., Mangini, A., Sarnthein, M. y Stremme, H. 1988. The age of the Holstein interglaciation: A reply. *Quaternary Research*, 29, 80-84.

Barroso, C., García, M., Ruiz Bustos, A., Medina, P., y Sanchidrián, J.L. 1985. Avance al estudio cultural, antropológico y paleontológico de la cueva del Boquete de Zafarraya (Alcaucín, Málaga). *Antropología y Paleontología humana*, 3, 3-6.

Batlle, A., Mantecón, R. y Martín, M. 1986. Hidrogeología de la unidad Montejaque-Cortes (Cádiz, Málaga). *II Simposio sobre el Agua en Andalucía*, 2, 179-189. Universidad de Granada. Granada.

Benavente, J. y Mangin, A. 1984. Aplicación del análisis espectral de series de tiempo al sistema espeleológico Hundidero-Gato. *Actas I Congreso Español de Geología*. III, 541-553. Segovia.

Benavente, J. y Sanz de Galdeano, C. 1985. Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 41, 177-188.

Benkhelil, J. y Giraud, R. 1976. A propos du style et de l'âge des deformations recentes de la termination occidentale des Cordillères Bétiques. *Comptes Rendues Academie Sciences de Paris*, 282, Serie D, 1339-1342.

Blanc, J.J. 1995. Etapes et facteurs de la spéléogénese dans le Sud-Est de la France. *Karstología*, 26-2, 13-26.

Blumenthal, M. 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.*, 20, 487-592.

Boccaletti, M., Gelati, R., López Garrido, A.C., Papani, G., Rodríguez Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. 1987. Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera, *Acta Naturalia Ateneo Parmense*, 23, 179-200.

Bonadonna, F.P. y Alberdi, M.T. 1987. The N/Q boundary at 1,64 ma?. *Mediterranea*, 6, 115-130.

Bowen, R. 1966. Oxigen isotopes as climatic indicators. *Earth Science Reviews*, 2, 3, 99-224.

Bowles, G. 1775. *Introducción a la Historia Natural, y a la Geografía Física de España*. Madrid. 529 pp.

Brückner, H. y Ratke, U. 1986. Paleoclimatic implications derived from profiles along the Spanish Mediterranean coast. En F. López Vera, Ed. *Quaternary climate in Western Mediterranean*. 467-186. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.

Bueno, M. 1990. Apuntes geomorfológicos en Sierra Almirajara, Cordilleras Béticas. Propuesta de morfología glaciaria. *Actas 1ª Reunión Nacional de Geomorfología*, 1, 159-168. Sociedad Española de Geomorfología. Teruel.

Burillo, F.J., Durán, J.J. y Peinado, T. 1988. Intrusión marina en acuíferos kársticos costeros: aplicación al litoral español. *Simposio sobre la tecnología de la intrusión en acuíferos costeros*, III, 635-644. Escuela Técnica Superior de Minas de Madrid e Instituto Tecnológico Geominero de España. Almuñecar.

Butzer, R.W. 1975. Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquín view. En K.W. Butzer y L.I. Colynn, Eds. *After the Australopithecines: Stratigraphy, ecology and culture changes in the Middle Pleistocene*, 25-65.

Caballero, E., Jiménez de Cisneros, C. y Reyes, E. 1995. Geochemical study of the alteration processes affecting carbonate materials at the Nerja Cave site (Málaga, S. Spain). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 38, 1-14.

Caballero, E., Reyes, E., Jiménez de Cisneros, C. y Delgado, A. 1993. La composición isotópica de los espeleotemas de la Cueva de Nerja (Málaga). *Actas V Congreso de Geoquímica de España*, 146-151. Soria.

Cabanás, R. 1960. El Torcal de Antequera. Un típico karst de mesa. *Estudios Geográficos*, 78, 63-82.

Cabrera, F.R. 1990. La Cueva del Higuero: historia de una leyenda. *Jábega*, 67, 23-28.

Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez García, A., Pérez González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van Der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. 1993. Up to date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4), 29-40.

Carandell, J. 1922. El Guadalhorce en el Chorro de los Gaitanes. *Ibérica*, 19, 471.

Carandell, J. 1923. Un típico paisaje cárstico en Andalucía: El Torcal de Antequera (Málaga). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*. XXIII, 233-237.

Carandell, J. 1926a. El Torcal de Antequera. *Actas XIV Congreso Geológico Internacional*, 103-123. Instituto Geológico de España. Madrid.

Carandell, J. 1926b. Estudios fisiográficos de la cuenca del Guadiaro. *Ibérica*.

Carrasco, F. 1978. Variación de la Salinidad de las aguas del Río Guadalhorce. Influencia de las litofacies. *Tecniterrae*, 22, 35-41.

Carrasco, F. 1986. *Contribución al conocimiento de la cuenca alta del río Guadalhorce: el medio físico. Hidrogeoquímica*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 435 pp.

Carrasco, F. (Ed.) 1993. *Geología de La Cueva de Nerja*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 3. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga. 354 pp.

Carrasco, F. y Andreo, B. 1992. Aplicación del análisis correlatorio y espectral al sistema carbonatado de los manantiales de Torremolinos. *Actas III Congreso Geológico de España*, 2, 261-265. Sociedad Geológica de España. Salamanca.

Carrasco, F. y Andreo, B. 1993. Características geoquímicas del agua de infiltración de la Cueva de Nerja (Málaga). *Geogaceta*, 14, 9-12.

Carrasco, F. y Andreo, B. 1994. Calidad química de las aguas subterráneas de la unidad hidrogeológica Sierra Blanca-Sierra de Mijas. *Congreso sobre análisis y evolución de la contaminación de las aguas subterráneas*, 2, 25-28. Asociación Internacional de Hidrogeólogos, Grupo Español. Alcalá de Henares.

Carrasco, F., Andreo, B., Benavente, J. y Vadillo, I. 1995. Chemistry of the water in the Nerja Cave System (Andalucía, Spain). *Cave and karst Science*, 21, 2, 27-32.

Castillo, E., Gollonet, F.J. y Delgado, J. 1986. Características hidrodinámicas de materiales carbonáticos alpujárrides en el sector Nerja-la Herradura (Granada). *II Simposio sobre el Agua en Andalucía*, 2, 267-276. Universidad de Granada. Granada.

Cerling, T.E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 71, 229-240.

Comas, M.C. y García Dueñas, B. 1988. Evolución de un segmento del Paleomargen Sudibérico: Zona Subbética. *II Congreso Geológico de España, Granada*. Guía de campo de la excursión B-3. 50 pp.

Craig, H. 1965. The measurements of Oxigene isotope paleotemperatures. En E. Tongiorgi, Ed. *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, 161-182. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Laboratorio de Geología Nucleare. Pisa.

Cruz San Julián, J. 1974. *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 413 pp.

Cruz San Julián, J. 1976. Funcionamiento hidrogeológico de la Sierra de Cañete (Málaga).

- Bases y propuesta para un estudio. *Acta Geologica Hispanica*, XI, 1, 15-20.
- Cruz San Julián, J. 1981. Evolución geomorfológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas. *Boletín Geológico y Minero*, XCII - IV, 297-308.
- Cruz San Julián, J. y García Rossell, L. 1975. El termalismo en España meridional. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXVI-II, 179-186.
- Cuenca, J. y García Carretero, J.R. 1993. Contribución al conocimiento espeleológico de la Sierra de Mijas (Málaga). *Andalucía Subterránea*, 11, 19-44.
- Chafetz, H.S. y Folk, R. 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1, 289-316.
- Chafetz, H.S. y Lawrence, J.R. 1994. Stable isotopic variability within moder travertines. *Géographie physique et Quaternaire*, 48, 257-273.
- Debenham, N.C. y Aitken, M.J. 1984. Thermoluminescence dating of stalagmite calcite. *Archaeometry*, 26, 2 155-170.
- Del Valle, M., Linares, L. y Trenado, L. 1983. Piezometría y régimen de descarga del acuífero carbonatado de Sierra Blanca- Sierra de Mijas (Málaga). *III Simposio de Hidrogeología*, 8, 465-474.
- Delannoy J.J. 1984. La Serranía de Grazalema. Cordillère Bétique. *Travaux E.R.A.*, 282, 13, 1-54.
- Delannoy, J.J. 1987. *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía*. (Serranía de Grazalema-Sierra de las Nieves). Junta de Andalucía -Casa de Velázquez. Sevilla. 50 pp.

y 2 mapas.

Delannoy, J.J. 1989. La sierra penibética de Libar (Serranía de Grazalema). En J.J. Delannoy, F. Díaz del Olmo y A. Pulido Bosch, Eds. *Reunion franco-espagnole sur les karsts méditerranéens d'Andalousie*, 155-181. Librería Andaluza. Sevilla.

Delannoy, J.J. 1992. Les apports de la karstologie dans la définition morphogénique d'un massif montagnard méditerranéen (Exemple de la Sierra de las Nieves, Andalousie, Espagne). En: *Karst et evolutions climatiques. Hommage à J. Nicod*, 153-175. Presses Universitaires. Bordeaux.

Delannoy, J.J. y Díaz, J.L. 1986. La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). *Karstología Mémoires*, 1, 54-70.

Delannoy, J.J., Díaz del Olmo, F. y Pulido, A. (Eds.) 1989a. *Reunión franco-espagnole sur les karsts méditerranéens d'Andalousie (Cordillères Bétiques-Sierra Morena)*. Livret Guide. Librería Andaluza. Sevilla. 218 pp.

Delannoy, J.J. y Guendon, J.L. 1986. La Sierra de Las Nieves et la Sima G.E.S.M. Estudio geomorfológico y espeleológico. *Karstología Memoires*, 1, 71-85.

Delannoy, J.J., Guendon, J.L., Magnin, F. y Quinif, Y. 1989b. Datation de travertins, les exemples de Meyrarques et de Tolox. *Speleochronos*, 1, 29-32.

Delannoy, J.J., Guendon, J.L., Quinif, Y., y Roiron, P. 1993. Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda (Málaga). *Cuadernos de Geografía*, 54, 189-222.

Delgado, J. y Fernández Rubio, R. 1975. Morfología kárstica de las Sierras de Loja y Alhama (Granada). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada. Monografías*, 1,

109-120.

Díaz del Olmo, F. 1981. Planteamientos para el análisis geomorfológico de la Sierra del Tablón (Área Subbética de Sevilla). *Estudios Geográficos*, 164, 325-330.

Díaz del Olmo, F. 1986. Vertientes periglaciares con encostramientos calcáreos del Subbético Externo occidental (Cádiz-Sevilla). *Boletín Geológico y Minero*, 97, 3, 323-327.

Díaz del Olmo, F. 1994. Interferencias sedimentarias y cambios climáticos de Gorham's Cave (Gibraltar). En *Gibraltar during the Quaternary*. Monografías, AEQUA, 2, 49-55. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Gibraltar.

Díaz del Olmo, F. y Álvarez García, G. 1989. Formaciones kársticas, espeleogénesis y morfoclimas fríos (Béticas occidentales): episodios cuaternarios. En *El Cuaternario en Andalucía occidental*. Monografías AEQUA, 1, 67-86. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Sevilla.

Díaz del Olmo, F., Baena, R., Ruíz Zapata, B. y Álvarez, G. 1992. La sequence tardiglaciaire-holocene du travertin de Priego de Córdoba. En *Karst et evolutions climatiques. Hommage a J. Nicod*, 177-190. Presses Universitaires. Bordeaux.

Díaz del Olmo, F. y Delannoy, J. 1989. El karst en las Cordilleras Béticas: Subbético y Zonas Internas. En Eds. J.J. Durán y J. López Martínez. *El karst en España*, 175-185. Monografía 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

Díaz del Olmo, F. y Rubio, J.M. 1984. Rasgos geomorfológicos de la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar (Cordilleras Béticas, Cádiz). *Estudios Geográficos*, 175, 175-192.

Diputación de Málaga. 1988. *Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga*. Diputación de Málaga. 151 pp. y 1 mapa.

Dulinski, M. y Glazek, J. 1993. Speleothems as indicators of past climatic changes - limitations in the interpretation of data derived from single samples - an example from the Tatra mountains, Poland. En *Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere*, 551-554. Proceedings Series. International Agency Atomic Energy. Viena.

Durán, J.J. 1984. Evolución geomorfológica del cañón del río Guadalhorce en el Trías de Antequera (Archidona, Málaga). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X, 1-2, 43-54.

Durán, J.J. 1989. Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. En J.J. Durán y J. López Martínez, Eds. *El karst en España*, 243-256. Monografía 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

Durán, J.J. 1994. *Cuevas habilitadas de la provincia de Málaga. Una introducción al turismo subterráneo*. Diputación Provincial de Málaga. 58 pp.

Durán, J.J. y Burillo, B.J. 1985. Triassic gypsum karst of the Loma del Yesar (Archidona, Málaga, Southern Spain). *Le Grotte d'Italia*, 4, XII, 237-246.

Durán, J.J., Cuenca, J. y López Martínez, J. 1996. Un ejemplo de sistematización e inventario del Patrimonio Geológico: El patrimonio kárstico de la provincia de Málaga (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 19, 224-227.

Durán, J.J. y del Val, J. 1984. El karst yesífero en España: Condiciones geológicas y problemática territorial, ambiental y geotéctonica. *Actas I Congreso Español de Geología*, T. II, 623-634. Colegio Oficial de Geólogos de España. Segovia.

Durán, J.J., Grün, R. y Ford, D.C. 1992. Geocronología evolutiva de la Cueva de Ardales desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad y su relación con los cambios climáticos. En *Cueva de Ardales. Su recuperación y estudio*, 57-66. Ayuntamiento de Ardales. Málaga.

Durán, J.J., Grün, R. y Ford, D.C. 1993. Dataciones geocronológicas absolutas (métodos E.S.R. y Series de Uranio) en la Cueva de Nerja y su entorno. Implicaciones evolutivas, paleoclimáticas y neosismotectónicas. En F. Carrasco, Ed. *Geología de la Cueva de Nerja*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 3, 233-248. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

Durán, J.J., Grün, R. y Soria, J.M. 1988a. Aportación del estudio geocronológico de espeleotemas y travertinos al conocimiento paleoclimático del Cuaternario de la Península y Baleares. *Actas II Congreso Geológico de España*, 1, 383-386. Sociedad Geológica de España. Granada.

Durán, J.J., Grün, R. y Soria, J. 1988b. Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de la Sierra de Mijas (provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 5, 61-63.

Durán, J.J. y López Martínez, J. (Eds.) 1989. *El karst en España*. Monografía 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid. 413 pp.

Durán, J.J. y López Martínez, J. 1992. Application of geological, hydrochemical, and isotopic methods for hydrogeological investigation of selected Spanish karst regions. *International Contributions to Hydrogeology*, 13, 43-60.

Durán, J.J. y López Martínez, J. 1995. El karst de la Serrezuela y la Cueva de Ardales: En *Geología y Arqueología prehistórica de Ardales*, 47-54. Grupo Andaluz del Cuaternario y Ayuntamiento de Ardales. AEQUA, Málaga.

Durán, J.J., López Martínez, J. y del Val, J. 1989. Perspectiva general del karst en España. En J.J. Durán y J. López Martínez, Eds. *El karst en España*, 13-28. Monografía 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

Durán, J.J. y Molina, J.A. 1986a. Sobre la existencia de formas kársticas del tipo "pozos

de acumulación de nieve" en el pico Maroma, Sierra Tejada (Granada-Málaga). *Andalucía Subterránea*, 6, 103-120.

Durán, J.J. y Molina, J.A. 1986b. Karst en los yesos del Trias de Antequera (Cordilleras Béticas). *Karstología Mémoires*, 1, 36-46.

Durán, J.J. y Soria, J.M. (Eds.). 1989. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica, Libro-Guía*. ITGE-Grupo Andaluz del Cuaternario (AEQUA). Madrid. 168 pp.

Durand Delgá, M. 1980. La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mem. Soc. Géol. Française*, 10, 203-224.

Ek, C. y Quinif, Y. 1988. Les sédiments détritiques des grottes: aperçu synthétique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111, 1-7.

Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 538-578.

Eraso, A. 1986. Aplicación del método de predicción de las direcciones de drenaje al karst de la Sierra de Líbar (Málaga). *II Simposio sobre el Agua de Andalucía*, 2, 291-302. Universidad de Granada. Granada.

Estévez, A., González Donoso, J.M., Linares, D., Martín Algarrá, A. Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. 1984. El cabalgamiento Finiserravallense al Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del serravallense. *Mediterránea Ser. Geol.*, 3, 151-173.

Faure, M., y Guerin, C. 1992. La grande faune d'Europe occidentale au Pléistocène moyen et supérieur et ses potentialités d'information en préhistoire. *Mémoires Société Géologique de France*, 160, 77-84.

Fernández del Río, B., Castillo, E., Delgado, J. y Villalobos, M. 1992: Evaluación de recursos hídricos de las Sierras Tejeda y Almijara (Málaga-Granada). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, 15, 241-256.

Fernández Gutiérrez, R., Pulido Bosch, A. y Fernández Rubio, R. 1981. Bosquejo hidrogeológico de tres sistemas acuíferos kársticos al Norte de Ronda (Málaga). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía*, 643-658. Universidad de Granada. Granada.

Fernández Rubio, R. y Delgado, J. 1975. Fisuración y karstificación del Torcal de Antequera (Málaga). *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada, Serie Monografías*, 1, 93-107.

Fernández Rubio, R., Eraso, A., Ortega, M., Araña, R. y Rojas, E. 1975. Estudio de la sima termal de Las Fumarolas (Montevives, Granada, España). *Annales Spéologie*, 30, 287-302.

Fernández Rubio, R., Marín y Villalobos, J., Zofio, E. y Pulido Bosch, A. 1981. Análisis de la fracturación y directrices estructurales en el acuífero kárstico de El Torcal de Antequera (Málaga). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía*, 2, 659-673.

Florschütz, F., Menéndez Amor, J. y Wijmstra, T.A. 1971. Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 10, 233-261.

Fontes, J.C., Gasse, F., Callot, Y., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Dupeuble, P.A. y Kaczmarska, I. 1985. Freshwater of marine-like environments from Holocene lakes in northern Sahara. *Nature*, 217, 608-610.

Ford, D. y Willians, P. 1989. *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hymen. 601 pp.

- Forti, P. y Postpischl, D. 1984. Seismotectonic and paleoseismic analyses using karst sediments. *Marine Geology*, 55, 145-161.
- Fornos, J.J., Ginés, A., Ginés, J. y Rodríguez Perea, A. 1995. Paleokarst in Mallorca. En *Karst and Caves in Mallorca. Edins*, 20 113-124.
- Fourniguet, J. 1975. *Neotectonique et Quaternaire marin sur le litoral de la Sierra Nevada, Andalousie (Espagne)*. Thèse Université Orleans. 239 pp.
- Fourniguet, J. 1976. Quaternaire marin et neotectonique sur la côte andalouse meridionale (Espagne). *Comptes Rendues Academie Sciences Paris*, 282, 1849-1852.
- Gaida, R. y Radtke, U. 1984. Datation de tufs calcaires quaternaires du Baixo Alentejo par les méthodes Th/U et ESR. *Finisterra*, XVIII, 35, 107-111.
- García Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez Martínez, J.M. 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alborán Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- García Rossell, L. y Pezzi, M. 1975. Un karst mediterráneo supraforestal en Sierra Mágina (Jaén). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada, Serie Monografías*, 1, 19-57.
- García Rossell, L. y Pezzi, M. 1978. Análisis de depósitos periglaciares en el sector central de las Cordilleras Béticas (Andalucía). *Actas V Coloquio de Geografía*, 99-107.
- Gascoyne, N. 1981. A climate record of the Yorshire Dales for the last 300,000 years. *8th International Congress of Speleology*, 1, 96-97.
- Gasse, F. 1990, Téthet, R., Durand, A., Gibert, E. y Fontes J.Ch. 1990. The arid-humid

- transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, 346, 141-146.
- GEMA. 1976. Exploración de la Cueva de Nerja. *Jabéga*, 13, 60-68.
- GES de la SEM. 1983. La Sima GESM, -1098 m. *Monografías Espeleológicas*, 4, 1-36.
- Gewelt, M. y Ek, C. 1988. Les concrétions carbonatées des grottes: aperçu synthétique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111, 9-19.
- Gigout, M., Solé Sabaris, L. y Solé, N. 1955. Sur le Quaternaire méditerranéen d'Andalousie. *Comptes Rendues Sommaires, Société Géologique de France*, 177-179.
- Ginés, A. y Ginés, J. 1974. Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de Sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *Boletín Sociedad de Historia Natural de Baleares*, 19, 11-28.
- Ginés, A. y Ginés, J. 1986. On the interest of Speleochronological studies in karstified islands. The case of Mallorca (Spain). *Actas 9º Congreso Internacional de Espeleología*. 1, 297-300. Federación Española de Espeleología. Barcelona.
- Ginés, A. y Ginés, J. 1989. Absolute dating of phreatic speleothems from coastal caves of Mallorca (Spain). *10th International Congress of Speleology*, 1, 191-193.
- Ginés, J. y Ginés, A. 1995. Speleochronological aspects of karst in Mallorca. *Endins*, 20, 99-112.
- Ginés, A. y Ginés, J. (Eds.) 1995. Karst and caves in Mallorca. *Monografías de la Societat d'Historia Natural de les Balears*. *Endins*, 20. 216 pp.
- Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. 1981a. Phreatic speleothems in coastal caves of Mallorca

(Spain) as indicators of Mediterranean Plesitocene paleolevels. *8th International Congress Speleology*, 533-536.

Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. 1981b. Morphological and mineralogical features of phreatic speleothems occurring in coastal caves of Mallorca (Spain). *8th International Congress Speleology*. 529-532.

Gómez Ortiz, A., Díaz del Olmo, F. y Simón, M. 1994. Periglacialismo en las Cordilleras Béticas. En A. Gómez Ortiz, M. Simón y F. Salvador (Eds.). *Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*, 165-188. Monografía 7. Sociedad Española de Geomorfología. Granada.

González Donoso, J.M., Linares, D. Martín Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. 1983. Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Prebético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 39, 71-116.

Gordon, D. y Smart, P.L. 1984. Comments on "Speleothems, Travertines, and Paleoclimates" by G.J. Henning, E. Grün, y K. Brunnacker. *Quaternary Research*, 22, 144-147.

Goy, J.L. y Zazo, C. 1982. Niveles marinos cuaternarios y su relación con la tectónica en el litoral de Almería (España). *Boletín Real Sociedad de Historia Natural (Geol.)*, 80, 171-184.

Grillot, J.C. y Almeida, C. 1982. Tectonique cassante posthercynienne dans l'Algarve (Sud de Portugal). Incidence sur l'hydrogéologie karstique. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 23, 119-130.

Groupe de recherche neotectonique de l'arc de Gibraltar. 1977. L'histoire tectonique récente (Tortonien á Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordues de la mer d'Alborán. *Bulletín*

Société Géologique de France, 19, 3, 575-614.

Grün, R. 1986. ESR- dating of a flowstone core from Cova de Sa Bassa Blanca (Mallorca, Spain). *Endins*, 12, 19-23.

Grün, R. 1989. Electron Spin Resonance (ESR) dating. *Quaternary International*, 1, 65-109.

Grün, R., Schwarcz, H.P. y Zymela, S. 1986. Electron Spin Resonance dating of tooth enamel. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 1022-1037.

Grün, R. y Stringer, C.B. 1991. Electron Spin Resonance dating and the evolution of modern humans. *Archaeometry*, 33, 2, 153-199.

Grün, R. y Schwarcz, H.P. 1987. Comments on multiple dating of a long flowstone profile. *Radiocarbon*, 29, 1, 148-152.

Gutiérrez Elorza, M. y Estévez, A. 1988. Depósitos periglaciares en la vertiente septentrinal de la Sierra de Lújar. Implicaciones neotectónicas. *Mediterranea*, 7, 95-106.

Guzmán, J.L. y Juárez, J. 1981. Esquema del funcionamiento hidrogeológico de la Sierra de Jarastepar y Cartajima (extremo meridional de la Serranía de Ronda). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía*, II, 689-697. Universidad de Granada. Granada.

Guzmán, J.L., García López, M. y Pérez López, A. 1996. Una nueva perspectiva sobre el abastecimiento de Málaga (los manantiales salinos de Meliones). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XXI, 449-462. Asociación Española de Hidrología Subterránea. Sevilla.

Harmon, R.S. y Schwarcz, H.P. 1981. Changes of ^2H and ^{18}O enrichment of meteoric water and Pleistocene glaciation. *Nature*, 290, 125-128.

Harmon, R.S., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. 1978. Stable isotope geochemistry of speleothems and cave waters from the flint ridge-mammoth cave system, Kentucky: Implications for terrestrial climate change during the period 230,000 to 100,000 years B.P. *Journal of Geology*, 86, 373-384.

Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. 1978. Late Pleistocene paleoclimates of North America as inferred from stable isotope studies of speleothems. *Quaternary Research*, 9, 54-70.

Henning, G.J., Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. 1981. Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas subacuáticos mallorquines. *Endins*, 8, 91-93.

Henning, G.J. y Grün, R. 1983. E.S.R. Dating in Quaternary Geology. *Quaternary Science Reviews*, 2, 157-238.

Henning, G.J., Grün, R. y Brunnacker, K. 1983. Speleotems, Travertines and Paleoclimates. *Quaternary Research*, 20, 1-29.

Henning, G.J., Grün, R. y Brunnacker, K. 1984. Reply to Gordon and Smart on "Speleothems, Travertines, and Paleoclimates". *Quaternary Research*, 22, 148-149.

Henthch, B., Martínez Goytre J., López Vera, F., Martínez Frías, J. y Araguas, L. 1987. Datación mediante la relación de actividad Th -230/U - 234 de travertinos de la Meseta Sur. *II Congreso de Geoquímica de España*, 105-108. Soria.

Hermes, J.J. 1985. Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.

Hoyos, M. 1992. *Geomorfología y sistemas kársticos entre Nerja y la playa de la Herradura*.

Informe inédito. 66 pp.

Hoyos, M., Lario, J., Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, J.C., Hillaire-Marcel, C., Silva, P., Somoza, L. y Bardají, T. 1994. Sedimentación kárstica y procesos morfosedimentarios en la zona del Estrecho de Gibraltar. En *Gibraltar during the Quaternary*, AEQUA Monografías 2, 36-48. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Gibraltar.

Hoyos, M., Soler, V., Cañaveras, J.C., Sánchez, S. y Sana, E. 1996. *Estudio de la delimitación de las áreas de protección total de las cuevas del Tesoro-Higuerón de la Victoria (Rincón de la Victoria, Málaga)*. Informe inédito. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid. 27 pp.

IGME. 1986a. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja 1.023 (16-42), Antequera. Mapa y memoria. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

IGME. 1986b. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja 1.006 (16-41), Benamejí. Mapa y memoria. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

IGME. 1986c. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja 1.022 (15-42), Campillos. Mapa y memoria. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Ikeya, M. 1975. Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, 255, 48-50.

ITGE. 1990. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja 1.024 (17-42), Archidona. Mapa y memoria. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

ITGE. 1991. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja 1.007 (17-41), Rute. Mapa y memoria. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

ITGE-Junta de Andalucía. 1990-1991. *Evaluación del estado actual de las aguas minerales*

en la Comunidad Autónoma de Andalucía. Estudio de detalle de la provincia de Málaga. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 541 pp.

Jerez, F. 1981. Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. *Boletín Geológico y Minero*, 92-1, 1-18.

Jiménez de Cisneros, C. 1994. *Geoquímica de carbonatos relacionados con etapas de emersión*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 216 pp.

Jordá Pardo, J.F. 1986. Estratigrafía y sedimentología de la Cueva de Nerja (Salas de la Mina y del Vestíbulo). En *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 1, 41-97.

Jordá Pardo, J.F. 1988. Los travertinos del extremo oriental de la costa de Málaga. *Actas II Congreso Geológico de España*, 1, 391-394. Sociedad Geológica de España. Granada.

Jordá Pardo, F.J. 1992. *Neógeno y Cuaternario del extremo oriental de la costa de Málaga*. Tesis Doctoral Universidad de Salamanca. 888 pp.

Jordá Pardo, J.F., Aura, J.E. y Jordá Cerdá, F. 1990. El límite Pleistoceno-Holoceno en el yacimiento de la Cueva de Nerja (Málaga). *Geogaceta*, 8, 102-104.

Jouzel, J., Barrow, N.I., Barnola, J.M., Bendel, M., Chapellaz, J., Genthon, C., Kotlyakov, V.M., Lipenkov, V., Lorius, C., Petit, J.R., Raynaud, D., Raisbeck, G., Ritz, C., Sowers, R., Stievenard, M., Yiou, F. y Yiov, P. 1993. Extending the Vostok icecore record of paleoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, 364, 407-412.

Juliá, R. 1983. Travertines. Carbonate depositional environment. *American Association Petroleum Geologists, Memoires*, 33, 64-72.

Lario, J., Zazo, C., Somoza, L., Goy, J.L., Hoyos, M., Silva, P.G. y Hernández Molina, J.L. 1993. Los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4), 41-46.

Lhénaff, R. 1966. Existence d'un haut niveau marin (Pliocene terminal ou Quaternaire ancien) déformé à l'Ouest de Málaga (Espagne). *Comptes Rendues Société Géologique de France*, 395-396.

Lhénaff, R. 1967. Problèmes géomorphologiques de la Vallée du Guadalhorce (Andalousie). *Mélanges de la Casa de Velazquez*, III, 5-28. Casa de Velázquez. Madrid.

Lhénaff, R. 1968. Le Poljé de Zafarraya (province de Grenade). *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 4, 5-25.

Lhénaff, R. 1975. Les poljés ouvertes de la Sierra de Cabra (Cordillères Bétiques). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada, Monografías*, I, 85-92.

Lhénaff, R. 1977a. Les formes majeures du relief karstique dans la Sierra de Libar (Andalousie, Espagne). *Norois*, 95 bis, 275-284.

Lhénaff, R. 1977b. *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*, Thèse d'Etat. Université de Paris, 713 pp. (Reprint 1981).

Lhénaff, R. 1978. Poljés et structures charriées: quelques exemples dans les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne). *Revue de Géographie Alpine*, 2-3, 299-307.

Lhénaff, R. 1986a. Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. En karst et cavités d'Andalousie. Cordillères Bétiques centrales et orientales. *Karstologia Mémoires*, 1, 5-24.

Lhénaff, R. 1986b. Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leur rapports avec l'organisation endokarstique. En Karst et cavités d'Andalousie Cordilleres Bétiques Centrales et Orientales. *Karstologia Mémoires*, 1, 101-112.

Lhénaff, R. 1989. Les grands traits caractéristiques des karsts andalouses. *Reunión Franco-Españole sur les karsts Méditerranéens d'Andalousie occidentale. Livret-guide*, 13-18. Librería Andaluza. Sevilla.

Li, W.X., Lundberg, J., Dickin, A.P., Ford, D.C., Schwarcz, H.P., McNutt, R. y Willians, D. 1989. High-precision mass-spectrometric uranium -series dating of cave deposits and implications for paleoclimate studies. *Nature*, 339, 534-536.

Linares, L. 1990. *Hidrogeología de la Laguna de Fuente de Piedra (Málaga)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 343 pp.

Linares, L. y Trenado, L. 1981. Características hidrogeológicas generales del macizo carbonatado de Sierra Blanca-Sierra de Mijas (Málaga). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía*, 2, 699-705. Universidad de Granada. Granada.

Linke, G., Katzenberger, O. y Grün, R. 1985. Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 4, 319-331.

López Bermúdez, F. y López Limia, B. 1989. Geomorfología del karst Prebético (Cordilleras Béticas). En J.J. Durán y J. López Martínez (Eds.) *El karst en España*, 187-200. Monografía 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

López Chicano, M. 1992. *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 387 pp.

López Martínez, N. 1972. Los micromamíferos del Cuaternario del Rincón de la Victoria. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 70, 223-233.

López Martínez, J. y Durán, J.J. 1995. Evolución geológica y del drenaje regional desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario en el entorno de El Chorro (Málaga). En *Geología y Arqueología prehistórica de Ardales*, 11-28. Ayuntamiento de Ardales-Grupo Andaluz del Cuaternario, (AEQUA). Málaga.

López Vera F. (Ed) 1986. *Quaternary climate in Western Mediterranean*. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid. 563 pp.

López Vera, F. 1989. Significado paleoambiental de los isótopos estables de oxígeno y carbono en espeleotemas y travertinos de la Meseta Sur española. *Boletín Geológico y Minero*, 100-4, 172-179.

Maire, R. 1990. La haute montagne calcaire. *Karstologie Mémoires*, 3, 73 pp.

Maire, R. y Quinif, Y. 1991. Mise en évidence des deux derniers interglaciaires (stades 5 et 7) dans les Alpes françaises du Nord. *Speleochronos*, 3, 3-10.

Maire, R., Pomel, S. y Quinif, Y. 1990. Les conglomérats souterrains. Morphologie, génese et âges U/Th. *Speleochronos*, 2, 3-10.

Maire, R. y Salomon, N. 1992. *Karst et évolution climatique. Hommage a J. Nicod*. Presses Universitaires. Bordeaux. 520 pp.

Martín Algarra, A. 1987. *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 2 vol., 1.171 pp. y 48 lám.

Martín Algarra, A., Soria, J. y Vera J.A. 1989. Paleokarts mesozoicos y terciarios en la Cordillera Bética. En J.J. Durán y J. López Martínez, Eds. *El karst en España*, 299-308. Monografía 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

Martín Vivaldi, J.L., Caballero, M.A., Calle, M. y Lhénaff, R. 1971. Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del polje de Zafarraya, Granada (España). *Estudios Geológicos*, XXVII, 137-144.

Martínez Goytre, J., Hentzsch, B., López Vera, F., y Martínez Frías, J. 1988. Edad de las terrazas y diques travertínicos de las Lagunas de Ruidera y sus implicaciones paleoclimáticas. *Estudios Geológicos*, 44, 1-2, 75-81.

Martínez Tudela, A., Robles, F., Santisteban, C., Grün, R., y Hentzsch, B. 1986. Los travertinos del río Matarrana, Beceite (Teruel), como indicadores paleoclimáticos del Cuaternario. En F. López-Vera. Ed. *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, 307-324. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.

Más, J., Trilla, J. y Valls, M.C. 1991. La problemática de la datación mediante ^{14}C en precipitados subaéreos de carbonatos. Caso de los travertinos de Llorá (Girona). *Boletín Geológico y Minero*, 102-4, 48-61.

Más, J., Trilla, J., Valls, M.C., y Pallí, Ll. 1991. Cronología dels travertins de Llorá (Girona). *Scientia gerundensis*, 17, 109-123.

Mayoral, E. y Rodríguez Vidal, J. 1990. La actividad bioerosiva como indicadora de episodios marinos en depósitos continentales (costa de Málaga). *Actas de Paleontología*, 68, 247-254.

Medina, D., Barroso, C., Sanchidrián, J.L. y Ruíz Bustos, A. 1986. Avance al estudio de los niveles mustenienses de la Cueva del Boquete de Zafarraya, Alcaucín, Málaga.

(Excavaciones de 1981-83) *Libro Homenaje a Luis Siret*. 94-105. Junta de Andalucía. Consejería de Cultura.

Menéndez Amor, J. y Florschütz, F. 1963. Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 3, 62, 251-255.

Molina, J.A. 1982. Los karsts en yesos de la provincia de Málaga (Avance). *Revista Conmemorativa 75 Aniversario de la Sociedad Excursionista de Málaga*, 95-112. Málaga.

Ojeda, J., Díaz Del Olmo, F., Rubio, J.M., y GEOS. 1987. El macizo de Algodonales (Cádiz). Un modelo de karst mesomediterráneo. *Gades*, 15, 157-182.

Ollero, E., García, J.L. y Alcaín, G. 1988. Características hidrogeológicas del acuífero carbonatado costero de las Alberquillas. En *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros*, 3, 439-453. Almuñecar.

Ordóñez, S., González, J.A. y García del Cura, M^a.A. 1981. Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del río Tajuña. *Memorias de La V Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*, 280-293.

Ordóñez, S., González Martín, J.A. y García del Cura, M.A. 1990. Datación radiogénica (U-234/U-238 y Th -230/U-234) de sistemas travertínicos del Alto Tajo (Guadalajara). *Geogaceta*, 8, 53-56.

Padilla, A. y Pulido Bosch, A. 1993. Application of a reservoir model to simulate the Torcal de Antequera karstic aquifer (Málaga). En A. Pulido-Bosch, Ed. *Some Spanish karstic aquifers*, 51-66. Universidad de Granada. Granada.

Pérez Berrocal, J.A. y Moreno, L. 1988. *Guía de las cuevas de Málaga*. Biblioteca Popular

Malagueña. Diputación Provincial de Málaga. 184 pp.

Petit-Maire, N. 1992. Environnements et climats de la ceinture tropicale nord-africaine depuis 140.000 ans. *Mém. Soc. Géol. France*, 160, 27-34.

Peyre, Y. 1965. Morphologie et géologie de la Sierra del Valle de Abdalajís (Espagne). *Photo-Interpretation*, 3, 1 y 2.

Peyre, Y. 1974. *Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères Bétiques-Espagne)*. Thèse. Université de Paris. 604 pp.

Pezzi, M. 1975. Le Torcal d'Antequera (Andalousie): un karst structural retouche par le periglaciaire. *Méditerranée*, 2, 23-38.

Pezzi, M. 1977a. Análisis morfológico del Torcal de Antequera. *Jábega*, 26, 54-64.

Pezzi, M. 1977b. Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*, Serie Monografías, 1, 289 pp.

Pezzi, M. 1979. Análisis morfológico del karst de El Torcal de Antequera, *Jábega*, 26, 54-64. Málaga.

Pierre, C. y Gigout, M. 1976. Sur la déformation du littoral andalous, de Marbella a Cádiz, au cours du Quaternaire récent. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Secretaría de Publicaciones de la Universidad de Granada. Granada.

Pineda, A. 1985. Las Zonas Internas y Externas Béticas como partes meridionales de la placa ibérica: una nueva interpretación para el área límite Atlántico-Mediterránea. *Studia Geologica Salmanticensia*, XXI, 87-113.

Pomar, L. 1989. Espeleotemas freáticos, karst litoral y oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en la isla de Mallorca. En J.J. Durán y J. López Martínez, Eds. *El karst en España*, 265-276. Monografía, 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

Pomar, L., Ginés, A. y Fortarnau, R. 1976. Las cristalizaciones freáticas. *Endins*, 3, 3-25.

Pomar, L., Ginés, A., y Ginés, J. 1979. Morfología, estructura y origen de los espeleotemas epiacuáticos. *Endins*, 5-6, 3-18.

Pomar, L., Rodríguez, A., Fornós, J.J., Ginés, J. Font, A. y Mora, A. 1987. Phreatic speleothems in coastal caves: a new method to determine sea level fluctuations. En *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario, 10, 197-224.

Puig y Larraz, G. 1896. Cavernas y simas de España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. T. XXI, 1-392.

Pulido Bosch, A. 1993. The karstic aquifer of the Torcal de Antequera (Málaga). En A. Pulido Bosch, Ed. *Some Spanish karstic aquifers*, 37-50. Universidad de Granada. Granada.

Pulido Bosch, A. y Cerón García, J.C. 1991. Variaciones hidroquímicas de periodicidad anual en surgencias kársticas. Ejemplo del manantial de la Yedra (Málaga). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4 (1-2), 51-60.

Pulido Bosch, A. y Mangin, A. 1983. Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos kársticos. *Tecniterrae*, 51, 53-65.

Pulido Bosch, A., Marsily, G. y Benavente, J. 1987. Análisis de la descarga del Torcal de Antequera mediante deconvolución. *Hidrogeología*, 2.

Pujol, C. y Turon, J.C. 1986. Comparaison des cycles climatiques en domaine marine et

continental entre 130.000 et 28.000 ans B.P. dans l'hémisphère nord. *Bull. Ass. Franc. Quat.*, 1/2, 17-25.

Quinif, Y. 1981. Thermoluminescence: a method for sedimentological studies in caves. *Proceedings of the Eighth International Congress of Speleology*, 1, 309-313.

Quinif, Y., Genty, D. y Maire, R. 1994. Les spéléothèmes: un outil performant pour les études paléoclimatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 165 (6), 603-612.

Ramírez Trillo, F. 1995. Grandes cavidades en la provincia de Málaga. *Espeleotemas*, 5, 71-94.

Ramos, J. 1988. Estratigrafía resumida de los yacimientos prehistóricos del Complejo Humo. Cala del Moral (Rincón de la Victoria, Málaga). *Segunda Reunión de Campo de AEQUA*. Grupo Andaluz del Cuaternario. Málaga. 8 pp y 30 láminas.

Ramos, J., Espejo, M., Cantalejo, P., Martín E., Molina, J.A., Durán, J.J., Alcázar, J., Ramírez, F., Vela, A., Grün, R. y Ford, D. C. 1992. *Cueva de Ardales: su recuperación y estudio*. Ayuntamiento de Ardales (Málaga). 233 pp.

Reyes, E., Caballero, E., Rodríguez Jiménez, P., Jiménez de Cisneros, C. y Delgado, A. 1993b. Caracterización isotópica y análisis de los procesos de degradación de los materiales carbonatados de la Cueva de Nerja. Estudio preliminar. En F. Carrasco, Ed. *Geología de la Cueva de Nerja*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja 3, 268-295. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

Reyes, E., Caballero, E., Delgado, A. y Jiménez de Cisneros, C. 1993a. Estudio del equilibrio isotópico de los espeleotemas de la Cueva de Nerja (Málaga). *Actas V Congreso de Geoquímica de España*, 141-145. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Soria.

Rodríguez Fernández, J. 1982. *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral Universidad de Granada. 224 pp.

Rodríguez Vidal, J. 1981. *Distribución general de zonas kársticas de la provincia de Málaga*. Informe inédito. Diputación Provincial de Málaga. Málaga. 92 pp.

Rodríguez Vidal, J. 1982. El condicionamiento estructural del karst de la Sierra Blanca (Marbella-Málaga). *Reunión monográfica sobre el karst de Larra*, 105-115. Diputación de Navarra. Pamplona.

Rodríguez Vidal, J. y Cáceres, L.M. 1993. Rasgos generales del relieve en el sector suroriental de la Sierra Almajara (Málaga). *Geogaceta*, 14, 49-51.

Rodríguez Freire, V., Pérez, R., Gutiérrez, E., Ruíz, J.M., Morillas, J., Montosa, A., Pozo, F., Sánchez, D., Pérez del Pulgar, R., Gamaza, J.L., Rojas, J.M. y Molero, J. 1976. Geología y termalismo de la Cueva del Vapor (Alhama de Murcia). *Actas del IV Congreso Nacional de Espeleología*, 2, 381-397. Comité Regional Sur de Espeleología. Marbella.

Rognon, P. 1976. Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 2, XVIII, 2-3, 251-282.

Rognon, P. 1979. Evolution du relief et paleoclimats depuis 40.000 ans sur la bordure nord du Sahara. *Bulletín de l'Association de Geographes Françaises*, 462-463, 205-214.

Rognon, P. 1987. Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 58, 11-34.

Rognon, P. 1996. Climatic change in the African deserts between 130.000 and 10.000 B.P. *Comptes Rendues Acad. Sci. Paris*, 323, IIa, 549-561.

Rubio, J.C., Calaforra, J.M., Molina, A.L. y Delgado, J. 1993. Procesos kársticos en brechas de serie de monte al Norte de la Sierra de la Chimenea (Málaga. Cordilleras Béticas). En *El Cuaternario en España y Portugal*, 1, 141-146. Instituto Tecnológico Geominero de España y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Madrid.

Santanach, P.F., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. 1980. Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Boletín Geológico y Minero*, XCI-II, 417-440.

Santiago, J.M. 1980a. El complejo kárstico del Cerro de las Motillas (Cádiz-Málaga). *Speleon*, 25, 47-64.

Santiago, J.M. 1980b. Influencia de la estructura en la génesis del karst de las Motillas. *Andalucía Subterránea*, 3, 6-13.

Sanz de Galdeano, C. 1978. Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector del Padul (Granada). *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, 197-218. Serv. Publ. Univ. Granada, Granada.

Sanz de Galdeano, C. 1983a. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.

Sanz de Galdeano, C. 1983b. La neotectónica de las Cordilleras Béticas. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, 2, 469-485. IGME. Madrid.

Sanz de Galdeano, C. 1985. La fracturación del borde sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del escenario del terremoto del 25/XII/1884). *Estudios Geológicos*, 41, 59-68.

Sanz de Galdeano, C. 1986. Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra

Almijara (Zona Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*, 42, 281-289.

Sanz de Galdeano, C. 1988. The evolution, importance and significance of the Neogene fault system within the Betic-Rifeau Domain. *Mediterranea*, 7, 33-34.

Sanz de Galdeano, C. 1989. Estructura de las sierras Tejeda y de Cómpeta (Conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2 (1-2), 77-84.

Sanz de Galdeano, C. 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. 1993b. La fracturación en el entorno de la Cueva de Nerja. En F. Carrasco Ed. *Geología de la Cueva de Nerja*. Trabajos Sobre la Cueva de Nerja, 3, 95-114. Patronato de la Cueva de Nerja Málaga.

Sanz de Galdeano, C. y Andreo, B. 1995. Structure of Sierra Blanca (Alpujárride Complex, West of the Betic Cordillera). *Estudios Geológicos*, 51, 43-55.

Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. 1991. Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta*, 5, 3, 173-186.

Sanz Pérez, E. 1987. La regulación de los manantiales y su incidencia en España. *Boletín Geológico y Minero*, 98 (6), 105-132.

Sanz y Egaña, C. 1912. El Torcal de Antequera. *Boletín de la Sociedad Malagueña de Ciencias*, II, 29.

Sarnthein, M., Stremme, M.E. y Mangini, A. 1986. The Holstein interglaciation: Time-stratigraphic position and correlation to stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments.

Quaternary Research, 26, 283-298.

Schwarcz, H.P. 1986. Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. En P. Fritz y J.Ch. Fontes, Eds. *Handbook of Environmental Isotope geochemistry*, Vol. 2, 271-303. Elsevier. Amsterdam.

Schwarcz, H.P. y Grün, R. 1988. Comment on M. Sarnthein, H.E. Stremme, and A. Mangini, "The Holstein Interglaciation: Time-stratigraphic position and correlation to stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments". *Quaternary Research*, 29, 75-79.

Schwarcz, M.P., Harmon, R.S., Thompson, P. y Ford, D.C. 1976. Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 357-665.

Sermet, J. 1934a. Sobre unos vestigios de topografía glaciaria en la Sierra Tejeda (Andalucía). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 34, 187-192.

Sermet, J. 1934b. La côte méditerranéenne d'Andalousie, entre Málaga et Almería. Étude morphologique. *Congreso Internacional de Geografía*, II, 300-317. Varsovia.

Serrano, F. 1979. *Los foraminíferos planctónicos de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Málaga. 272 pp.

Serrano, F. 1993. Generalidades sobre la geología de la provincia de Málaga. *IX Jornadas de Paleontología*, XVI-XXVII. Universidad de Málaga y Sociedad Española de Paleontología. Málaga.

Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López Garrido, A.C. y Martín Algarra, A. 1995. The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: a

Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geologie in Mijnbouw*, 74, 105-116.

Servicio Geológico de la DGOH - ITGE 1990. Unidades hidrogeológicas de la España peninsular e Islas Baleares. Síntesis de sus características y mapa a escala 1:1.000.000 *Informaciones y Estudios*, 52, 32 pp. y 1 mapa.

Sesé, C. 1994. Paleoclimatical interpretation of the Quaternary small mammals of Spain. *Geobios*, 27-6, 753-767.

Shackleton, N.J. 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the Atlantic region. *Nature*, 307, 620-623.

Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. 1973. Oxygen isotope and paleoclimatic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V 28 - 238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55

Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., Goy, J.L. y Dabrio, C.J. 1987. Recent Quaternary sea level changes and tectonic movements in SE Spanish coast. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, 49-77.

Soria, J.M. 1993. Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (3-4). 199-213.

Such, M. 1919. *Avance al estudio de la caverna del Hoyo de la Mina*. Sociedad Malagueña de Ciencias, Málaga, 65 pp.

Thauvin, J.P. 1981. Alimentación y descarga del macizo kárstico del Torcal de Antequera

(Málaga). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía*, I, 379-386. Universidad de Granada. Granada.

Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D. 1974. Continental Pleistocene climatic variations from speleothem age and isotopic data. *Science*, 184, 893-895.

Tubía, J.M. 1985. *Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujarrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga)*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco. 263 pp.

Turi, B. 1986. Stable isotope geochemistry of travertines. En P. Fritz y J.Ch. Fontes, Eds. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, 2, 207-238. Elsevier. Amsterdam.

Vázquez, A., Zamarreño, I., Reyes, E. y Linares, J. 1990. Recrecimientos calcíticos tempranos relacionados con el último ciclo interglacial-glacial en el Mediterráneo español. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (3-4), 295-305.

Vera, J.A. 1969. Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Memorias IGME*, 72, 187 pp. IGME. Madrid.

Vidal, F. 1986. *Sismicidad de la región Béticas-Mar de Alborán*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 450 pp.

Vilaplana, J.M. 1983. Quaternary glacial geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geológica Hispánica*, 3/4, 217-233.

Von Klebelsberg, R. 1928. Beitrage zur Geologie der Sierrren zwischen Granada und Malaga (Andalusien). *Z. Deut. Geol. Ges.* 80, 4, 535-616.

Williams, O.F., Thunell, R.C., Tappa, E. Río, D. y Rafi, I. 1988. Chronology of the

Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m y B.P. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 64, 221-240.

Zazo, C. 1979. El problema del límite Plio-Pleistoceno en el litoral S y SE de España. *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 9, 65-72.

Zazo, C. 1980. *El Cuaternario marino-continental y el límite Plio/Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid.

Zazo, C. Ed. 1987. Late Quaternary sea-level changes in Spain. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, 306 pp.

Zazo, C. 1995. Interglacial sea levels. *INQUA XIV Internacional Congress Abstracts*.

Zazo, C. y Goy, J.L. 1989. Sea-level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years. En *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Application*. D.B.S.Cott. et al Eds. 27-39.

Zazo, C., Goy, J.L. y Aguirre, E. 1984. Did Strombus survive the last interglacial in the western Mediterranean Sea?. *Mediterránea, Serie Geología*, 3, 131-137.

Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Mercel, C., Dabrio, C.J., Hoyos, M., Lario, J. Bardají, T., Somoza, L. y Silva, P.G. 1994. Variaciones del nivel del mar: Estadios isotópicos 7, 5 y 1 en las costas peninsulares (S y SE) e insulares españolas. En *Gibraltar during the Quaternary*, Monografías AEQUA 2, 26-35. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Gibraltar.

Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M., Dumas, B., Porta, J., Martinell, J., Baena, J., y Aguirre, E. 1981. Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Estudios Geológicos*, 37, 257-262.

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, J.C., Belloumini, G., Improta, S., Lario, J., Bardaji, T. y Silva, P.G. 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10, 933-945.

Zazo, C. y Ovejero, G. 1976. Niveles marinos cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz. *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 5, 141-145.

ABREVIATURAS Y ACRONISMOS UTILIZADOS

a.n.E. : antes de nuestra Era

B.P.: Antes de la actualidad (*Before Present*)

ca. : *circa*, aproximadamente

CERAK: Centre d'Etudes et Recherches Appliquées au karst

DGOH: Dirección General de Obras Hidráulicas

ESR: Electron Spin Resonance

GES: Grupo de Exploraciones Subterráneas (de la Sociedad Excursionista de Málaga)

GESM: Grupo de Exploraciones Subterráneas de Málaga

IGME: Instituto Geológico y Minero de España (actualmente, ITGE)

ITGE: Instituto Tecnológico Geominero de España

IUGS: International Union of Geological Science

ka: Kiloaños, miles de años

m.a.: millones de años

MMU: Mc Master University

m s.n.m.: metros sobre el nivel del mar

p.e. : por ejemplo

PIAS: Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas

SEM: Sociedad Excursionista de Málaga

SIDI: Servicio Interdepartamental de Investigación (de la Universidad Autónoma de Madrid)

s.l. : sensu lato

TM: *Thematic Mapper*

UAM: Universidad Autónoma de Madrid

UH: Unidades hidrogeológicas

v.g.: *verbigratia*

vs : *versus*