T 8/32

TESIS DOCTORAL
UNIVERSIDAD DE GRANADA

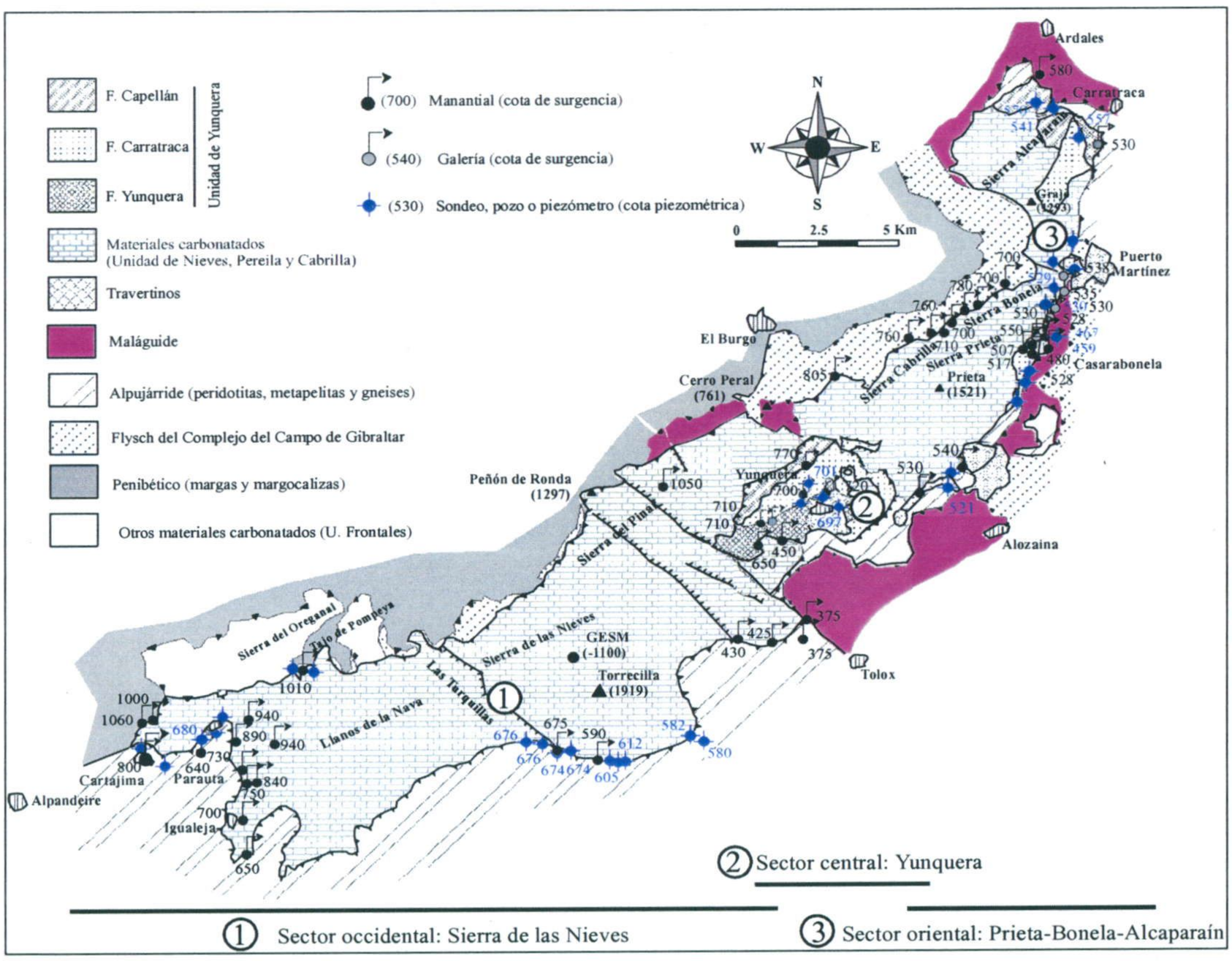
UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 08.05.03
ENTRADA NUM. 1716

UNIVERSIDAD DE GRANADA
23 ABR. 2003
COMISION DE DOCTORADO

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
N.º Documento b14837407
N.º Copia 16073067

HIDROGEOLOGÍA DE ACUÍFEROS CARBONATADOS EN LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES (MÁLAGA)



Cristina Liñán Baena

Granada, 2003

TESIS DOCTORAL

HIDROGEOLOGÍA DE ACUÍFEROS CARBONATADOS EN LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES (MÁLAGA)

Directores de la Tesis:

Fdo. Francisco Carrasco Cantos

Fdo. Bartolomé Andreo Navarro

Autora:

Fdo. Cristina Liñán Baena

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Ecología y Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Málaga

AGRADECIMIENTOS

Gracias, en primer lugar, a mis directores de Tesis, Paco Carrasco y Bartolomé Andreo. A Paco, independientemente de los aspectos puramente científicos, por brindarme la oportunidad de pertenecer a su Grupo de Investigación, por proporcionarme sustento económico durante todos estos años y por su incesante búsqueda de una beca para mi Tesis. A Bartolomé, por sus consejos y continuos "empujones" para llevar a buen término este trabajo. A ambos, por su colaboración y por la paciencia demostrada, sin las cuales habría sido imposible la realización de esta investigación. Doy también las gracias a mi excelente compañero, Iñaki Vadillo, dispuesto en todo momento a prestarme su ayuda, en campo, laboratorio y gabinete y, en particular, por abrirme las posibilidades del mundo informático. A mi compañero Pablo, por la diversa ayuda prestada en trabajos de última hora. A todos ellos, en general, agradezco el buen clima de trabajo y su sentido del compañerismo.

Son numerosos los investigadores a los que quedo sinceramente agradecida:

A Agustín Martín Algarra, de la Universidad de Granada, por enseñarme sobre el terreno la geología de mi área de Tesis. Igualmente, agradezco a Agustín la buena cartografía geológica que realizó en su Tesis Doctoral, base importante de mi trabajo de investigación.

A Severin Pistre, de la Universidad de Montpellier, por su inestimable labor en el estudio de la fracturación. A sus estudiantes, Fabien Cornaton y Jean-François Ravel, por el tratamiento y la elaboración de los datos de campo.

Con cariño, doy las gracias a Jacques Mudry, de la Universidad de Besançon, por su interés y ayuda en la interpretación de datos hidroquímicos y por el buen trato personal que recibí de él (y de su encantadora familia) durante mi estancia en Besançon.

A Luis Araguás, por la realización de los análisis de tritio en el Laboratorio de la Agencia Europea de Energía Atómica, en Viena. A Laurence Gourcy, del mismo Laboratorio, por facilitarme el acceso a los datos isotópicos de la estación de Gibraltar.

A Concepción Jiménez de Cisneros y Emilia Caballero, del Laboratorio de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín, por la realización de los análisis de oxígeno 18 y deuterio.

A Luis Linares y a su compañero Paco Catalán, de la oficina de INI Medio Ambiente de Málaga, por facilitarme información diversa sobre la zona investigada.

A Rafael Conejo, por su amabilidad y su trabajo de elaboración de las curvas de gastos de las surgencias.

Este trabajo tampoco habría llegado a buen fin sin la ayuda de numerosas personas, que han colaborado "a pie de obra". En especial, agradezco el trabajo de " los observadores": Paco Doblas (Casarabonela), Pedro Herrera (Parauta), Paco Sánchez, José Rey y José Mª Ríos (Yunquera), Juan Pedro, María y Pedro Merino Dueñas (Jorox). A todos ellos reconozco no sólo su trabajo (lecturas de escalas limnimétricas y de bandas de pluviógrafos y toma diaria de muestras de agua) sino su amabilidad y el interés mostrado. También debo dar gracias al personal de los Ayuntamientos de Alozaina, Ardales, Casarabonela, Igualeja, Parauta, Tolox y Yunquera, por facilitarme las tareas de inventario y el acceso a las perforaciones. Nombro en especial a Diego Guerrero (Parauta), Paco Bermúdez (Alozaina), Antonio Marmolejo (Tolox), Antonio Campos Gallego (Casarabonela) y a Juan Manuel, policía municipal de Ardales, que me proporcionó, además, los datos históricos de los sondeos de dicha población. También debo mencionar a Juan Vila, por vencer su desconfianza y facilitarme las medidas piezométricas en su sondeo de Casarabonela. Agradezco igualmente la colaboración del personal de las plantas embotelladoras *Sierra Bonela* y *Fuente Mina*.

Mi gratitud a todas aquellas personas que me han hecho compañía en las tareas de campo (si bien es cierto que no repetían).

Otras personas a citar son los espeleólogos de la Sociedad Excursionista de Málaga, en particular Tato, Rogelio Ferrer y José Manuel, que me facilitaron diversa información, en especial la referente a los levantamientos topográficos de cavidades.

Son igualmente numerosos los Organismos que han participado, de un modo u otro, en mi trabajo de investigación. La Confederación Hidrográfica del Sur, además de proporcionarme, junto con el Instituto Nacional de Meteorología, los datos climatológicos del área, realizó la instalación de dos pluviógrafos y dos limnígrafos en la zona de estudio. La compañía Sevillana de Electricidad me facilitó los datos correspondientes a las lecturas limnimétricas en la estación de Las Millanas, el Instituto Tecnológico y Geominero de España, en la persona de Juan José Durán Valsero, me proporcionó información de diversa índole (caudales de surgencias, piezometría y datos

de inventario). La Agencia de Medio Ambiente autorizó el acceso en vehículo a determinadas zonas de la Sierra de las Nieves. La empresa Compañía General de Sondeos (CGS) me facilitó el acceso a sus informes sobre la zona de estudio. Nombro también a dos de sus trabajadores, Rafael y Enrique Hernando, testigos de mis "comienzos" (no siempre lucidos) en el trabajo de campo.

Los contratos de investigación realizados con la Mancomunidad de Municipios de la Sierra de las Nieves y su Entorno, así como con la empresa INIMA y el Instituto Tecnológico Geominero de España, colaboraron en la financiación de mi labor investigadora.

Esta Tesis es una contribución a los Proyectos PB 94, PB 98 y REN 2001 y al Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM-0308.

Espero no haber olvidado a nadie, en cuyo caso pido disculpas.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 1

1.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA 2

1.2. OBJETIVOS 5

1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO 6

1.3.1. Trabajo de campo 6

1.3.1.1. Reconocimiento del área de estudio 6

1.3.1.2. Inventario de puntos de agua 6

1.3.1.3. Medidas periódicas en la red de control 7

1.3.1.4. Control geológico de sondeos 10

1.3.1.5. Análisis de la fracturación 10

1.3.2. Trabajo de laboratorio 10

1.3.2.1. Análisis químicos 10

1.3.2.2. Análisis isotópicos 11

1.3.3. Trabajo de gabinete 12

1.3.3.1. Recopilación de información 12

1.3.3.2. Tratamiento de datos e interpretación de los mismos 12

1.3.3.2.1. Datos hidrodinámicos 12

1.3.3.2.2. Datos físico-químicos e hidroquímicos 13

1.3.3.2.3. Datos isotópicos 14

1.3.3.3. Elaboración de tablas, gráficos, mapas y figuras 14

1.3.3.4. Redacción de la Memoria de Tesis Doctoral 14

2. EL MARCO GEOLÓGICO 15

2.1. GEOLOGÍA 15

2.1.1. Introducción. Contexto geológico regional 15

2.1.2. Antecedentes 16

2.1.3. Descripción de las principales unidades que afloran en la zona de estudio 19

2.1.3.1. La Unidad de las Nieves 19

2.1.3.2. La Unidad de Yunquera 23

2.1.3.3. Las Unidades Frontales 24

2.1.4. Los materiales que limitan la zona de estudio 25

2.1.5. La estructura geológica 26
2.1.5.1. La estructura de la Unidad de las Nieves 26
2.1.5.2. La estructura de la Unidad de Yunquera 29
2.2. FRACTURACIÓN 29
2.2.1. Fallas megascópicas 30
2.2.2. Fallas mesoscópicas 31
2.2.2.1. Tratamiento de los datos 31
2.2.2.1.1. Análisis conjunto de todas las medidas 32
2.2.2.1.2. Superficies de karstificación y planos de falla 33
2.2.2.1.3. Análisis tensorial 35
2.2.2.1.4. Resultados del análisis microestructural 39
2.3. GEOMORFOLOGÍA 40
2.3.1. Introducción y antecedentes 40
2.3.2. Principales características geomorfológicas 40
2.3.2.1. La Sierra de las Nieves 40
2.3.2.1.1. Formas kársticas 42
2.3.2.1.2. Formas ligadas a la escorrentía superficial 46
2.3.2.1.3. Formas periglaciares 46
2.3.2.1.4. Formas poligenéticas 46
2.3.2.2. La Sierra Prieta 47
2.3.2.3. La Sierra Alcaparaín 47
2.3.3. Los travertinos del área de estudio 48
2.3.3.1. Descripción de los principales complejos travertínicos 49
2.3.3.1.1. Travertinos de Tolox 49
2.3.3.1.2. Travertinos de Jorox 50
2.3.3.1.3. Travertinos de Yunquera 52
2.3.3.1.4. El travertino de Puerto Martínez 55
2.3.3.2. Otros complejos travertínicos 57
2.3.3.2.1. Travertinos de Cuevas del Moro 57
2.3.3.2.2. Travertinos de Alozaina 57
2.3.3.2.3. Travertinos de Casarabonela 57
2.3.3.3. Conclusiones derivadas del estudio de los travertinos 57

3. CLIMATOLOGÍA 60

3.1. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES CORRESPONDIENTES AL PERÍODO 1964/65-1998/99 60

3.1.1. Aspectos generales 60

3.1.2. Análisis y tratamiento previo de los datos pluviométricos 60

3.1.3. Distribución espacial de la lluvia (Isoyetas). Precipitación media anual 65

3.1.4. Factores que condicionan las precipitaciones 67

3.1.5. Gradiente pluviométrico 69

3.1.6. Distribución temporal de las precipitaciones 70

3.2. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES CORRESPONDIENTES AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (1995/96-1998/99) 76

3.2.1. Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas 76

3.2.2. Precipitación media anual 79

3.2.3. Distribución temporal de las precipitaciones 80

3.3. COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA DE LLUVIA 83

3.3.1. Características del muestreo 83

3.3.2. Hidroquímica 84

3.3.2.1. El contenido en cloruros 86

3.4. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA DE LLUVIA 87

3.4.1. Los contenidos en ^{18}O y ^{2}H 87

3.4.1.1. Generalidades 87

3.4.1.2. Los contenidos en ^{18}O y ^{2}H del agua de lluvia 89

3.4.2. El contenido en tritio (^{3}H) 91

3.4.2.1. Contenido en tritio del agua de lluvia 92

3.5. ANÁLISIS DE LAS TEMPERATURAS CORRESPONDIENTES AL PERÍODO 1982/83-1998/99 94

3.5.1. Aspectos generales 94

3.5.2. Análisis y tratamiento de los datos 95

3.5.3. Temperatura media anual. Distribución temporal de las temperaturas 95

3.5.4. Factores que condicionan las temperaturas 96

3.6. ANÁLISIS DE LAS TEMPERATURAS CORRESPONDIENTES AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (1995/96-1998/99) 99

4. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES 101
4.1. ANTECEDENTES HIDROGEOLÓGICOS 101
4.2. LÍMITES DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA 104
4.3. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA 107
4.3.1. Manantiales 107
4.3.2. Sondeos 109
4.4. HIDRODINÁMICA 110
4.4.1. Manantiales 110
4.4.2. Sondeos 115
4.4.2.1. Control de la columna litológica 115
4.4.2.2. Control del nivel piezométrico 116
4.5. HIDROTERMIA 119
4.6. HIDROQUÍMICA 123
4.6.1. Introducción 123
4.6.2. Distribución espacial de la composición química del agua 126
4.6.3. Evolución temporal del quimismo 129
4.7. LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA 132
4.7.1. Los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ del agua subterránea 132
4.8. SISTEMAS ACUÍFEROS DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA YUNQUERA-NIEVES 135
4.8.1. Sector occidental. El sistema de la Sierra de las Nieves 136
4.8.2. Sector central. El sistema de Yunquera 138
4.8.3. Sector oriental. El sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín 139
5. HIDROGEOLOGÍA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS DIFERENCIADOS EN LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES 142
5.1. EL SISTEMA DE LA SIERRA DE LAS NIEVES 142
5.1.1. Límites y geometría 142
5.1.2. Puntos de agua 143
5.1.3. Hidrodinámica 143
5.1.3.1. Datos de caudal y curvas de gastos 143
5.1.3.2. Descripción de los hidrogramas de las principales surgencias 149

5.1.3.2.1. Río Genal 149
5.1.3.2.2. Río Verde 151
5.1.3.2.3. Río Grande 156
5.1.3.3. Análisis de las curvas de recesión mediante el método de Mangin (1970, 1975) 158
5.1.3.3.1. Análisis de las curvas de recesión del manantial de Río Genal 160
5.1.3.3.2. Análisis de las curvas de recesión en el manantial de Río Verde 163
5.1.3.3.2. Análisis de las curvas de recesión en el manantial de Río Grande 165
5.1.3.4. Análisis correlatorio y espectral 166
5.1.3.4.1. Introducción 166
5.1.3.4.2. Aplicación del análisis correlatorio y espectral a los datos del manantial de Río Verde 168
5.1.3.5. Análisis de caudales clasificados 174
5.1.3.5.1. Introducción 174
5.1.3.5.2. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Río Genal 175
5.1.3.5.3. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Río Verde. 177
5.1.3.6. Conclusiones sobre la hidrodinámica del sistema a partir del estudio de los principales manantiales 178
5.1.3.7. Los sondeos del sistema 180
5.1.3.7.1. Columnas litológicas 180
5.1.3.7.2. Evolución temporal de la piezometría 181
5.1.3.7.3. Ensayos de bombeo 183
5.1.4. Hidrotermia 186
5.1.4.1. Conclusiones sobre la hidrotermia del sistema 193
5.1.5. Hidroquímica 194
5.1.5.1. Composición química de las aguas del sistema de la Sierra de las Nieves 194
5.1.5.2. Evolución temporal de parámetros físico-químicos 198
5.1.5.2.1. Manantial de Algoma (M-4) 198
5.1.5.2.2. Manantial de Río Genal (M-11) 200
5.1.5.2.3. Manantial de Río Verde (M-17) 204
5.1.5.2.4. Manantial de Cuevas del Moro (M-18) 207
5.1.5.2.5. Manantial de Río Grande (M-24) 209

5.1.5.2.6. Manantial de Cisnera (M-28).....211
5.1.5.3. Curvas de frecuencias.....214
5.1.5.4. Conclusiones sobre la hidroquímica del sistema.....216
5.1.6. Composición isotópica.....218
5.1.6.1. Variación temporal de los contenidos en ^{18}O y ^{2}H.....218
5.1.6.2. Curvas de frecuencias.....220
5.1.6.3. El contenido en tritio del agua subterránea.....221
5.2. EL SISTEMA DE YUNQUERA.....222
5.2.1. Límites y geometría.....222
5.2.2. Puntos de agua.....223
5.2.3. Hidrodinámica.....224
5.2.3.1.Caudales.....224
5.2.3.2. Descripción del hidrograma del Plano.....225
5.2.3.3. Análisis de las curvas de agotamiento mediante la expresión de Maillet (1905).....226
5.2.3.4. Análisis de caudales clasificados.....228
5.2.3.5. Los sondeos del sistema.....229
5.2.3.5.1. Columnas litológicas.....229
5.2.3.5.2. Evolución temporal de la piezometría.....230
5.2.3.5.3. Ensayo de bombeo.....231
5.2.3.6. Conclusiones sobre la hidrodinámica del sistema.....233
5.2.4. Hidrotermia.....233
5.2.5. Hidroquímica.....235
5.2.5.1. Composición química de las aguas del sistema de Yunquera.....235
5.2.5.2. Evolución temporal de parámetros físico-químicos.....237
5.2.5.3. Curvas de frecuencias.....238
5.2.5.4. Conclusiones sobre la hidroquímica del sistema.....238
5.3. EL SISTEMA ACUÍFERO PRIETA-BONELA-ALCAPARAÍN.....239
5.3.1. Límites y geometría.....239
5.3.2. Puntos de agua.....239
5.3.3. Hidrodinámica.....241

5.3.3.1. Curvas de gastos y datos de caudal 241
5.3.3.2. Descripción de los hidrogramas de las principales surgencias..... 245
5.3.3.2.1. Río Jorox 245
5.3.3.2.2. Fuente Quebrada..... 247
5.3.3.2.3. Manantial de Carratraca 248
5.3.3.3. Análisis de las curvas de recesión mediante el método de Mangin (1970, 1975)..... 250
5.3.3.3.1. Análisis de las curvas de recesión del manantial de Río Jorox 250
5.3.3.3.2. Análisis de las curvas de recesión registradas en el manantial de Fuente Quebrada..... 252
5.3.3.4. Análisis correlatorio y espectral 254
5.3.3.4.1. Aplicación del análisis correlatorio y espectral a los datos del manantial de Río Jorox 254
5.3.3.5. Análisis de caudales clasificados 256
5.3.3.5.1. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Río Jorox . 256
5.3.3.5.2. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Fuente Quebrada..... 257
5.3.3.5.3. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Carratraca..... 258
5.3.3.6. Conclusiones sobre la hidrodinámica del sistema a partir del estudio de los principales manantiales..... 259
5.3.3.7. Los sondeos del sistema 261
5.3.3.7.1. Evolución temporal de la piezometría 261
5.3.4. Hidrotermia 263
5.3.4.1. Conclusiones sobre la hidrotermia del sistema 266
5.3.5. Hidroquímica..... 266
5.3.5.1. Composición química de las aguas del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín 266
5.3.5.2. Evolución temporal de parámetros físico-químicos..... 270
5.3.5.2.1. Manantial de Río Jorox (M-33)..... 270
5.3.5.2.2. Manantial de Fuente Quebrada (G-5) 273
5.3.5.2.3. Manantial de Carratraca (G-2) 275
5.3.5.3. Curvas de frecuencias..... 277

5.3.6. Composición isotópica 280
5.3.6.1. Variación temporal de los contenidos en ^{18}O y ^{2}H 280
5.3.6.2. Curvas de frecuencias 281
6. BALANCE HIDROGEOLÓGICO 283
6.1. ENTRADAS DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA YUNQUERA-NIEVES .. 283
6.1.1. Precipitación 283
6.1.2. Evapotranspiración real 284
6.1.3. Lluvia útil o infiltración eficaz 285
6.2. SALIDAS DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA YUNQUERA-NIEVES 288
6.3. BALANCE HIDROGEOLÓGICO DE LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES 290
7. CONCLUSIONES 292
8. BIBLIOGRAFÍA 303

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1. Localización geográfica del área de estudio..... 3

Fig. 1.2. Esquema fisiográfico del área investigada. 4

Fig. 1.3. Escorrentía superficial circulante por la cuenca alta del Río Grande (Modificada de ITGE, 1994). 8

Fig. 2.1. Esquema geológico de la Cordillera Bética. 15

Fig. 2.2. Localización geológica de la zona de estudio (Modificada de Martín Algarra, 1999)..... 17

Fig. 2.3. Mapa geológico del área de estudio (modificado de Martín Algarra, 1987)..... 20

Fig. 2.4. Serie estratigráfica de la Unidad de las Nieves (Tomada de Martín Algarra, 1987)..... 21

Fig. 2.5. Serie estratigráfica de la Unidad de Yunquera (Tomada de Martín Algarra, 1987)..... 23

Fig. 2.6. Cortes geológicos de la zona de estudio. Ver situación en el mapa de la figura 2.3 (modificado de Martín Algarra, 1987). 27

Fig. 2.7. Mapa de fracturación del área de estudio..... 32

Fig. 2.8. Diagrama de rosas del conjunto de discontinuidades..... 33

Fig. 2.9. Diagramas de rosas de: (A) planos karstificados y (B) planos de falla. 33

Fig. 2.10. Diagrama dirección-pitch de las fallas medidas en las que se observa un claro sentido del movimiento..... 34

Fig. 2.11. Estaciones (círculos negros) que contienen fallas bien explicadas por el sensor TOUT 30..... 36

Fig. 2.12. Estaciones (círculos negros) que contienen fallas bien explicadas por el sensor TNORM 60..... 37

Fig. 2.13. Estaciones (círculos negros) que contienen fallas bien explicadas por el sensor TINV 30..... 37

Fig. 2.14. Direcciones de los esfuerzos principales, determinadas a partir del programa FAILLE..... 38

Fig. 2.15. Direcciones de los esfuerzos principales, determinadas a partir del programa FSA. 38

Fig. 2.16. Mapa geomorfológico de la parte alta de la Sierra de las Nieves (Delannoy y Guendon, 1987). Leyenda: Formas y formaciones kársticas (1-14): 1-polje, 2-paleopolje, 3-dolina, 4-dolina abierta, 5-campo de dolinas, 6-valle seco, 7-aplanamiento kárstico, 8-hum, 9-lapiaz, 10-lapiaz exhumado, 11-pérdida, 12-sima, 13-paleocavidad, 14-cueva. Formas y formaciones fluviales (15-21): 15-barranco, 16-valle en V, 17-garganta, 18-terraza/terraza encostrada, 19-travertinos de manantial, 20-plataforma de travertinos/vieja plataforma, 21-cascada de tobas incidida. Formas poligénicas (22-25): 22-crestón de recorte de vertientes, 23-crestón (calizas), 24-crestón (peridotitas), 25-relieve residual. Formas y formaciones periglaciales (26-31): 26-nicho nival, 27-vertiente regulada, 28-canchal, 29-brecha de pendiente, 30-glacis, 31-lapiaz gelifractado. Formas estructurales (32-37): 32-escarpe monoclinal, 33-

barra rocosa, 34-escarpe de cabalgamiento, 35-escarpe de falla, 36-cabrio, 37-superficie subestructural, paleorelieve poligénico. 41

Fig. 2.17. El semipolje de los Llanos de la Nava (Lhénaff, 1977). 1: Zonas externas; 2: Alpujárride; 3: Dorsal Bética; 4: brecha de la Nava; 5: falla; 6: escarpe de cabalgamiento; 7: escarpe monoclinal y barra rocosa; 8: escarpe de erosión; 9: crestón de recorte de vertiente; 10: cumbre abombada; 11: garganta; 12: dolina; 13: antiguo fondo de polje; 14: ponor. 43

Fig. 2.18. Distribución espacial de algunas de las cavidades existentes en la zona de estudio (A: simas; B: cuevas). Las topografías han sido realizadas por los Grupos Espeleológicos de Málaga y Ronda. 45

Fig. 2.19. Edificios travertínicos de la zona de estudio. 48

Fig. 2.20. Los travertinos de Tolox (Tomada de Delannoy et al., 1993). 1: Dorsal Bética; 2: peridotitas alpujárrides; 3: terrazas aluviales; 4: Plataforma superior; 5: brechas de ladera con bloques del travertino superior; 6: Plataforma intermedia; 7: terraza inferior; 8: Plataforma inferior; 9: costra caliza; 10: manantial; 11: emplazamiento de las muestras datadas; A-A: antiguo talweg del río Horcajos; B-B: antiguo talweg encajado en A-A; C-C: talweg inferior encajado. 50

Fig. 2.21. Los travertinos de Jorox (Tomada de Delannoy et al., 1989). 1: esquistos maláguides; 2: peridotitas alpujárrides; 3: calizas y mármoles de la Unidad de Yunquera/ calizas y dolomías de la Unidad de las Nieves; 4: Plataforma superior; 5: Plataforma intermedia; 6: Plataforma inferior holocena de tufs; 7: cascadas de tufs holocenas; 8: terraza; 9: falla; 10: cabalgamiento; 11: garganta; 12: escarpe; 13: manantial kárstico; 14: cueva; 15: encostramiento; 16: derrumbamiento..... 51

Fig. 2.22. Los travertinos de Yunquera (Tomada de Delannoy et al., 1993). 1: peridotitas alpujárrides; 2: mármol alpujárride de la Unidad de los Reales; 3: esquistos y micaesquistos alpujárrides; 4: Dorsal Bética; 5: Travertino >350.000 B.P. (1: Iglesia, 2: Naranjos, 3: Olivos); 6: Travertino eemiense (4: Pueblo Oeste, 5: Pueblo Este, 6: Cementerio); 7: Travertino holoceno (7: Plano 1, 8: Plano 2); 8: relleno detrítico detrás de los travertinos; 9: falla; 10: cabalgamiento; 11: encostramiento; 12: límite potencial del paleovalle contemporáneo a los travertinos >350.000 B.P.; 13: pozo. 53

Fig. 2.23. Contexto geológico del travertino de Puerto Martínez (Tomada de Guendon et al., 1997). S1: superficie de erosión anterior al travertino; S2: superficie de erosión mesiniense; S3: superficie de erosión post-pliocena; 1: esquistos, gneises y peridotitas alpujárrides; 2: calizas triásicas y jurásicas de la Dorsal Bética; 3: arenisca aquitano-burdigaliense (Neonumídico); 4: travertino; 5: perforaciones de litófagos; 6: brecha de pie de monte con grandes bloques calizos y dolomíticos; 7: materiales marinos (Plioceno inferior); 8: brecha mortadela (Plioceno continental); 9: paleokarst decapitado; 10: yacimientos fosilíferos..... 56

Fig. 3.1. Mapa de estaciones pluviométricas, termopluviométricas y de control químico e isotópico del agua de lluvia. 61

Fig. 3.2. Mapa de isoyetas para el año medio del período 64/65 al 98/99. 66

Fig. 3.3. Mapa de isoyetas para el año más húmedo del período 64/65 al 98/99. 66

Fig. 3.4. Mapa de isoyetas para el año más seco del período 64/65 al 98/99. 67

Fig. 3.5. ACP realizado con los datos pluviométricos medios del período 64/65-98/99 y las características geográficas de las diferentes estaciones pluviométricas seleccionadas. A la izquierda, campo de las variables; a la derecha, campo de las unidades estadísticas. 69

Fig. 3.6. Gradiente pluviométrico en relación a la altitud durante el período 64/65-98/99 en la zona de estudio. 70

Fig. 3.7. Distribución de la precipitación media anual, durante el período 64/65-98/99, considerando el conjunto de estaciones pluviométricas seleccionadas, las estaciones pluviométricas seleccionadas en el sector occidental de la zona de estudio y las estaciones pluviométricas seleccionadas en el sector oriental de la zona de estudio. En gris, años húmedos; en blanco, años secos; en negro, años medios. 71

Fig. 3.8. Desviación acumulada de la precipitación media de cada año hidrológico del período histórico con respecto a la media aritmética de la precipitación correspondiente a dicho período (64/65 al 98/99) considerando: el conjunto de estaciones seleccionadas del área de estudio; las estaciones seleccionadas del sector oriental del área de estudio y las estaciones seleccionadas del sector occidental del área de estudio. 74

Fig. 3.9. Precipitación media mensual (Pmm) y acumulada (Pac) durante el período 64/65 al 98/99, considerando: todas las estaciones seleccionadas de la zona de estudio, las estaciones seleccionadas del sector occidental y las estaciones seleccionadas del sector oriental. 75

Fig. 3.10. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1995/96. 76

Fig. 3.11. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1996/97. 77

Fig. 3.12. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1997/98. 78

Fig. 3.13. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1998/99. 78

Fig. 3.14. Distribución de la precipitación media anual durante el período de investigación. En negro, considerando las estaciones pluviométricas del sector occidental; con trama de puntos, las del sector oriental y, en gris, todas las estaciones seleccionadas del área de estudio. 80

Fig. 3.15. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1995/96-1998/99. 80

Fig. 3.16. Evolución temporal de las precipitaciones diarias registradas durante cada uno de los años hidrológicos del período de investigación. 81

Fig. 3.17. Precipitación media mensual (Pmm) y acumulada (Pac) durante el período 1995/96 a 1998/99, considerando todas las estaciones seleccionadas de la zona de estudio, las estaciones seleccionadas del sector occidental de la zona de estudio y las estaciones seleccionadas del sector oriental de la zona de estudio. 82

Fig. 3.18. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia de la zona de estudio. Los cuadrados corresponden a las muestras recogidas en los Llanos de la Nava y los círculos a las recogidas en Cuevas del Moro. 85

Fig. 3.19. Distribución espacial de los contenidos medios en Cl- y 18O de las aguas de lluvia muestreadas. Los datos entre paréntesis corresponden a los valores medios de Cl-, sin considerar las muestras de agua recogidas antes de Noviembre de 1996. 86

Fig. 3.20. Relación d18O-d2H para las muestras de precipitación recogidas en la zona de estudio. LMM: línea meteórica mundial, LMLo: línea meteórica local, LMO: línea del Mediterráneo Oriental. 91

Fig. 3.21. (A) Variación estacional del contenido en tritio del agua de lluvia recogida en las estaciones de Gibraltar y Faro, durante el período 1961-1998. (B) Evolución temporal del contenido en tritio del agua de lluvia recogida en dichas estaciones, durante el período 1961-1998. 93

Fig 3.22. Contenido en tritio del agua de lluvia recogida en las estaciones de Gibraltar (negro) y Faro (gris) durante el período de investigación (1995-1998). 94

Fig. 3.23. Evolución temporal de la temperatura media anual (A) y de la temperatura media mensual (B), durante el período 1982/83-1998/99. 97

Fig. 3.24. Gradiente termométrico según la altitud calculado para el período 1990/91-1998/99. 98

Fig. 3.25. Evolución de las temperaturas mensuales durante el período de investigación. 100

Fig. 4.1.(A) Mapa de inventario de los puntos de agua existentes en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, incluyendo el número de referencia en el inventario. 105

Fig. 4.1. (B). Mapa de inventario de los puntos de agua existentes en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, incluyendo las cotas piezométricas y de surgencia. 106

Fig. 4.2. Hidrogramas de las principales surgencias de la Unidad Hidrogeológica, elaborados a partir de los datos de los limnígrafos, desde Octubre de 1995 a Diciembre de 1998. El hidrograma de Río Grande incluye agua de escorrentía superficial y de otros manantiales. 112

Fig. 4.3. Hidrogramas elaborados a partir de los aforos puntuales realizados en los manantiales de Río Genal, Río Grande, Plano, Río Jorox, Fuente Quebrada y Carratraca, desde Octubre de 1995 a Diciembre de 1998. Los asteriscos señalan caudales estimados. 114

Fig. 4.4. Columna litológica de algunos de los sondeos perforados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. 117

Fig. 4.5. Evolución temporal de las cotas piezométricas de algunos de los sondeos de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, durante el período de investigación. 119

Fig. 4.6. Correlación lineal entre la cota de surgencia de los manantiales y la temperatura del agua. Para cada manantial se indica el rango de variación de la temperatura del agua. 121

Fig. 4.7. Evolución temporal de la temperatura del agua drenada por algunos de los manantiales de la Unidad Yunquera-Nieves. 122

Fig. 4.8. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. 124

Fig. 4.9. Representación de los planos factoriales I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes a las principales surgencias de la Unidad HidrogeológicaYunquera-Nieves. 127

Fig. 4.10. Representación de los planos factoriales I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes a las principales surgencias de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, exceptuando los manantiales de Cisnera (M-28) y Carratraca (G-2). 130

Fig. 4.11. Evolución temporal de la conductividad eléctrica, durante el período de investigación, en algunos de los principales manantiales de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. 131

Fig. 4.12. Diagrama δ2H-δ18O de las muestras de agua subterránea. LMM: línea meteórica mundial, LMLo: línea meteórica local, L Med O: línea meteórica del Mediterráneo Occidental, LAgS: línea de las aguas subterráneas. 135

Fig. 4.13. Sistemas acuíferos diferenciados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. 137

Fig. 5.1. El sistema de la Sierra de las Nieves. 142

Fig. 5.2. Hidrograma del manantial de Río Genal. 144

Fig. 5.3. Curva de gastos del manantial de Río Genal. 145

Fig. 5.4. Curva de gastos del manantial de Río Verde 146

Fig. 5.5. Hidrograma del manantial de Río Verde. 146

Fig. 5.6. Esquema de la cuenca alta del Río Grande (modificado de ITGE, 1994). S.A. ITGE: Sección de aforos del ITGE, S.A.T: sección de aforos Tesis. 147

Fig. 5.7. Curva de gastos para el canal de derivación situado en la central hidroeléctrica de San Pascual (manantial de Río Grande). 148

Fig. 5.8. Hidrogramas del manantial de Río Genal durante el período de investigación. Los datos de caudal proceden de aforos con micromolinete, entre Octubre de 1995 y Agosto de 1997 y, después de esta última fecha, los caudales se han obtenido a partir del registro limnimétrico. El asterisco indica un caudal estimado. Las letras A, B y C señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975). 150

Fig. 5.9. Hidrogramas del manantial de Río Verde durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98). Las letras A, B y C señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975). 152

Fig. 5.10. Modelo de funcionamiento del karst (Blavoux y Mudry, 1983, 1984). 155

Fig. 5.11. Hidrograma del Río Grande en la estación de Las Millanas (propiedad de la CHS), durante el período de investigación (incluye agua de escorrentía superficial y de origen subterráneo aportada por otras surgencias). 157

Fig. 5.12. Descomposición de la curva de recesión (Mangin, 1970, 1975). 1. Decrecida propiamente dicha 2. Agotamiento 3. Curva de recesión a. f (t) b. y (t). 158

Fig. 5.13. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Río Genal. A la derecha, gráficos de la función y (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia. 162

Fig. 5.14. Gráfico i-k propuesto por Mangin para clasificar los sistemas kársticos, en el cual se han representado los puntos correspondientes a las curvas de recesión analizadas en el sistema de la Sierra de las Nieves. 163

Fig. 5.15. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Río Verde. A la derecha, gráficos de la función y (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia. 164

Fig. 5.16. Curvas de recesión estudiadas en el manantial del Río Grande (izquierda) y porcentaje del volumen dinámico drenado en función del tiempo (derecha). 166

Fig. 5.17. Resultados del análisis correlatorio y espectral a corto plazo (m=125) realizado con los datos de caudal del manantial de Río Verde (años hidrológicos 94/95 al 97/98) y los de precipitación registrada en la estación pluviométrica de Quejigales. 170

Fig. 5.18. Resultados del análisis correlatorio y espectral a largo plazo (m= 500) realizado con los datos de caudal del manantial de Río Verde (años hidrológicos 94/95 al 97/98) y los de precipitación registrada en la estación pluviométrica de Quejigales. 171

Fig. 5.19. Comparación de los correlogramas simples del caudal del manantial de Río Verde para ciclos hidrológicos con diferente pluviometría. 174

Fig. 5.20. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Río Genal, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (A) y en escala probabilística (B). 176

Fig. 5.21. Gráfico de caudales clasificados del manantial del Río Verde, con la frecuencia relativa acumulada y el caudal en escala aritmética. 177

Fig. 5.22. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Río Verde. 178

Fig. 5.23. Evolución piezométrica en los sondeos del sistema de la Sierra de las Nieves, durante el período de investigación. 182

Fig. 5.24. Evolución piezométrica en los sondeos de Río Verde durante el ensayo de bombeo de corta duración, realizado en el sondeo S-8. 184

Fig. 5.25. Evolución piezométrica en los sondeos de Río Verde durante el ensayo de bombeo de larga duración realizado en el sondeo S-8. 185

Fig. 5.26. Curvas descenso-tiempo de bombeo correspondientes al primer escalón del bombeo de larga duración efectuado en los sondeos próximos al Río Verde. 186

Fig. 5.27. Representación de la cota de surgencia de los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves frente a la temperatura de sus aguas. 187

Fig. 5.28. Evolución temporal de la conductividad eléctrica (en negro) y de la temperatura (en rojo) del agua drenada por los principales manantiales del sistema, desde 1995 hasta 1998. 188

Fig. 5.29. Esquema de la evolución temporal de la temperatura del agua en los manantiales de Río Verde, Río Grande y Cuevas del Moro durante los episodios de recarga. 190

Fig. 5.30. Correlaciones lineales de la conductividad eléctrica, la alcalinidad y los contenidos en calcio y magnesio del agua drenada por el manantial de Río Genal frente a su temperatura. 191

Fig. 5.31. Detalle de la evolución temporal de la conductividad eléctrica y de los contenidos en Mg2+ y SO42- frente a algunos de los picos de temperatura observados en el agua drenada por el manantial de Río Genal. 192

Fig. 5.32. Evolución temporal de la conductividad eléctrica, del caudal y de la temperatura del agua drenada por el manantial de Cisnera durante el período de investigación. Se incluye el caudal mensual del manantial de Río Verde, calculado a partir de los datos diarios del limnígrafo. 193

Fig. 5.33. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. 195

Fig. 5.34. Representación de los planos I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema de la Sierra de las Nieves. 198

Fig. 5.35. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Algoma durante el período de investigación. 200

Fig. 5.36. Evolución temporal de la relación Mg2+/Ca2+ (marcador blanco) frente al caudal (marcador negro/líneas) de los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. 201

Fig. 5.37. Correlación entre la relación Mg2+/Ca2+ y el contenido en Cl- de las aguas drenadas por los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. 202

Fig. 5.38. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Genal durante el período de investigación. 203

Fig. 5.39. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Verde durante el período de investigación. 205

Fig. 5.40. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Cuevas del Moro durante el período de investigación. 208

Fig. 5.41. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Grande durante el período de investigación. 210

Fig. 5.42. Detalle de la evolución temporal de la composición química del agua correspondiente a los "pistones" aparecidos en la surgencia de Río Grande (Diciembre 1996-Febrero 1997). 212

Fig. 5.43. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Cisnera durante el período de investigación. 213

Fig. 5.44. Gráfico de frecuencias elaborado a partir de los datos de conductividad eléctrica del agua de los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves..... 215

Fig. 5.45. Evolución temporal del contenido en 18O (marcador blanco) y 2H (marcador negro) del agua de lluvia y de las aguas subterráneas recogidas en el sistema de la Sierra de las Nieves. En color azul, líneas de regresión correspondiente a los datos de 18O del agua de lluvia y de las aguas subterráneas. 219

Fig. 5.46. Gráficos de frecuencias elaborados a partir de los datos isotópicos (18O y 2H) del agua drenada por los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves..... 220

Fig. 5.47. Evolución temporal del contenido en tritio del agua de lluvia recogida en las estaciones de Faro y Gibraltar (evolución media anual) y en el manantial de Río Grande..... 222

Fig. 5.48. El sistema de Yunquera..... 223

Fig. 5.49. Hidrograma del manantial del Plano. 224

Fig. 5.50. Hidrogramas del manantial del Plano durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98). 225

Fig. 5.51. A la izquierda, curvas de agotamiento analizadas en el manantial del Plano. A la derecha, gráficos del porcentaje del volumen dinámico drenado en función del tiempo correspondientes a dicha surgencia. 227

Fig. 5.52. Gráfico de caudales clasificados del manantial del Plano, con la frecuencia relativa acumulada y el caudal en escalas aritmética..... 228

Fig. 5.53. Gráficos de caudales clasificados del manantial del Plano, con la frecuencia relativa acumulada en escala probabilística y el caudal en escala aritmética. 229

Fig. 5.54. Evolución piezométrica en el sondeo S-17 y del caudal en el manantial del Plano. (A) Período histórico (B) Período de investigación. 231

Fig. 5.55. Curva descenso-tiempo de bombeo correspondiente al ensayo de bombeo efectuado en el sondeo S-16. En azul, evolución del caudal del manantial del Plano durante el ensayo. 232

Fig. 5.56. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial del Plano durante el período de investigación. 234

Fig. 5.57. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en los manantiales del sistema de Yunquera. 236

Fig. 5.58. Gráficos de frecuencias elaborados a partir de los datos hidroquímicos del manantial del Plano.. 238

Fig. 5.59. El sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín..... 240

Fig. 5.60. Hidrograma del manantial de Río Jorox..... 242

Fig. 5.61. Curva de gastos del manantial de Río Jorox. 242

Fig. 5.62. Hidrograma de Fuente Quebrada. 243

Fig. 5.63. Hidrograma de la surgencia de Carratraca. 244

Fig. 5.64. Hidrogramas del manantial del Río Jorox durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98). Los asteriscos indican un caudal estimado. Las letras A y B señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975)..... 246

Fig. 5.65. Hidrogramas del manantial de Fuente Quebrada durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98). Las letras A y B señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975). 248

Fig. 5.66. Hidrograma del manantial de Carratraca durante el período de investigación. 249

Fig. 5.67. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Río Jorox. A la derecha, gráficos de la función y (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia..... 251

Fig. 5.68. Gráfico i-k propuesto por Mangin para clasificar los sistemas kársticos. 252

Fig. 5.69. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Fuente Quebrada. A la derecha, gráficos de la función y (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia..... 253

Fig. 5.70. Resultados del análisis correlatorio y espectral a corto plazo (m=125) realizado con los datos de caudal del manantial de Río Jorox (año hidrológico 1997/98) y los de precipitación registrada en la estación pluviométrica de Alozaina..... 255

Fig. 5.71. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Río Jorox, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (izquierda) y en escala probabilística (derecha). 257

Fig. 5.72. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Fuente Quebrada, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (izquierda) y en escala probabilística (derecha). 258

Fig. 5.73. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Carratraca, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (izquierda) y en escala probabilística (derecha). 259

Fig. 5.74. Evolución temporal de las cotas piezométricas de algunos de los sondeos del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín, durante el período de investigación. 262

Fig. 5.75. Evolución temporal de la temperatura del agua (en rojo) y de la conductividad eléctrica (en negro) en los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín durante el período de investigación. Se incluye el caudal de los manantiales de Río Jorox y Fuente Quebrada. 265

Fig. 5.76. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. 268

Fig. 5.77. Representación de los planos I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. 270

Fig. 5.78. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Jorox durante el período de investigación. 272

Fig. 5.79. Correlación entre la relación Mg2+/Ca2+ y el contenido en Cl- de las aguas drenadas por los manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. 273

Fig. 5.80. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Fuente Quebrada durante el período de investigación. 274

Fig. 5.81. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por la surgencia de Carratraca durante el período de investigación. 276

Fig. 5.82. Gráfico de frecuencias elaborado a partir de los datos de conductividad eléctrica del agua de los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. 277

Fig. 5.83. Evolución temporal del contenido en ^{18}O (marcador blanco) y ^{2}H (marcador negro) del agua de lluvia y de las aguas subterráneas recogidas en el sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. En color azul, caudal del manantial de Río Jorox y líneas de regresión correspondiente a los datos de ^{18}O del agua de lluvia y del agua subterránea. 280

Fig. 5.84. Gráficos de frecuencias elaborado a partir de los datos isotópicos (^{18}O y ^{2}H) del agua drenada por Río Jorox, principal manantial del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. 281

Fig. 6.1. Balance hidrogeológico de la Unidad Yunquera-Nieves durante el período de investigación. Leyenda: P: precipitación, ETR: evapotranspiración real, E: entradas o recursos, S: salidas. 291

Fig. 7.1. Clasificación de los manantiales estudiados, a partir del análisis de las curvas de recesión, siguiendo los criterios de Mangin (1970, 1975). 296

Fig. 7.2. Gráfico de frecuencias elaborado a partir de los datos de conductividad eléctrica del agua de los principales manantiales de la Unidad Hidrogeológica. 299

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Principales antecedentes geológicos en relación con la Unidad Yunquera-Nieves. 18

Tabla 3.1. Características de las estaciones pluviométricas del área de estudio. PG: pluviógrafo, PM: pluviómetro. 61

Tabla 3.2. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas de la zona de estudio, según datos originales procedentes de la Confederación Hidrográfica del Sur..... 62

Tabla 3.3. Precipitaciones anuales (mm), en las estaciones pluviométricas seleccionadas, durante el período 64/65-98/99. En negrita, datos completados por correlación; en azul, año húmedo; en amarillo, año seco; en blanco, año medio. 63

Tabla 3.4. Matriz de correlación del ACP realizado con los diferentes factores geográficos y la pluviometría medida en cada estación. 67

Tabla 3.5. Gradientes pluviométricos para cada año hidrológico del período 64/65-98/99. r P/alt: coeficiente de correlación precipitación-altitud. 68

Tabla 3.6. Precipitaciones medias mensuales (mm) para el período 64/65-98/99..... 71

Tabla 3.7. Precipitaciones anuales (mm), en las estaciones pluviométricas seleccionadas, correspondientes al período de investigación 95/96-98/99. En azul, año húmedo; en amarillo, año seco; en blanco, año medio..... 78

Tabla 3.8. Composición química (en mg/l) del agua de lluvia recogida en las diferentes estaciones de muestreo. n: número de muestras; C: conductividad eléctrica (en mS/cm). 83

Tabla 3.9. Contenido isotópico de las muestras de agua de lluvia muestreadas. 89

Tabla 3.10. Características de las estaciones termopluviométricas del área de estudio. 94

Tabla 3.11. Temperaturas medias anuales durante el período 82/83-98/99 en las estaciones termométricas consideradas. En negrita, datos completados por correlación. 95

Tabla 3.12. Temperaturas medias mensuales durante el período 82/83-98/99. 97

Tabla 3.13. Gradientes termométricos (ºC/100 m altitud) calculados para cada uno de los años del período 90/91-98/99. 97

Tabla 3.14. Temperaturas medias anuales durante el período de investigación (95/96-98/99). 98

Tabla 4.1. Manantiales de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Leyenda: M: manantial, G: galería. 108

Tabla 4.2. Perforaciones inventariadas en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Leyenda: S: sondeo, P: pozo, PI: piezómetro. 109

Tabla 4.3. Principales características de los manantiales más importantes de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. 111

Tabla 4.4. Temperatura máxima, mínima y media (en ºC) del agua drenada por los manantiales de la zona de estudio. n: número de muestras 120

Tabla 4.5. Contenidos medios en los componentes químicos mayoritarios de las muestras de agua recogidas en las principales surgencias de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Leyenda: n: número de muestras; med: media aritmética. 125

Tabla 4.6. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias de la Unidad Yunquera-Nieves. 126

Tabla 4.7. Contribución de cada variable a los distintos factores del ACP. En negrita se señalan los valores más significativos 128

Tabla 4.8. Composición isotópica de las muestras de agua subterránea recogidas. n: número de muestras; max: valor máximo; min: valor mínimo; med. aritm: media aritmética; med. (1996): media aritmética de los datos del año natural 1996; med. (1997): media aritmética de los datos del año natural 1997 y del dato de 1998; v: coeficiente de variación. 134

Tabla 5.1. Caudales drenados por los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. 149

Tabla 5.2. Crecidas registradas en el manantial de Río Genal durante el período de investigación. 151

Tabla 5.3. Crecidas registradas en el manantial del Río Verde durante el período de investigación. 153

Tabla 5.4. Parámetros resultantes del análisis de las curvas de recesión por el método de Mangin (1970, 1975) en los tres manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. Leyenda: Qi d: caudal al inicio de la decrecida, Qi ag: caudal al inicio del agotamiento, Qf ag: caudal al final del agotamiento. 161

Tabla 5.5. Temperatura máxima, mínima y media (en ºC) y coeficiente de variación del agua drenada por los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. 187

Tabla 5.6. Parámetros estadísticos de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las aguas del sistema de la Sierra de las Nieves. n: número de muestras, max: valor máximo, min: valor mínimo, med: media aritmética y v: coeficiente de variación. 196

Tabla 5.7. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema de la Sierra de las Nieves 197

Tabla 5.8. Contenidos en tritio de las muestras de agua correspondientes al manantial de Río Grande. El caudal incluye agua de escorrentía superficial y de otras surgencias. 221

Tabla 5.9. Parámetros resultantes del análisis de las curvas de agotamiento del manantial del Plano mediante la expresión de Maillet (1905). Leyenda: Qi ag: caudal al inicio del agotamiento, Qf ag: caudal al final del agotamiento, a: coeficiente de agotamiento, Vd: volumen dinámico. 227

Tabla 5.10. Parámetros estadísticos de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las aguas del manantial del Plano. n: número de muestras, max: valor máximo, min: valor mínimo, med: media aritmética y v: coeficiente de variación. 235

Tabla 5.11. Media aritmética de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las muestras de agua del sistema de Yunquera el día 31-7-97. 236

Tabla 5.12. Caudales drenados por los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. 244

Tabla 5.13. Crecidas registradas en el manantial de Río Jorox durante el período de investigación. 245

Tabla 5.14. Crecidas registradas en el manantial de Fuente Quebrada durante el período de investigación.. 247

Tabla 5.15. Crecidas registradas en el manantial de Carratraca durante el período de investigación. No existen datos de aforos durante el año hidrológico 1995/96..... 249

Tabla 5.16. Parámetros resultantes del análisis de las curvas de recesión por el método de Mangin. Leyenda: Qi d: caudal al inicio de la decrecida, Qi ag: caudal al inicio del agotamiento, Qf ag: caudal al final del agotamiento. 251

Tabla 5.17. Valores de temperatura máxima, mínima y media (en ºC) del agua drenada por los manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. Leyenda: n: número de muestras, v (%): coeficiente de variación. 264

Tabla 5.18. Parámetros estadísticos de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las aguas del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. Leyenda: n: número de muestras, max: valor máximo, min: valor mínimo, med: media aritmética y v: coeficiente de variación. 267

Tabla 5.19. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. 269

Tabla 6.1. Cálculo de la evapotranspiración real media anual (en mm) mediante los métodos de Turc, Coutagne y Thornthwaite a escala mensual, para cada una de las estaciones meteorológicas de la zona de estudio y para cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados..... 285

Tabla 6.2. Evapotranspiración real media anual (en mm y en hm3/año) y porcentaje de ésta con respecto a la precipitación media anual, mediante los métodos de Turc, Coutagne y Thornthwaite a escala mensual, para cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, durante el período de investigación. 286

Tabla 6.3. Cálculo de la infiltración eficaz (I) y de la evapotranspiración real (ETR) media anual (en mm y en hm3/año) y del porcentaje de éstas con respecto a la precipitación media anual (% Pm) mediante los métodos de Kessler y del balance de cloruros. 286

Tabla 6.4. Cálculo de la lluvia útil media anual (en mm y en hm3/año) y del porcentaje de ésta con respecto a la precipitación media anual, mediante los métodos de Turc, Coutagne y Thornthwaite a escala mensual, para cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, durante el período de investigación. 287

Tabla 6.5. Salidas de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves durante el período de investigación. Leyenda: M: manantial, S: sondeo. El dato de Río Grande corresponde a un caudal estimado. 289

Tabla 6.6. Resumen de las componentes del balance hidrogeológico realizado para la Unidad Yunquera Nieves y para cada uno de los sistemas diferenciados en ella. Leyenda: P: precipitación, ETR: evapotranspiración real, I: infiltración eficaz o lluvia útil. 290

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos, debido a su carácter heterógeneo y anisótropo, entraña problemas de diversa índole. En primer lugar, debido al efecto de escala del medio kárstico (Kiraly, 1975; Bakalowicz y Mangin, 1980), la información local obtenida a través de ensayos de bombeo o de inyección, por ejemplo, raramente puede ser extrapolada al conjunto del acuífero. Por otro lado, el acceso directo al interior del sistema hidrodinámico activo no es siempre posible y, en la mayoría de los casos, queda restringido a los elementos estructurales más desarrollados que sólo aportan información parcial.

En este contexto, varios investigadores han desarrollado diversas metodologías de trabajo que intentan aportar una información complementaria sobre el medio kárstico, muchas de ellas basadas en la interpretación de las respuestas naturales de los acuíferos. La existencia de una relación intrínseca entre la estructura de los acuíferos kársticos, la geometría de su red de drenaje, su grado de karstificación y sus respuestas naturales ha sido puesta de manifiesto por autores como Mangin (1970, 1971, 1975, 1984), Andrieux (1978), Bakalowicz (1979) o Antigüedad (1986).

La investigación hidrogeológica actual tiende a considerar los macizos kársticos compartimentados en sistemas, en los que el flujo subterráneo se organiza para constituir una unidad de drenaje (Mangin, 1974). Para Jacquet (1971), un sistema es "toute structure, dispositif ou procédé réel ou abstrait qui relie, avec un pas de temps donné, une entrée, une cause ou une impulsion (de matière, d' energie ou d' information) à une sortie, un effect ou une réponse (de matière, d' energie ou d' information)". Es decir, en el sistema existe una relación causa-efecto entre la función de entrada (precipitaciones) y la función de salida (caudales). A partir del conocimiento de estas dos funciones y de su comparación se deduce el operador de transferencia (grado de organización y dinámica del acuífero), responsable de la modificación que sufre una señal de entrada hasta convertirse en una señal de salida diferente. La respuesta hidrodinámica (Mangin, 1975; Kiraly y Morel, 1976; Box y Jenkins, 1976), la hidroquímica (Miserez, 1973; Bakalowicz, 1979; Antigüedad, 1986), la isotópica (Blavoux, 1978), los trazadores (Lepiller y Mondain, 1986), la hidrotermia (Angeli, 1976; Lacas, 1976; Andrieux, 1978) y la hidrobiología (Rouch, 1978; Moeschler *et al.*,

1982) son algunos de los efectos o respuestas del sistema cuya interpretación aporta una información de gran utilidad acerca de las características hidrogeológicas y del grado de karstificación de los sistemas acuíferos.

En el presente trabajo se aborda el estudio de los diferentes sistemas acuíferos existentes en la alineación montañosa formada por las sierras de las Nieves, Yunquera, Prieta y Alcaparaín, nombradas de Oeste a Este, en el sector central de la provincia de Málaga. Este macizo está formado, fundamentalmente, por materiales dolomíticos y calizos de edad triásica y liásica, limitados en sus bordes por materiales de baja permeabilidad.

La necesidad de llevar a cabo la investigación hidrogeológica que se ha realizado se puso claramente de manifiesto en el año 1995 cuando, con motivo de una larga sequía sufrida en todo el Sur de España, se efectuaron dos campañas de sondeos de investigación en el borde meridional de la Sierra de las Nieves, uno de los enclaves naturales más significativos de la provincia de Málaga. Las perforaciones no obtuvieron los resultados esperados en cuanto a la posible explotación de agua y, además, se vieron envueltas en una dura polémica entre las distintas administraciones, colectivos ecologistas y vecinos del lugar, sobre la existencia o no de recursos hídricos y, en su caso, la conveniencia de su explotación.

Es en este contexto cuando, en Octubre de 1995, comenzaron los primeros trabajos de investigación hidrogeológica, que se prolongaron hasta finales de 1998. Los resultados de estos trabajos se recogen en la presente Tesis Doctoral, que pretende ser una contribución al estudio del funcionamiento de los acuíferos carbonatados del Sur de España.

1.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA

El área de estudio, con una superficie de 165 Km^2, se localiza en el sector occidental de la provincia de Málaga, dentro de la comarca natural de la Serranía de Ronda y, más concretamente, en el interior del Parque Natural "Sierra de las Nieves" y de la Reserva de la Biosfera de la UNESCO "Sierra de las Nieves y su Entorno" (fig.1.1). En el Mapa Topográfico Nacional, a escala 1:50.000, el área investigada se incluye en las hojas de Marbella (1065), Ronda (1051), Ardales (1038), Álora (1052) y Teba (1037).

Se trata de un área que cuenta con importantes valores paisajísticos, culturales y geológicos aunque es conocida, fundamentalmente, por su riqueza botánica, resultado de su privilegiada situación entre el mar Mediterráneo y el océano Atlántico. El árbol emblemático del Parque Natural es el pinsapo (*Abies pinsapo*), reliquia de los extensos bosques de coníferas que existían en esta zona durante los períodos fríos del Cuaternario. Existen tres importantes pinsapares: el de Tolox, el de Yunquera y el de Sierra Alcojona, que ocupan una superficie de unos 20 Km^2. Además de los pinsapos, existen quejigos de montaña centenarios (*Quercus faginea*) y otras especies de interés, tales como encinas (*Quercus rotundifoliae*), fresnos (*Fraxinus angustifolia*), tejos (*Taxus baccata*) y alcornoques (*Quercus suber*).

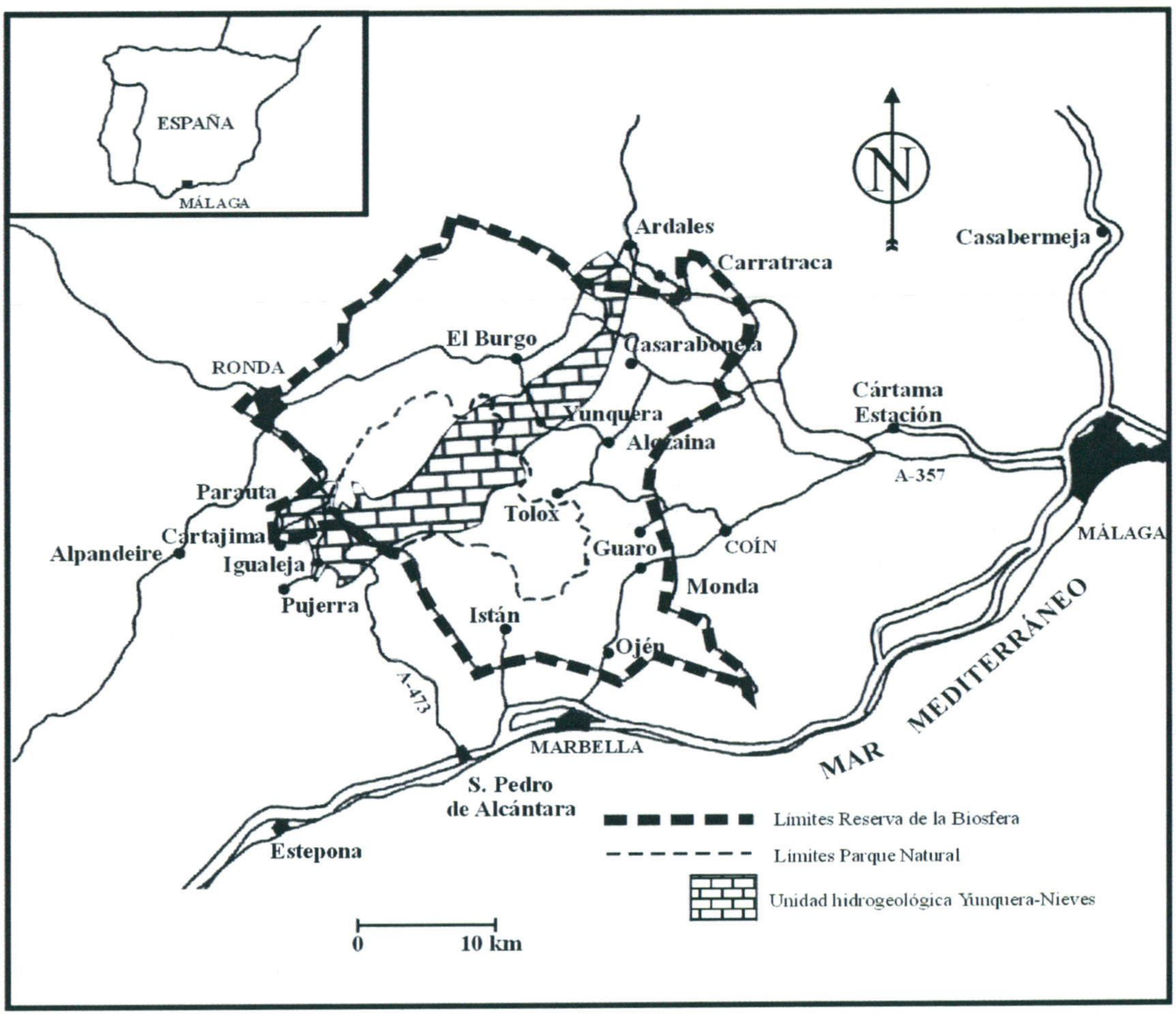


Fig. 1.1. Localización geográfica del área de estudio.

La orografía es muy accidentada, con altitudes medias de 1.100 m (fig. 1.2). La Sierra de las Nieves es el macizo más elevado de la zona de estudio, con picos como

Alcazaba (1.712 m), Enamorados (1.789 m) y Torrecilla (1.919 m), este último el vértice más alto de la provincia de Málaga. En esta sierra se encuentra también la sima más profunda del Sur de la península Ibérica y una de las más profundas del planeta, la sima G.E.S.M. (Grupo de Exploraciones Subterráneas de Málaga), con -1.101 m explorados hasta el momento (Sociedad Excursionista de Málaga, 1990). Otras sierras significativas, estrechamente relacionadas con la de las Nieves (fig. 1.2), son las del Oreganal, la Sierra del Pinar de Yunquera, la Sierra Cabrilla, la Sierra Bonela y la Sierra Prieta (orientadas todas según una dirección aproximada NE-SW) y la Sierra de Alcaparaín, orientada según una dirección aproximada N-S.

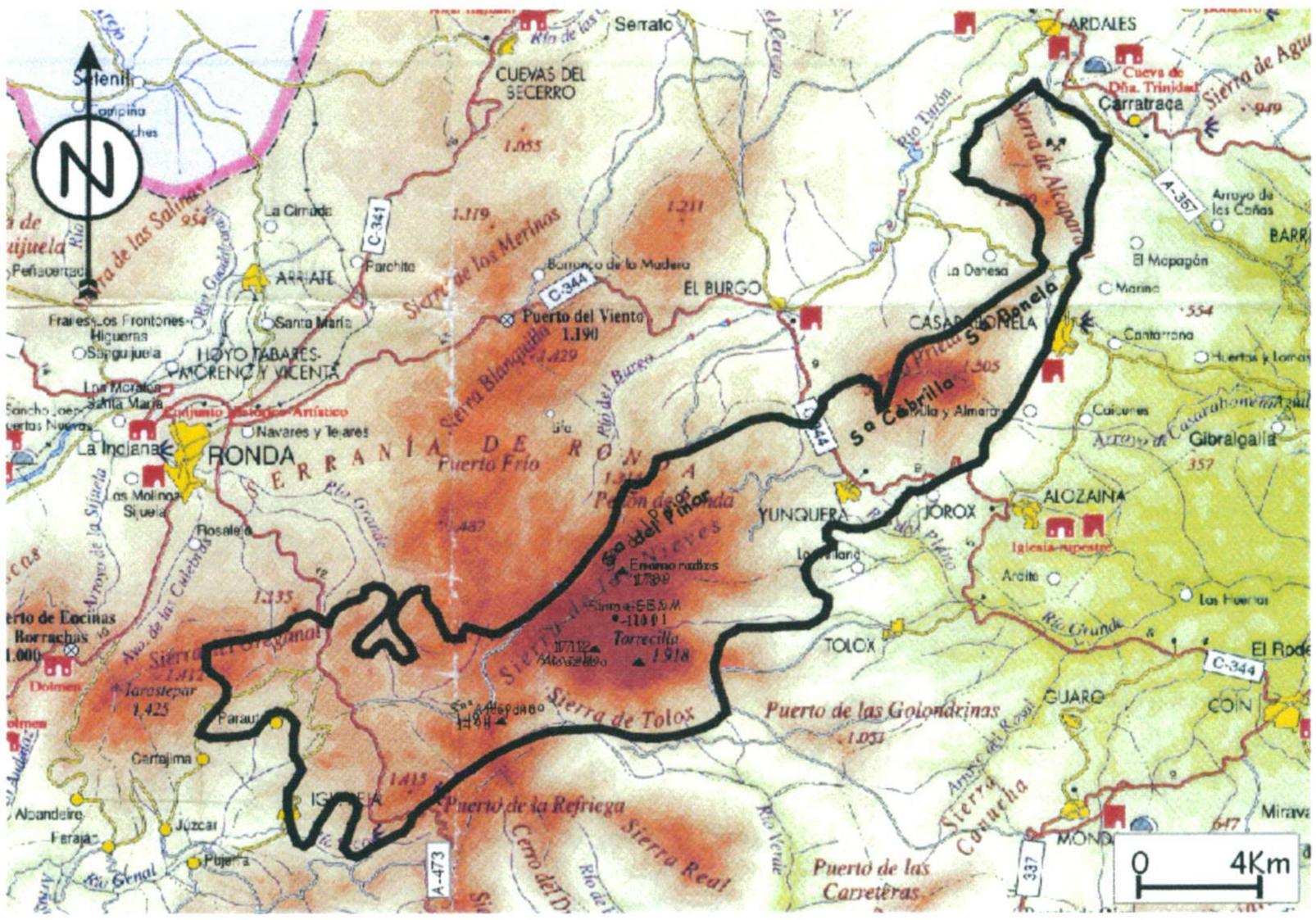


Fig. 1.2. Esquema fisiográfico del área investigada.

Las duras condiciones impuestas por sus características orográficas provocan que en las zonas de sierra no haya núcleos de población, aunque en su perímetro existen numerosos pueblos pintorescos: Ronda, Alozaina, Casarabonela, El Burgo, Guaro, Parauta, Tolox y Yunquera. A excepción de Ronda, el resto de municipios tiene una gran dependencia económica con las poblaciones del entorno, fundamentalmente con Málaga, Marbella y Coín.

Por lo general, no existen carreteras asfaltadas, lo que ha contribuido también a la escasa presencia humana en esta zona. Las vías de comunicación con el exterior y entre los distintos municipios son de carácter autonómico o local y, a menudo, están en malas condiciones. Para acceder a los municipios que bordean el Parque, existen varias carreteras autonómicas (fig. 1.2): la A-357 (carretera del Valle del Guadalhorce) y la A-473 (antiguamente C-339) conducen a Ronda y, a través de diversas carreteras locales que parten de esta última vía, se llega a Parauta e Igualeja. Por la carretera A-357 se accede también a los municipios de Ardales y Carratraca, que a su vez están conectados con las poblaciones de Casarabonela, Alozaina, Tolox, Yunquera y El Burgo mediante varias carreteras autonómicas y locales. Para adentrarse en el área de estudio, hacia las zonas de sierra, hay que circular por pistas forestales que parten de las inmediaciones de las diversas poblaciones, aunque las visitas a determinados sectores del Parque Natural están restringidas y es necesario disponer de una autorización de la Consejería de Medio Ambiente.

1.2. OBJETIVOS

La investigación hidrogeológica que se ha llevado a cabo pretende cubrir los siguientes objetivos:

1. Definir los límites y la geometría de los acuíferos existentes en el área de estudio.

2. Conocer el funcionamiento hidrogeológico de los diferentes sistemas acuíferos y, por tanto, del macizo kárstico en su conjunto.

3. Realizar balances hidrogeológicos para cada uno de los sistemas diferenciados y para el área de estudio en su conjunto.

4. Caracterizar la composición química de las aguas de lluvia y de las aguas subterráneas.

5. Contrastar el grado de aplicabilidad de determinadas metodologías de trabajo (hidrodinámicas, hidroquímicas, hidrotérmicas e isotópicas) utilizadas en otras áreas nacionales y extranjeras.

6. Profundizar en el conocimiento de los acuíferos carbonatados del Sur de España, cuyo ámbito climático les confiere particulares características hidrogeológicas.

La consecución de dichos objetivos, especialmente los que tienen una aplicabilidad práctica inmediata, se considera prioritaria para el desarrollo económico y social de los términos municipales relacionados con el Parque Natural, además de tener interés en el ámbito de toda la Comunidad Autónoma de Andalucía, al ser ésta deficitaria en recursos hídricos.

1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Las tareas desarrolladas durante el período de investigación han sido de tres tipos: trabajo de campo, de laboratorio y de gabinete.

1.3.1. Trabajo de campo

1.3.1.1. Reconocimiento del área de estudio

Se ha realizado un detallado reconocimiento general de la zona de estudio, revisando la cartografía geológica existente y diversos aspectos de tipo geológico (serie estratigráfica, estructura geológica), geomorfológico (principales formas del modelado, con especial atención a las formas kársticas) e hidrogeológico (drenaje, puntos de agua).

Para realizar el reconocimiento geológico se ha contado con la inestimable colaboración del profesor Agustín Martín Algarra, catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada, una de las personas que mejor conoce la zona de estudio, por haber realizado en ella parte de su Tesis Doctoral.

1.3.1.2. Inventario de puntos de agua

Se han localizado e inventariado los principales puntos de agua del área de estudio, incluyendo manantiales, pozos, sondeos y galerías. Se eligieron una serie de puntos para establecer una red de control inicial, con el fin de medir periódicamente diversos parámetros (caudal, nivel piezométrico, conductividad eléctrica, pH y temperatura del agua). Esta red ha variado ligeramente a lo largo del período de estudio, bien ampliándose, a medida que se iban localizando nuevos puntos de agua o bien disminuyendo, al descartarse algunos poco significativos a nivel de toda la Unidad. Invariablemente se han controlado 11 manantiales y 21 perforaciones.

1.3.1.3. Medidas periódicas en la red de control

A) Medida de las precipitaciones

Dentro del área de estudio o en sus proximidades hay instalados 12 pluviómetros y 8 pluviógrafos, pertenecientes a la Confederación Hidrográfica del Sur (CHS). Dada la ausencia de aparatos de medida en las zonas más elevadas de la Unidad, en Enero de 1997, en el marco de esta investigación, se instalaron dos nuevos pluviógrafos, proporcionados por el citado Organismo, en la Sierra Prieta (al NW de Casarabonela) y en la Sierra del Pinar de Yunquera (paraje de la Cueva del Agua).

B) Medidas de caudal

Durante el período de investigación (desde Octubre de 1995 hasta Diciembre de 1998), se han realizado, con periodicidad quincenal, aforos de los manantiales pertenecientes a la red de control, con un micromolinete marca OTT. En total se han realizado unos 500 aforos. También se han recopilado 47 datos de caudal correspondientes a los aforos mensuales realizados por la Compañía General de Sondeos (CGS) para la Confederación Hidrográfica del Sur, desde Febrero hasta Diciembre de 1995, en los principales manantiales. Asimismo, se dispone de 113 datos de caudal correspondientes a los aforos realizados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), con distinta periodicidad, desde Abril de 1976 hasta Mayo de 1994, en tres de los manantiales más importantes de la Unidad: Río Genal, Río Jorox y Plano.

En las sierras de las Nieves y Yunquera la Confederación Hidrográfica del Sur ha instalado cuatro limnígrafos, que permiten registrar los caudales de los principales manantiales: Río Genal, Río Verde, Río Grande y Río Jorox. Los limnígrafos de los manantiales de Río Grande y Río Verde, instalados en 1980 y 1994 respectivamente, son controlados de forma periódica por el personal del citado Organismo. Los de los manantiales de Río Jorox y Río Genal, instalados en el marco del presente estudio, han sido controlados con una periodicidad quincenal, a la vez que se realizaban el resto de medidas. Antes de la instalación de estos limnígrafos, cada manantial disponía de una escala limnimétrica que, en la medida de lo posible, fue controlada periódicamente por distintos observadores.

El limnígrafo del Río Grande no está ubicado en las inmediaciones de la surgencia, sino en una estación de aforos situada aproximadamente 5 km aguas abajo, cerca de la central hidroeléctrica de San Augusto (fig. 1.3). Así, el caudal medido en dicha estación incluye agua de origen subterráneo (manantiales de Río Grande, Río Jorox y Plano, fundamentalmente) pero también agua de escorrentía superficial. El cálculo de la descarga subterránea correspondiente al manantial de Río Grande requiere un complicado tratamiento de los datos registrados en el limnígrafo, como se comentará más adelante, en el capítulo correspondiente. Por ello, en Septiembre de 1998, se instaló en el manantial de Río Grande un data-logger MDS-3A, marca SEBA, equipado con un registro continuo de altura de lámina de agua, conductividad y temperatura.

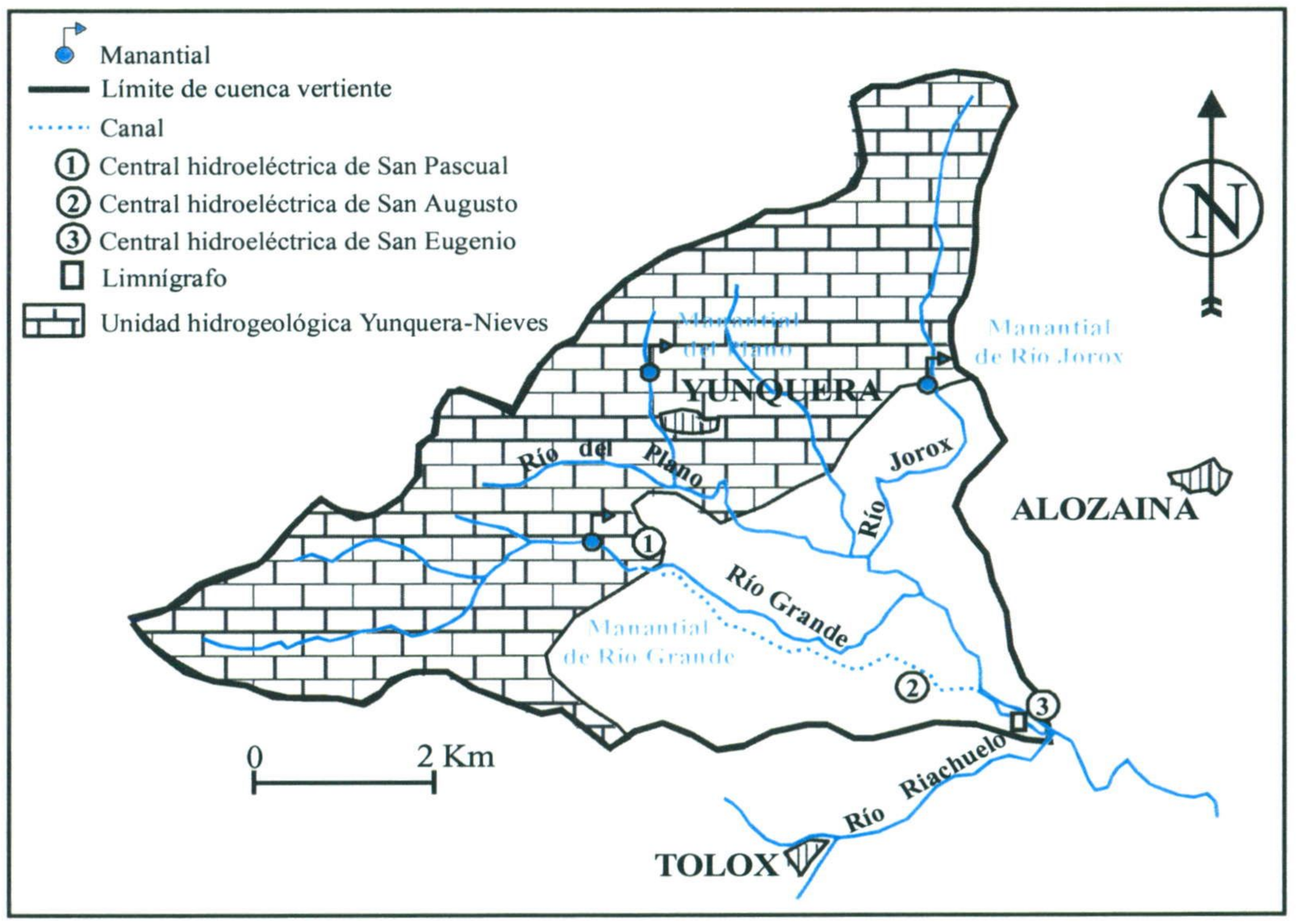


Fig. 1.3. Escorrentía superficial circulante por la cuenca alta del Río Grande (Modificada de ITGE, 1994).

C) Medidas de nivel piezométrico

Durante el período de estudio se han realizado, con periodicidad quincenal, medidas del nivel piezométrico de los sondeos pertenecientes a la red de control,

utilizando dos sondas piezométricas marca SEBA y OTT. En total se han realizado unas 500 medidas.

D) Recogida de muestras de agua

1. Aguas de precipitación: en dos puntos de muestreo se han recogido 64 muestras de agua de lluvia para análisis químicos (componentes mayoritarios) e isotópicos (^{18}O y ^{2}H), con periodicidad quincenal, en un caso desde Noviembre de 1995 y en el otro desde Octubre de 1996, pero en ambos hasta Diciembre de 1998. Por otra parte, desde Diciembre de 1996-Enero de 1997, diversos observadores han recogido, dentro de lo posible, muestras diarias en otras cuatro estaciones situadas a diferente altitud y repartidas por el área de estudio. El número total de muestras de agua de lluvia recogidas por los observadores ha sido de 177.

2. Aguas subterráneas: al mismo tiempo que se realizaban los aforos en los manantiales se recogieron muestras de agua, en botellas de plástico de 500 ml, para determinar en el laboratorio sus componentes químicos mayoritarios. En total se han recogido y analizado 469 muestras. Además, se ha tomado una muestra de 30 ó 50 ml, en frasco de topacio de tapón roscado, para posteriores análisis isotópicos (^{18}O y ^{2}H). Se recogieron, asimismo, 6 botellas de 1500 ml en el manantial de Río Grande, en distintas condiciones hidrodinámicas, para determinación del contenido en tritio.

Desde Noviembre de 1996 hasta Diciembre de 1998, distintos observadores han recogido diariamente (dentro de lo posible) botellas de agua en los cuatro manantiales principales de la Unidad: Río Genal, Río Verde, Río Grande y Río Jorox. El número total de muestras recogidas por los observadores ha sido de 1036.

E) Medidas de parámetros físico-químicos

Al mismo tiempo que se recogían las diferentes muestras de agua se han medido, *in situ*, la conductividad eléctrica, la temperatura y el pH del agua. Para ello, se ha utilizado un conductivímetro y un pHmetro marca WTW. Cuando no se ha podido medir en el campo, el pH ha sido medido en el laboratorio, el mismo día de la recogida de la muestra de agua.

1.3.1.4. Control geológico de sondeos

Durante los meses de Octubre y Noviembre del año 1995, la Confederación Hidrográfica del Sur encargó a la Compañía General de Sondeos (CGS) la perforación de cinco sondeos en la Sierra de las Nieves, para investigar los recursos hídricos con los que paliar la importante sequía entonces existente. Durante las perforaciones, se realizó un control de la litología y de las fracturas y cavidades atravesadas, así como de la variación del nivel piezométrico.

1.3.1.5. Análisis de la fracturación

Durante el mes de Mayo de 1996, en colaboración con el profesor Severin Pistre, de la Universidad de Montpellier, se realizó una campaña de medidas de planos de falla, planos de karstificación y estrías, en 32 estaciones repartidas por el área de estudio. Con ello se pretendía determinar las principales direcciones de fracturación existentes y su posible influencia en la karstificación del macizo.

En Junio de 1998 se realizó una segunda campaña, sobre 6 nuevas estaciones de medida situadas en el sector NE del área de estudio, para completar la información obtenida en la primera campaña.

1.3.2. Trabajo de laboratorio

Los trabajos de laboratorio han consistido en la realización de los análisis químicos e isotópicos de las muestras de agua recogidas previamente en el campo.

1.3.2.1. Análisis químicos

En el Laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Málaga se han determinado los principales parámetros y componentes hidroquímicos del agua: alcalinidad (T.A.C.), Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, NO_3^- y SiO_2. La determinación de T.A.C., Ca^{2+}, Mg^{2+} se realizó el mismo día de la recogida de la muestra o al día siguiente.

En el caso del agua de lluvia, cuando la cantidad de agua recogida no ha sido suficiente para realizar el análisis completo, se ha determinado en primer lugar el contenido en Cl^-, Na^+ y K^+.

En el caso de las muestras de agua recogidas por observadores, tanto de agua de lluvia como de manantiales, sólo se ha medido la conductividad eléctrica y el contenido

en cloruro que, como es sabido, es un ión conservativo de gran interés en los estudios hidrogeológicos de acuíferos kársticos.

Las técnicas analíticas empleadas han sido las de las normas internacionales (Clesceri *et al.*, 1989):

a) Método potenciométrico: utilizado para determinar la alcalinidad total (T.A.C.). Se realiza una valoración con ácido sulfúrico 0.02N hasta que el pH de la muestra es de 4.5. Se ha utilizado un pHmetro de laboratorio marca CRISON.
b) Complexometría: para Ca^{2+} y Mg^{2+}. En el caso del Ca^{2+} se utiliza EDTA 0.02N como agente valorante y calcón como indicador. Para determinar el Mg^{2+} se calcula la diferencia entre la dureza total (determinada mediante EDTA 0.02N y Negro de Eriocromo-T como indicador) y el contenido en Ca^{2+}.
c) Técnicas volumétricas: para determinación del Cl^-. Se utilizó nitrato de plata 0.01 N como agente valorante y dicromato potásico como indicador.
d) Fotometría de llama: para determinación del Na^+ y del K^+. Se ha utilizado un fotómetro de llama marca EEL.
e) Métodos colorimétricos: para determinación del NO_3^- y de la SiO_2. La muestra se colorea previamente y, después, se introduce en un espectrofotómetro. En el caso del NO_3^-, se utiliza un reactivo de brucina como sustancia colorante mientras que, para la SiO_2, se utiliza molibdato amónico. Las medidas se realizaron, en ambos casos, en un equipo marca ROY MILTON, a una longitud de onda de 410 nm.
f) Método gravimétrico: para determinación del SO_4^{2-}. Agregando a la muestra cloruro de bario en medio ácido (con ClH) y calentando, se produce la precipitación del sulfato de bario. Posteriormente, el precipitado de sulfato de bario se lava (para eliminar los cloruros), se deseca y se pesa en una balanza de precisión, de la marca SARTORIUS en este caso.

1.3.2.2. Análisis isotópicos

Los análisis isotópicos han consistido en la determinación del contenido en ^{18}O, deuterio (^2H) y tritio (^3H).

La determinación de ^{18}O y ^2H ha sido realizada en los laboratorios de isótopos estables de la Estación Experimental del CSIC (Granada) y de la Universidad Autónoma de Madrid, utilizando el método del equilibrio del CO_2: la muestra de agua

cuya composición se quiere determinar se introduce en una ampolla de vidrio que se ajusta a una línea de extracción de aire. Tras la extracción de éste, se introduce CO_2 de composición isotópica conocida, previamente purificado en una trampa de nitrógeno líquido, y se somete a un equilibrio isotópico entre el ^{18}O del CO_2 de la muestra y el del CO_2 de composición conocida, a una temperatura de 25 ºC. Al cabo de 12 horas se extrae el CO_2 ya equilibrado y se analiza en el espectrómetro de masas.

La determinación de tritio ha sido realizada en Viena, en el Laboratorio de Hidrología Isotópica del Organismo Internacional de la Energía Atómica, por el método de contador de centelleo líquido con enriquecimiento electrolítico: la muestra de agua se destila y enriquece en tritio mediante descomposición electrolítica del agua, por debajo de 0 ºC. Posteriormente, se añade un líquido de centelleo y se cuentan las partículas β que emite la muestra, durante 2000 a 2400 minutos. Este mismo proceso se realiza en paralelo con otras dos muestras, una que no contiene tritio y otra de contenido en tritio conocido.

1.3.3. Trabajo de gabinete

1.3.3.1. Recopilación de información

Se ha recogido y analizado la documentación previa existente, por una parte, sobre los condicionantes del karst en general (geológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos) y las metodologías utilizadas por otros investigadores en este campo. Por otro lado, se han recopilado las publicaciones sobre las características geológicas e hidrogeológicas del área de estudio, informes hidrogeológicos realizados por diversos Organismos Públicos, empresas privadas o Ayuntamientos, análisis químicos de manantiales, topografías de cavidades, datos históricos de temperaturas, precipitaciones, caudales y niveles piezométricos.

1.3.3.2. Tratamiento de datos e interpretación de los mismos

1.3.3.2.1. Datos hidrodinámicos

Los datos climáticos procedentes de las estaciones meteorológicas de la zona de estudio se han completado y depurado, para calcular la precipitación y la temperatura media anual del área investigada. Se han dibujado mapas de isoyetas, para analizar la distribución espacial de las precipitaciones y se ha realizado un Análisis de

Componentes Principales (ACP) para determinar qué factores de tipo geográfico tienen mayor influencia en la pluviometría. Asimismo, se ha analizado la distribución temporal de las precipitaciones y se ha caracterizado el período de estudio desde el punto de vista pluviométrico.

Con los datos de caudal procedentes de los aforos puntuales realizados con micromolinete y de los deducidos del análisis de los limnigramas, se han elaborado gráficos de evolución temporal y se han determinado diversos parámetros estadísticos. En los manantiales equipados con escala limnimétrica, se ha realizado la curva de gastos correspondiente. Los hidrogramas de las principales surgencias se han analizado siguiendo la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975). Otros tratamientos realizados han sido la elaboración de curvas de caudales clasificados y la aplicación del análisis correlatorio y espectral a las crónicas de datos de lluvia-caudal, utilizando el programa STATISTICA.

Con los datos piezométricos se han elaborado gráficos de evolución temporal y se han interpretado los datos procedentes de los ensayos de bombeo realizados en algunos sondeos.

1.3.3.2.2. Datos físico-químicos e hidroquímicos

Se han calculado los valores medios de conductividad, temperatura y pH de las muestras de agua de lluvia y de agua subterránea recogidas durante el período de investigación. Se han elaborado gráficos con la evolución temporal de dichos parámetros.

Con los datos hidroquímicos obtenidos en el laboratorio se han elaborado diagramas de Piper, mediante el programa HYDROCHEM, para determinar la facies hidroquímica del agua de lluvia y del agua subterránea. Mediante el programa AQUA, se han calculado los parámetros del sistema calcocarbónico: presión parcial de CO_2 e índices de saturación en calcita y dolomita. Se han elaborado curvas de frecuencia para los diferentes parámetros y se ha analizado la distribución espacial del quimismo de las aguas (mediante Análisis de Componentes Principales) y la distribución temporal, mediante la elaboración de gráficos de evolución de los distintos componentes a lo largo del período de investigación.

1.3.3.2.3. Datos isotópicos

A partir de los datos de ^{18}O y ^{2}H del agua de lluvia recogida en diversas estaciones se ha elaborado una línea meteórica local y se han realizado gráficos de su evolución temporal, para compararla con la de los datos isotópicos del agua subterránea. Con estos últimos, se ha calculado el exceso en deuterio, para determinar el origen de los frentes lluviosos que recargan el acuífero. Para comprobar esta procedencia, se han analizado las imágenes del METEOSAT correspondientes a los días en que se recogieron las muestras analizadas. Asimismo, se han efectuado correlaciones lineales entre el contenido en ^{18}O, la altitud media del área de recarga, la longitud y la latitud, para analizar qué variables geográficas condicionan la distribución espacial de este trazador meteórico.

Con los datos de tritio del agua de lluvia y del agua subterránea, se han elaborado gráficos de evolución temporal.

1.3.3.3. Elaboración de tablas, gráficos, mapas y figuras

Para la elaboración de tablas y gráficos se ha utilizado una hoja de cálculo de uso general (MICROSOFT EXCEL) y los programas ORIGIN, STATISTICA e HYDROCHEM. Los mapas y figuras se han realizado manualmente ó con el programa CorelDRAW.

1.3.3.4. Redacción de la Memoria de Tesis Doctoral

2. EL MARCO GEOLÓGICO

2.1. GEOLOGÍA

2.1.1. Introducción. Contexto geológico regional

En la Cordillera Bética se distinguen cuatro dominios principales: Zona Externa, Zona Interna, Complejo del Campo de Gibraltar y cuencas neógenas o materiales postorogénicos (fig. 2.1).

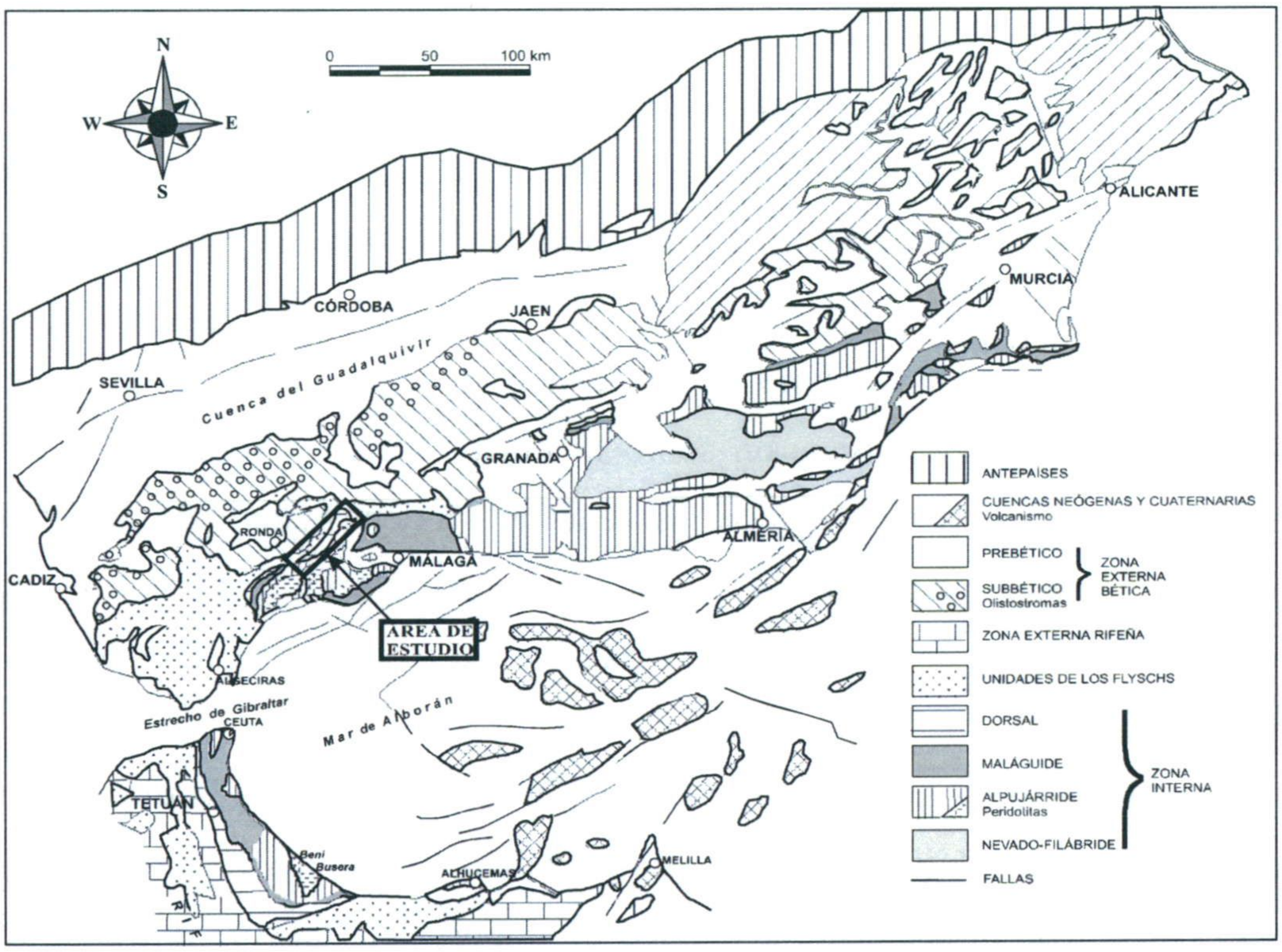


Fig. 2.1. Esquema geológico de la Cordillera Bética.

La Zona Externa corresponde al área que constituyó el margen continental meridional de la placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. En ella se distinguen, a su vez, dos dominios: el Prebético (Externo e Interno), que corresponde al área más próxima al continente, y el Subbético (Externo, Interno y Medio), correspondiente a una parte más interna o meridional. En el sector occidental de la Cordillera Bética, ocupando una posición equivalente al Subbético Interno pero con características estratigráficas algo distintas, algunos autores diferencian el dominio

Penibético (Martín Algarra y Vera, 1982; Company *et al.*, 1982; González-Donoso *et al.*, 1983; Martín Algarra, 1987).

La Zona Interna corresponde a dominios paleogeográficos ajenos a la placa Ibérica y se divide en tres complejos superpuestos tectónicamente que son, de abajo a arriba: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. Los dos complejos inferiores están formados principalmente por rocas metamórficas, mientras que en el Maláguide predominan las rocas sedimentarias. Para definir al conjunto de unidades tectónicas que aparecen al frente de la Zona Interna, en el sector occidental de la cordillera, se emplean los términos Dorsal y Rondaide.

El Complejo del Campo de Gibraltar comprende diversas unidades tectónicas constituidas por rocas sedimentarias en facies flysch, depositadas en dominios paleogeográficos situados entre la Zona Externa, la Zona Interna y el borde continental norteafricano.

Las cuencas neógenas como las de Ronda y Málaga, situadas en el borde norte y sur del área estudiada, se formaron sobre la Zona Externa y sobre la Zona Interna, respectivamente. Los materiales que las rellenan se depositaron, fundamentalmente, después de la fase principal de plegamiento que afectó a la cordillera, como consecuencia de la colisión entre la Zona Externa y la Zona Interna durante el Mioceno Inferior-Medio.

Las Sierras de Yunquera y Nieves se ubican en un área en la que se produce el contacto entre la Zona Interna y la Zona Externa de la Cordillera Bética (fig. 2.2). Dicho contacto constituye un accidente geológico de importancia mayor, ya que a un lado y otro del mismo cambian radicalmente la estratigrafía y la tectónica de las diversas unidades implicadas.

2.1.2. Antecedentes

Los materiales que afloran en el límite entre la Zona Interna y la Zona Externa de la Cordillera Bética han sido objeto de numerosos estudios geológicos desde 1920, lo cual ha dado lugar a que exista una terminología muy variada y extensa para denominarlos. Para la mayoría de autores, estos materiales pertenecen al Rondaide o a la Dorsal, según su supuesta relación de afinidad paleogeográfica con el Alpujárride o el

Máláguide, respectivamente. Con el fin de simplificar este apartado, sólo se comentan algunos de los antecedentes geológicos más significativos y el resto se recoge en la tabla 2.1.

Blumenthal (1927, 1928, 1930, 1931, 1933) fue el primer autor que se ocupó, de manera sistemática, del estudio de las unidades situadas entre la Zona Interna y Externa de la Cordillera Bética occidental. Denominó Rondaide a la unidad estructural que actualmente se conoce como Unidad de las Nieves. El Rondaide está formado por unidades que presentan un Trías superior carbonatado, de facies alpina, y una secuencia postriásica de espesor relativamente reducido, constituida por sedimentos pelágicos desde el Lías Inferior al Malm.

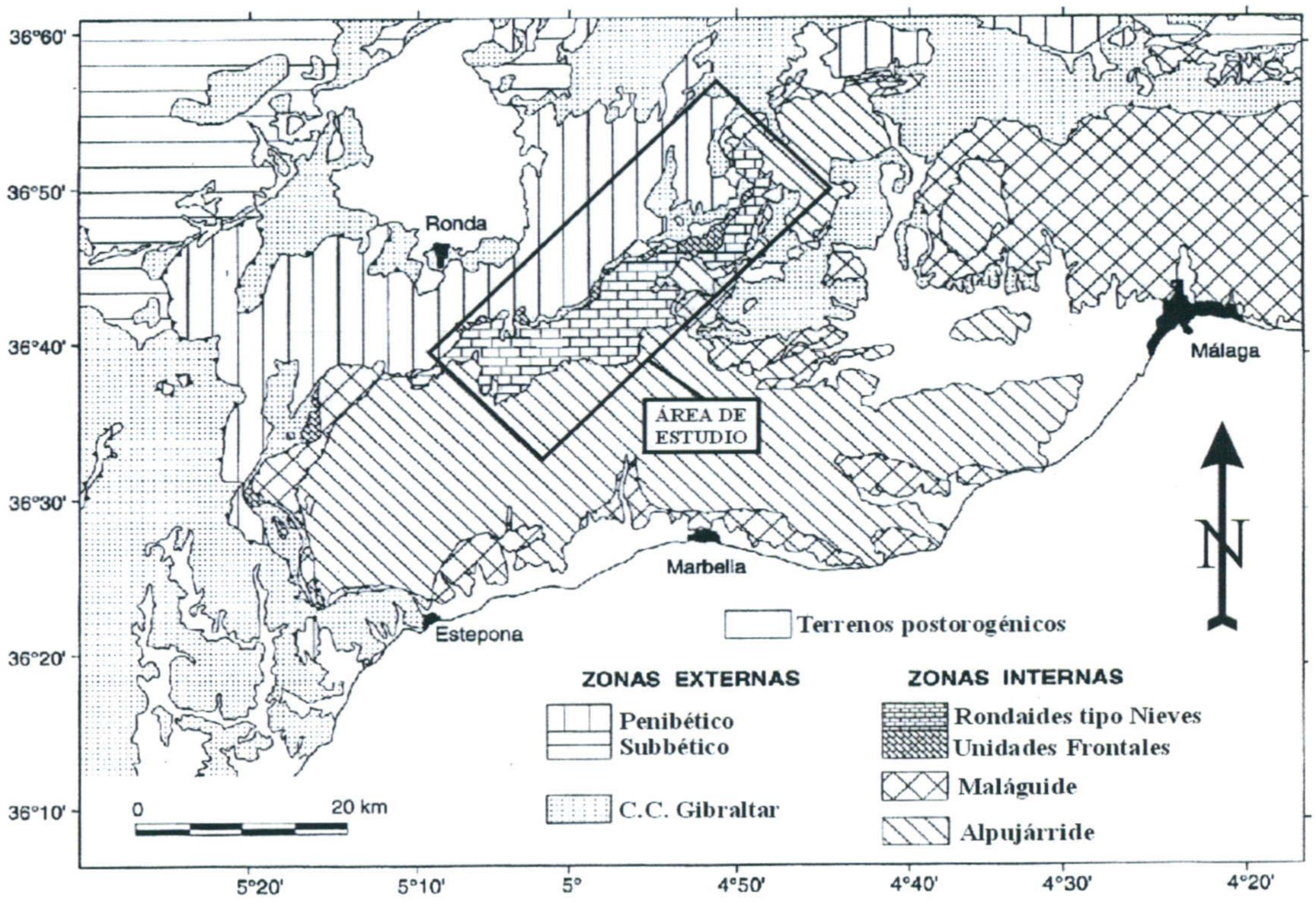


Fig. 2.2. Localización geológica de la zona de estudio (Modificada de Martín Algarra, 1999).

Fallot (1937, 1954) introdujo el término Dorsal, para referirse a los materiales que conformaban los escarpados relieves calcáreos del Rift (Dorsal Rifeña), y señala la notable afinidad estratigráfica existente entre estos materiales y los Alpujárrides y Rondaides de la Cordillera Bética.

La Unidad de la Nieves fue definida por Dürr (1967). En ella incluyó la mayor parte de los rondaides de Blumenthal (1928, 1930, 1933) pero separó algunos afloramientos que asignó a la Unidad de Yunquera. Esta última también fue definida por Dürr (1967), aunque de manera algo imprecisa, ya que su delimitación cartográfica le planteó algunos problemas.

Durand-Delga y Foucault (1968) utilizaron el término "Dorsal Bética" para describir en la Cordillera Bética unidades similares a las de la Dorsal Rifeña e incluyeron la Unidad de las Nieves dentro de este dominio.

Bourgois (1978, 1980) no reconoció la existencia de la Unidad de Yunquera, atribuyendo los materiales previamente incluidos en ésta a las Unidades de Casares, Blanca, los Reales y Bonela-Capellán.

AUTOR	FECHA	UNIDAD	DOMINIO PALEOGEOGRÁFICO
Blumenthal	1928-1930-1933	Nieves	Rondaides
Fallot	1948	Nieves	Rondaides
Kockel	1963	Prieta-Nieves	Rondaides
Hoeppener et al	1963-1964	Nieves	Rondaides
Dürr	1967	Nieves	Rondaides
		Yunquera	Alpujárride
Durand-Delga et Foucault	1968	Nieves	Rondaides
Mauthe	1971	Nieves	Alpujárride
Didon et al	1973	Nieves	Dorsal Externa
Bourgois	1978	Prieta-Nieves	Zona Interna
		Bonela-Capellán	Zona Interna
		U. Frontales	Neonumídico
Felder	1978-1980	Nieves	Rondaides
Delgado et al	1981	Nieves	Alpujárride
Olivier	1984	Nieves	Dorsal Externa
		Prieta-Alcaparaín	Dorsal Externa
		U. Frontales	Predorsal
Martín Algarra	1987	Nieves	Rondaides
		Yunquera	Alpujárride
		U. Frontales	Rondaides
Balanyá	1991	Nieves	Dorsal Externa
Sanz de Galdeano	1997	Nieves	Dorsal
		U. Frontales	Dorsal Externa

Tabla 2.1. Principales antecedentes geológicos en relación con la Unidad Yunquera-Nieves.

Olivier (1984) no aceptó el término "Rondaide", considerando que cada autor que lo ha utilizado lo ha hecho en un sentido distinto y que se trata de un término local que oculta la estrecha afinidad existente entre la Dorsal Rifeña y la Dorsal Bética. Este

autor diferenció la Unidad de las Nieves y la Unidad de Prieta-Alcaparaín, incluyéndolas en la Dorsal Externa.

Martín Algarra (1987) consideró la Unidad de las Nieves como Rondaide, en el mismo sentido que Blumenthal y la Unidad de Yunquera como Alpujárride. Para este autor, una parte de la Unidad de Bonela-Capellán definida por Bourgois corresponde a la Unidad de Yunquera y, el resto, puede englobarse en la Unidad de las Nieves.

Para Sanz de Galdeano (1997), la Unidad de las Nieves pertenece a la Dorsal, en consonancia con la opinión de los autores franceses antes citados.

En el presente trabajo, se consideran dos unidades tectónicas fundamentales, la Unidad de las Nieves y la Unidad de Yunquera, que interesa distinguir de cara al estudio hidrogeológico y que corresponden a las definidas por Dürr (1967) y Martín Algarra (1987). No es objetivo de la presente investigación hidrogeológica estudiar a qué dominio paleogeográfico pertenecen ambas unidades, especialmente la primera, que ha sido objeto de mayor debate.

2.1.3. Descripción de las principales unidades que afloran en la zona de estudio

Aparte de las dos unidades principales, Nieves y Yunquera, que afloran en la zona de estudio hay otras de menor extensión que aparecen en el frente de la Zona Interna (fig. 2.3): las Unidades Frontales tipo Cabrilla y tipo Pereila y las Unidades de Almola, del Tajo de Enamorados y del Peñón de Ronda.

2.1.3.1. La Unidad de las Nieves

Aflora de forma casi ininterrumpida desde Alpandeire hasta las proximidades de Ardales y Carratraca. Su serie estratigráfica (Dürr, 1967; Martín Algarra, 1987) consta, de muro a techo, de los siguientes términos (fig. 2.4):

- Dolomía principal: es la unidad litoestratigráfica más potente y extensa. Consta de dolomías de color blanquecino o gris, por lo general bien estratificadas y laminadas. Los escasos fósiles preservados permiten establecer la edad de la formación: Trías Superior, esencialmente Noriense. Su potencia puede superar los 1000 m.

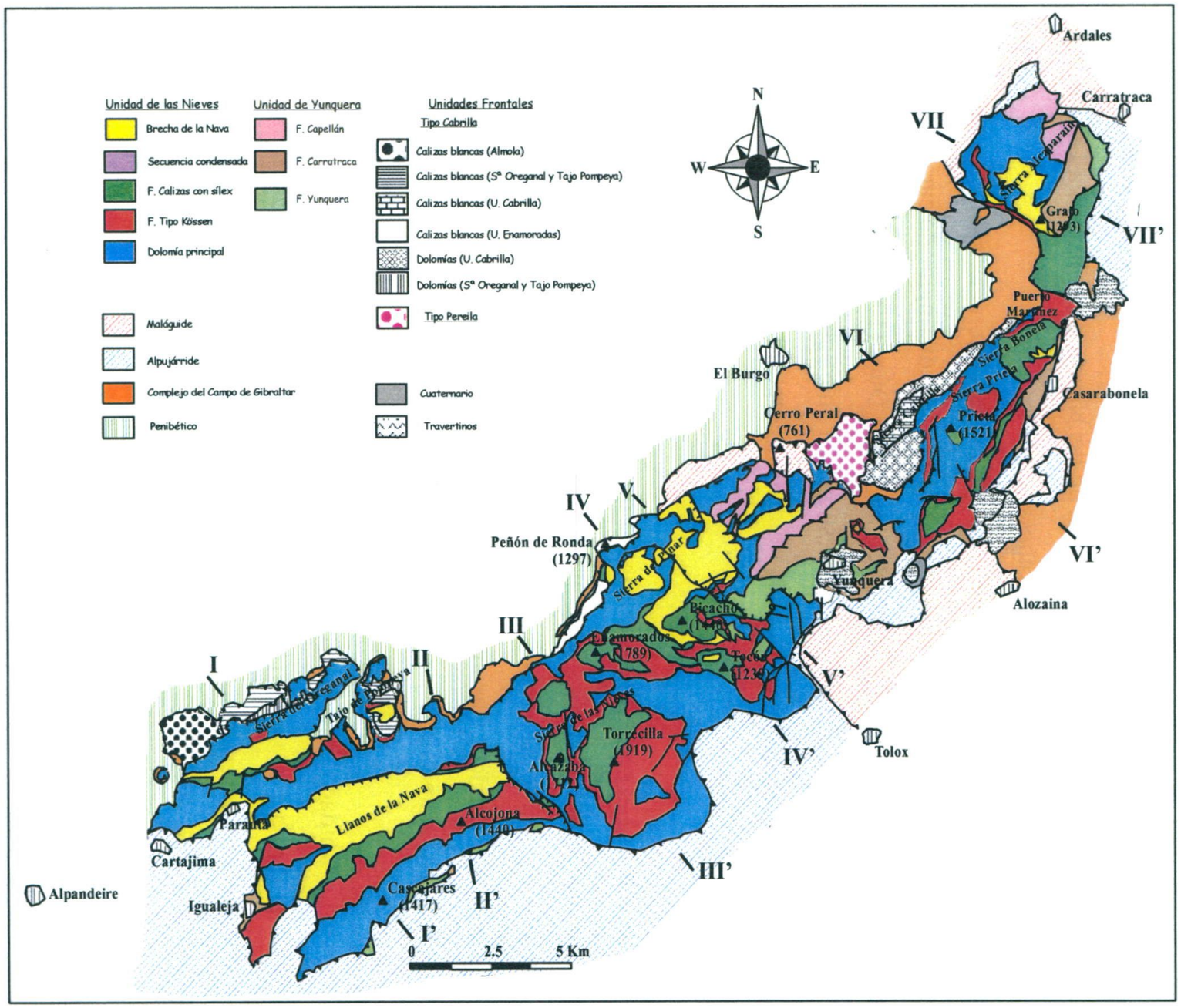


Fig. 2.3. Mapa geológico del área de estudio (Modificado de Martín Algarra, 1987).

- Formación de tipo Kössen: transiciona tanto lateral como verticalmente con la parte superior de la Dolomía Principal. Está constituida por una alternancia de calizas y margocalizas con margas y arcillas, todas bien estratificadas, de color gris a negro, a veces rosado o rojizo. En ella se diferencian dos grandes conjuntos: uno inferior, constituido por alternancias calizo-margosas o calizo-dolomíticas, con estratos decimétricos o más delgados, y otro superior, fundamentalmente calizo, que suele dar un resalte en la topografía. Su potencia es inferior a 200 m. Las facies sedimentarias y los fósiles reconocidos indican una edad Retiense.

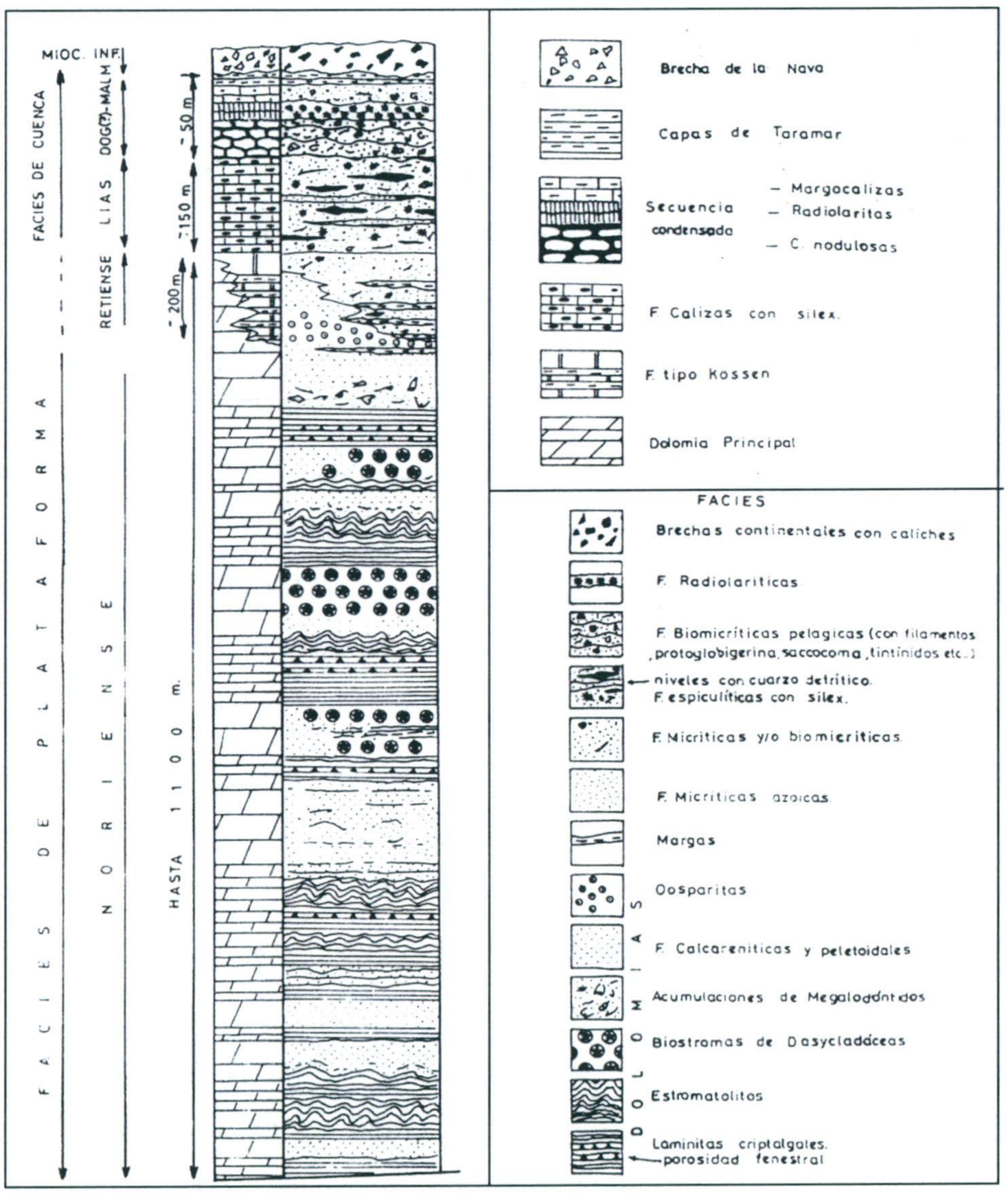


Fig. 2.4. Serie estratigráfica de la Unidad de las Nieves (Tomada de Martín Algarra, 1987).

- Calizas con sílex: calizas tableadas de color gris con nódulos de sílex, a veces con cristales de pirita. Están bien estratificadas en bancos decimétricos a centimétricos, separados por delgados lechos margosos o margocalizos. La potencia de esta formación es variable, del orden de 150-200 m. La edad determinada mediante fósiles es Lías Inferior.
- Secuencia condensada Jurásico-Terciaria: secuencia esencialmente margocaliza, con aspecto esquistoso y con una potencia inferior a 50 m. Está formada por calizas nodulosas rojas, radiolaritas, margocalizas nodulosas y esquistosas (Jurásico) y por margas muy esquistosas de color rojo, rosado y anaranjado (Capas del Taramar, de edad Terciario).
- Brecha de la Nava: es una formación característica de la Unidad de las Nieves, que aparece discordante sobre los materiales anteriores. Es una brecha poligénica constituida principalmente por cantos heterométricos y angulosos, de naturaleza carbonatada y metapelítica, y por una matriz fundamentalmente carbonatada. Los cantos suelen estar total o parcialmente lixiviados después de la cementación, por lo que la roca presenta un típico aspecto oqueroso y ruiniforme. Es difícil diferenciarlas de las dolomías, cuando ambos tipos de roca están alterados o tectonizados. No se han reconocido fósiles, por lo que su edad Aquitaniense, probablemente superior, se deduce a partir de criterios geológicos regionales (Martín Algarra y Estévez, 1984).

El borde sur de la Unidad de las Nieves aparece sistemáticamente metamorfizado por el cabalgamiento de las peridotitas alpujárrides de la Unidad de los Reales, de manera que las dolomías y calizas se han transformado en mármoles dolomíticos y calizos, las margas y las intercalaciones arcillosas en calcoesquistos y mármoles con abundantes silicatos cálcicos y las calizas con sílex en mármoles con nódulos de cuarzo. A escala regional, se observa que el grado de metamorfismo aumenta gradual y rápidamente hacia los niveles más profundos de la serie estratigráfica, que son los más próximos a las peridotitas, desde el punto de vista estructural.

De manera general, se admite que el emplazamiento cortical de las peridotitas fue un proceso relativamente rápido, que tuvo lugar hace 22-19 m.a. (Zeck *et al.*, 1989; Monié *et al.*, 1991) y que fue seguido de un rápido enfriamiento (Zeck *et al.*, 1992).

2.1.3.2. La Unidad de Yunquera

La Unidad de Yunquera reposa tectónicamente sobre la Unidad de las Nieves y está por debajo de la Unidad de los Reales. En la mayor parte de los puntos se encuentra reducida a pequeñas escamas tectónicas situadas al frente de la Zona Interna pero, en la región de Yunquera y en la Sierra de Alcaparaín, aflora extensamente (fig. 2.3).

La Unidad de Yunquera está formada en su totalidad por rocas metamórficas. Desde el punto de vista estratigráfico se reconocen, de muro a techo, tres grandes conjuntos litológicos (fig. 2.5): Formación Yunquera, Formación Carratraca y Formación Capellán (Dürr, 1967; Martín Algarra, 1987).

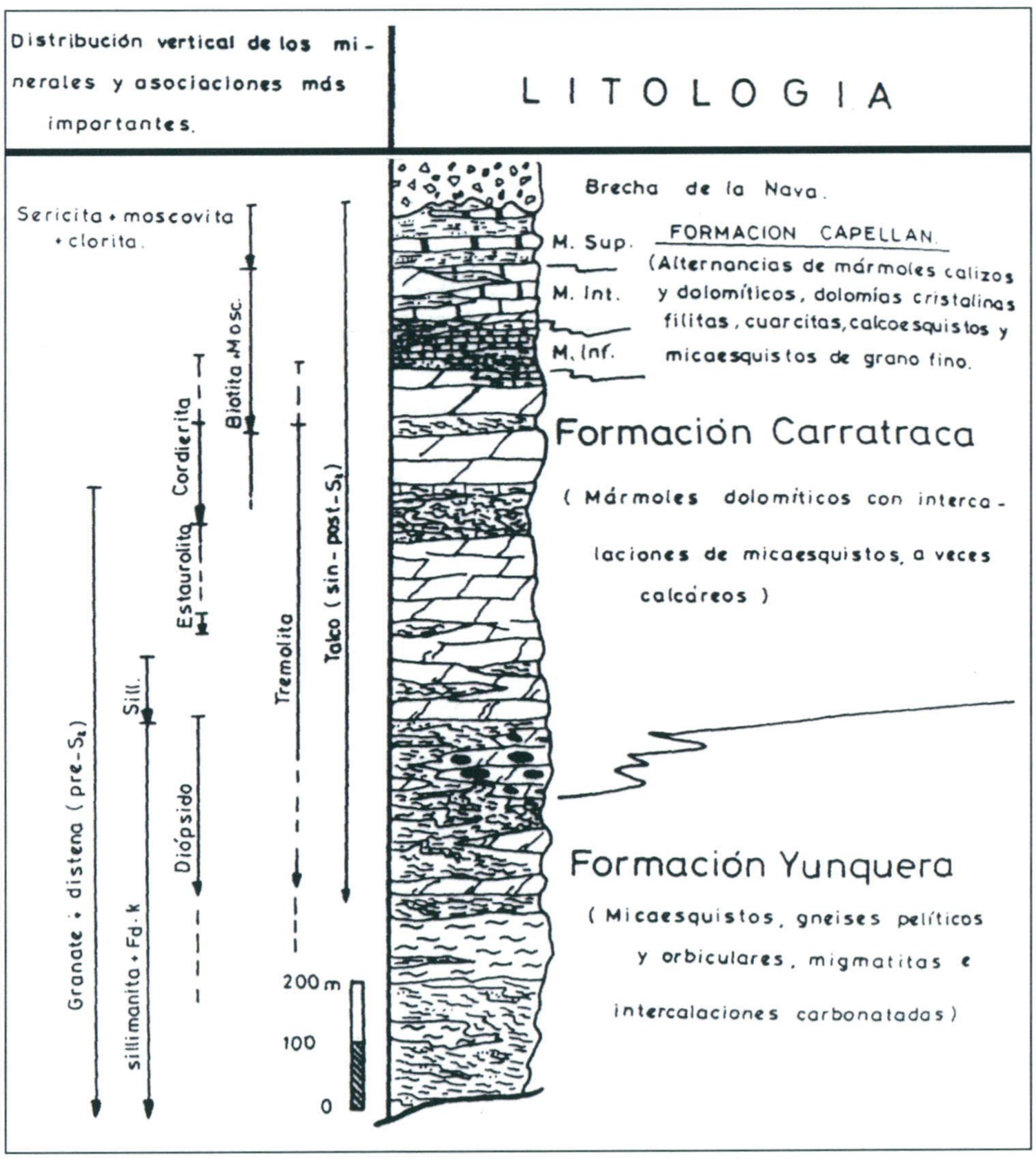


Fig. 2.5. Serie estratigráfica de la Unidad de Yunquera (Tomada de Martín Algarra, 1987).

- Formación Yunquera: está constituida por un conjunto de micaesquistos migmatíticos y gneises pelíticos y orbiculares, con intercalaciones de mármoles dolomíticos de aspecto sacaroideo hacia la parte superior de la formación. Su potencia es superior a los 300 metros y su edad Paleozoico.
- Formación Carratraca: está formada por mármoles dolomíticos (bastante puros, generalmente de color blanco, masivos, cristalinos y con aspecto sacaroideo) con algunas intercalaciones de metapelitas (micaesquistos), lateralmente discontinuas. Su potencia es del orden de 500 metros y su edad es Trías Medio.
- Formación Capellán: está formada por rocas de diversas litologías. Dentro de esta formación pueden reconocerse tres miembros, uno inferior más cuarcítico y micaesquistoso, otro intermedio formado por mármoles, esencialmente calizos, y uno superior calcoesquistoso. La potencia es del orden de 200 m y su edad es Trías Medio-Superior.

Los contactos entre las tres formaciones de la Unidad de Yunquera son graduales, existiendo pasos intermedios laterales y verticales. En lo que se refiere al grado de metamorfismo, se observa que es de grado bajo en los niveles superiores, de grado medio en los niveles intermedios y de grado alto en los niveles más profundos, donde se reconocen estructuras migmatíticas y diferenciados leucocráticos, que evidencian procesos de fusión parcial.

2.1.3.3. Las Unidades Frontales

A lo largo del frente de la Unidad de las Nieves aparecen una serie de unidades de escasas dimensiones, que afloran de forma discontinua y presentan una complicada estructura interna en escamas (fig. 2.3). Desde el punto de vista tectónico, están cabalgadas por la Unidad de Nieves y cabalgan sobre los materiales del Penibético y del Complejo del Campo de Gibraltar situados al NW. Para Bourgois (1978) estas unidades estarían incluidas en el Neonumídico; para Olivier (1984) pertenecerían a la Predorsal. Martín Algarra (1987) consideró que son Rondaides y Sanz de Galdeano (1997) considera que pertenecen a la Dorsal Externa.

En función de sus características estratigráficas, Martín Algarra (1987) clasificó estas unidades en tres conjuntos: tipo Cabrilla, tipo Pereila y tipo Baños de Alhama. Los

dos primeros tipos son los que afloran en la zona de estudio y los que se describen a continuación:

- Unidades tipo Cabrilla: incluyen fundamentalmente los materiales aflorantes en la Sierra Cabrilla, la Sierra del Oreganal y el Tajo de Pompeya. Para Dürr (1967), estos materiales pertenecieron a una unidad que él denominó Unidad de Enamorados. Desde el punto de vista estratigráfico, presentan un conjunto inferior dolomítico, uno intermedio calizo y otro superior, formado por una secuencia condensada de calizas con sílex, brechas y margas. Según Martín Algarra (1987), estas Unidades representarían la prolongación paleográfica septentrional de la Unidad de las Nieves. En una posición equivalente a la de las Unidades tipo Cabrilla, pero con rasgos estratigráficos particulares (Martín Algarra, 1987), aparece otro conjunto de unidades, pinzadas al frente de la Unidad de las Nieves, que son: la Almola, el Tajo de Enamorados y el Peñón de Ronda (fig. 2.3). Todas ellas se caracterizan por presentar una formación de calizas blancas masivas del Lías sobre la que se dispone una delgada secuencia pelágica postliásica.
- Unidades tipo Pereila: corresponden a la "Predorsal" de Durand-Delga (1972). En una serie estratigráfica general, se diferencian tres conjuntos de materiales (Buser, 1977-78). En la parte inferior hay una sucesión de materiales triásicos: dolomías, alternancia de calizas y margas, calizas tableadas con sílex y margas verdes. Encima se observan rocas del Lías inferior: calizas claras, calizas margosas y margocalizas, calizas nodulosas rojas y brechas y calizas con sílex. Los materiales postliásicos son calizas con sílex, margas radiolaríticas, margas, conglomerados y brechas del Cretácico inferior y materiales arcilloso-arenosos y arcilloso-microbréchicos. Un rasgo distintivo de estas unidades es la presencia de brechas a diferentes alturas estratigráficas. Para Martín Algarra (1987), estas unidades representarían la prolongación paleogeográfica más externa de los Rondaides.

2.1.4. Los materiales que limitan la zona de estudio

La alineación montañosa formada por las sierras de las Nieves, Yunquera, Prieta y Alcaparaín está limitada, al NW, por materiales del Penibético (margas y margocalizas de la formación "Capas Rojas", de edad Cretácico Superior-Paleógeno) y por arcillas

pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar (Formación Numidoide). Al SE, queda limitada por materiales alpujárrides: peridotitas de la Unidad de los Reales y metapelitas alpujárrides (fig. 2.3). Tanto en el borde NW como en el SE, la Unidad contacta, en algunos sectores, con materiales maláguides de edad Paleozoico, fundamentalmente calizas alabeadas de la Formación Santi Petri y pizarras, grauvacas y conglomerados de la Formación Almogía.

2.1.5. La estructura geológica

2.1.5.1. La estructura de la Unidad de las Nieves

La Unidad de las Nieves constituye un manto de corrimiento que reposa tectónicamente sobre el Penibético, mediante una lámina de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, y soporta a diversas unidades alpujárrides y maláguides, que la cabalgan ampliamente (figs. 2.3 y 2.6). La estructura interna más importante de la Unidad de las Nieves es un gran pliegue sinclinal tumbado, el sinclinal de la Torrecilla, de dirección axial N40-60E y vergente al NW (fig. 2.6). El sinclinal de la Torrecilla fue reconocido inicialmente por Dürr (1967) y, posteriormente, Bourgois (1978) estableció su prolongación hacia el NE. En el flanco normal del pliegue, los materiales aparecen poco o nada metamorfizados, mientras que en el flanco inverso, las rocas han sufrido recristalización metamórfica. En el núcleo del sinclinal se observa un gran engrosamiento de las calizas con sílex, que estaría asociado a un intenso replegamiento sinmetamórfico y a movimientos de despegue (Martín Algarra, 1987).

En el sector SW de la Unidad (fig. 2.6, cortes I y II), el sinclinal se reconoce muy bien, especialmente el flanco inverso. En el cerro Alcojona, la serie metamórfica se verticaliza notablemente, mostrando una clara tendencia a recuperar su posición estratigráfica normal.

El pliegue es perfectamente visible en los alrededores del pico Torrecilla, gracias a la profunda erosión y a la escasez de vegetación (fig. 2.6, corte III y lámina A, foto 1).

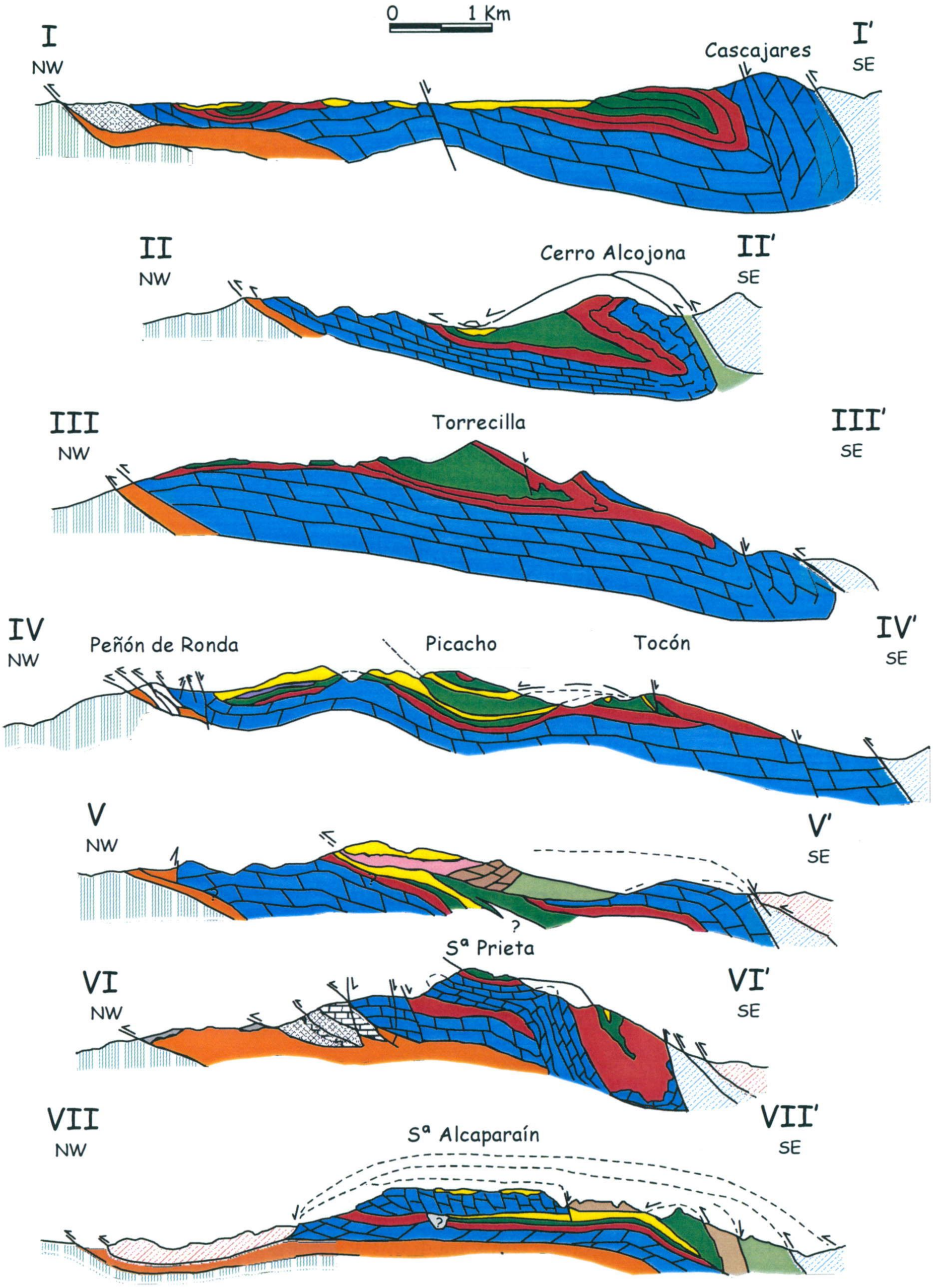


Fig. 2.6. Cortes geológicos de la zona de estudio. Ver situación en el mapa de la figura 2.3 (Modificado de Martín Algarra, 1987).

En el sector central de la Unidad de las Nieves, en los alrededores del cerro Picacho, se observa un apilamiento de tres láminas tectónicas constituidas por materiales de la Unidad de las Nieves (fig. 2.6, corte IV). La lámina más baja está formada por la dolomía principal, la formación tipo Kössen y las calizas con sílex en serie normal, sobre los que reposa la brecha de la Nava. La lámina intermedia, separada de la superior por una estrecha banda de brecha de la Nava, está constituida por mármoles calizos con nódulos de cuarzo y calcoesquistos procedentes del metamorfismo de la formación de calizas con sílex. La lámina superior está formada por calizas con sílex epimetamorfizadas, sobre las que se sitúan mármoles calizos masivos procedentes del metamorfismo de las calizas del miembro superior de la formación Kössen, en serie claramente invertida. Para Martín Algarra (1987), teniendo en cuenta el contexto geológico regional, la lámina superior debe correlacionarse con el flanco inverso del sinclinal del Torrecilla, mientras que la intermedia puede ser considerada como una complicación del núcleo de la estructura.

En la región de Yunquera, donde la Unidad de las Nieves está recubierta tectónicamente por la de Yunquera (fig. 2.6, corte V), la estructura sinclinal se reconoce gracias a la existencia de una ventana tectónica en la que aparece una serie normal (formación tipo Kössen, calizas con sílex, brecha de la Nava) sobre la cual se sitúa una serie invertida, formada por los mismos términos, pero metamorfizada. Martín Algarra (1987) define la región situada entre Yunquera y El Burgo como un "canal tectónico". En esta zona topográficamente deprimida con respecto a los relieves adyacentes, Sierra de las Nieves y Sierra Prieta, se produce un hundimiento de la pila de unidades tectónicas entre dos importantes accidentes tectónicos (el existente entre Tolox y el E del Peñón de Ronda y el que va desde Jorox hasta las proximidades del cerro Peral) y la superficie de cizalla del frente de las Zonas Internas, que además lamina considerablemente la Unidad de las Nieves.

Más hacia el NE, en Sierra Prieta, la prolongación del sinclinal de la Torrecilla vuelve a reconocerse con claridad en la cima y en la ladera SE de la sierra aparecen dos afloramientos en serie normal, conectados mediante un pliegue anticlinal en rodilla. En la ladera NW aparece un sinclinal tumbado equivalente al del Torrecilla, muy apretado (lo que atestigua el importante acortamiento que ha sufrido la unidad en este sector) y

varias escamas tectónicas, con vergencia al NW, que cabalgan a materiales del flysch del Campo de Gibraltar (fig. 2.6, corte VI).

Por último, la Sierra Alcaparaín aparece separada del resto de la Unidad por la importante fractura que pasa por Puerto Martínez y que ha provocado un apreciable desplazamiento lateral de las estructuras (fig. 2.3). En el sector meridional de la sierra se reconoce la terminación NE del sinclinal de la Torrecilla, pero en la parte central y en la posición más alta aparece un extenso afloramiento de Dolomía Principal en posición subvertical, que soporta, discordantemente, un afloramiento de Brecha de la Nava (fig. 2.6, corte VII). En la parte central, la Dolomía Principal está aislada del resto de la serie por recubrimientos de materiales pertenecientes a la Unidad de Yunquera pero, al W, reposa tectónicamente sobre los materiales más recientes de la serie mediante un importante cabalgamiento, que se puede continuar lateralmente varios kilómetros.

2.1.5.2. La estructura de la Unidad de Yunquera

La Unidad de Yunquera presenta una estructura general relativamente fácil de establecer, aunque la estructura de detalle, especialmente dentro de la Formación Capellán, es muy difícil de reconocer, debido al intenso replegamiento. Al W y NW de Yunquera, la unidad presenta una estructura monoclinal buzante al N (fig. 2.6, corte V). Dentro de la Formación Carratraca, los buzamientos se aproximan a la vertical, mientras que en la Formación Capellán los buzamientos tienden a definir una suave estructura sinclinal. Al N y NE de Yunquera, la Formación Carratraca muestra buzamientos más variables, que tienden a definir una estructura anticlinal, cuyo flanco sur está cabalgado por las peridotitas de la Unidad de los Reales. En la Sierra de Alcaparaín, la estructura de la Unidad de Yunquera parece corresponder a un núcleo sinclinal vergente al NW y WNW, delimitado por dos cizallas: la correspondiente al emplazamiento de la Unidad de los Reales y la correspondiente al emplazamiento de la Unidad de Yunquera sobre la de Nieves.

2.2. FRACTURACIÓN

La fracturación es uno de los factores que determinan las características geomorfológicas e hidrogeológicas de un macizo carbonatado. Son numerosos los

trabajos que han puesto de manifiesto la importancia que ejerce la fracturación en el desarrollo del karst (Grillot, 1979; Razack, 1984; López Chicano, 1992; Andreo *et al.*, 1997, entre otros).

Las fracturas condicionan fuertemente la permeabilidad de los macizos kársticos, constituyendo el principal control estructural de los procesos de karstificación. Las direcciones predominantes de fracturación constituyen vías preferenciales de infiltración y de circulación del agua y, por lo tanto, condicionan la distribución y la formación de las diferentes estructuras de disolución, aunque su influencia depende de la escala que se considere. Las fracturas decimétricas o centimétricas (las que normalmente se miden en el campo), son las que juegan un papel más directo en la infiltración del agua meteórica. Las de tamaño decamétrico a kilométrico (observables sobre foto aérea) condicionan la alineación de algunas formas de absorción, como las dolinas, o constituyen los bordes de otras de mayor rango, como los poljes. Las fracturas plurikilométricas (visibles sobre fotos de satélite), aportan información sobre sistemas regionales de flujo subterráneo (Benavente y Sanz de Galdeano, 1999).

El análisis de la fracturación suele realizarse a dos niveles, a partir de fotografías aéreas y a partir de medidas efectuadas sobre el terreno (Grillot, 1979; Razack, 1984; López Chicano, 1992). En este trabajo se ha realizado, únicamente, el estudio de la fracturación sobre el terreno. La elección de las estaciones de medida ha estado condicionada, en gran parte, por la orografía de la zona de estudio y la inaccesibilidad a determinados sectores de la misma. Por este motivo, la mayoría de estaciones corresponden a taludes de carreteras y a canteras próximas a las principales vías de comunicación.

El único antecedente acerca de la fracturación en la zona de estudio es el mapa de lineamientos de las Sierras Nieves-Prieta-Alcaparaín elaborado por Durán (1996) a partir de imágenes de satélite a escalas 1:200.000 y 1:500.000. Este autor obtiene una distribución espacial de los lineamientos muy marcada, con un máximo absoluto en el intervalo N60-75ºE y máximos secundarios en los intervalos N15-45ºE, E-W y N120ºE.

2.2.1. Fallas megascópicas

El área de estudio está delimitada por dos importantes cabalgamientos de escala plurikilométrica (fig. 2.7): en el borde NW, el cabalgamiento de la Unidad Yunquera-Nieves sobre los materiales del Penibético, a través de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar y, en el borde SE, el cabalgamiento de los materiales alpujárrides y maláguides sobre la alineación montañosa de la Sierra de las Nieves.

Además de los accidentes anteriores, existen importantes fracturas de dirección aproximada N130E, que individualizan cinco sectores dentro del área de estudio y que son posteriores a la tectónica de mantos. Estas fallas son de tipo normal, con saltos de varios centenares de metros en algunos casos, aunque han podido actuar en algún momento con componente de desgarre. De W a E, las grandes fracturas son las siguientes (fig. 2.7):

- El accidente de las Turquillas, una falla normal que hunde el bloque occidental, individualizando la porción occidental del área de estudio.
- Los accidentes existentes entre el Peñón de Ronda y Río Horcajos-Tolox, que constituyen un sistema de fallas que hunde progresivamente los bloques situados hacia el Este, donde se encuentra el canal tectónico de Yunquera. Así, el sector comprendido entre estas fallas y la de las Turquillas (Torrecilla-Picacho) es un horst.
- El accidente que va desde Jorox hasta las proximidades del cerro Peral, que delimita por el SW el horst de las Sierras Prieta y Bonela y constituye el límite oriental del corredor tectónico de Yunquera.
- El accidente que pasa por Puerto Martínez, que individualiza la Sierra Alcaparaín del resto del área de estudio.

2.2.2. Fallas mesoscópicas

El estudio realizado se basa en el análisis de las medidas microtectónicas efectuadas sobre un total de 32 estaciones repartidas por las Sierras de las Nieves, Pinar de Yunquera, Prieta y Alcaparaín (fig. 2.7). La toma de datos sobre el terreno, así como el tratamiento posterior de los mismos se ha realizado en estrecha colaboración con

investigadores de la Universidad de Montpellier y han sido objeto de una publicación preliminar (Pistre *et al.*, 1998).

2.2.2.1. Tratamiento de los datos

Las direcciones de las fracturas (en sentido lato) medidas en el campo se han representado en diagramas de rosas. En primer lugar, se ha representado el conjunto de todas las medidas y después, por separado, los planos de falla y las superficies a favor de las cuales se ha desarrollado una karstificación visible. Con esta metodología se pretende definir las principales direcciones de fracturación y karstificación del macizo.

Posteriormente, se ha realizado un análisis tensorial, mediante la aplicación de dos programas informáticos, FAILLE (Etchécopar *et al.*, 1981) y FSA (Célérier, 1999), con objeto de determinar la posición de cada uno de los paleoesfuerzos en el elipsoide y definir los regímenes tectónicos que han actuado sobre el macizo (extensivos, compresivos ó de desgarre) y el papel de los mismos en la evolución de la karstificación.

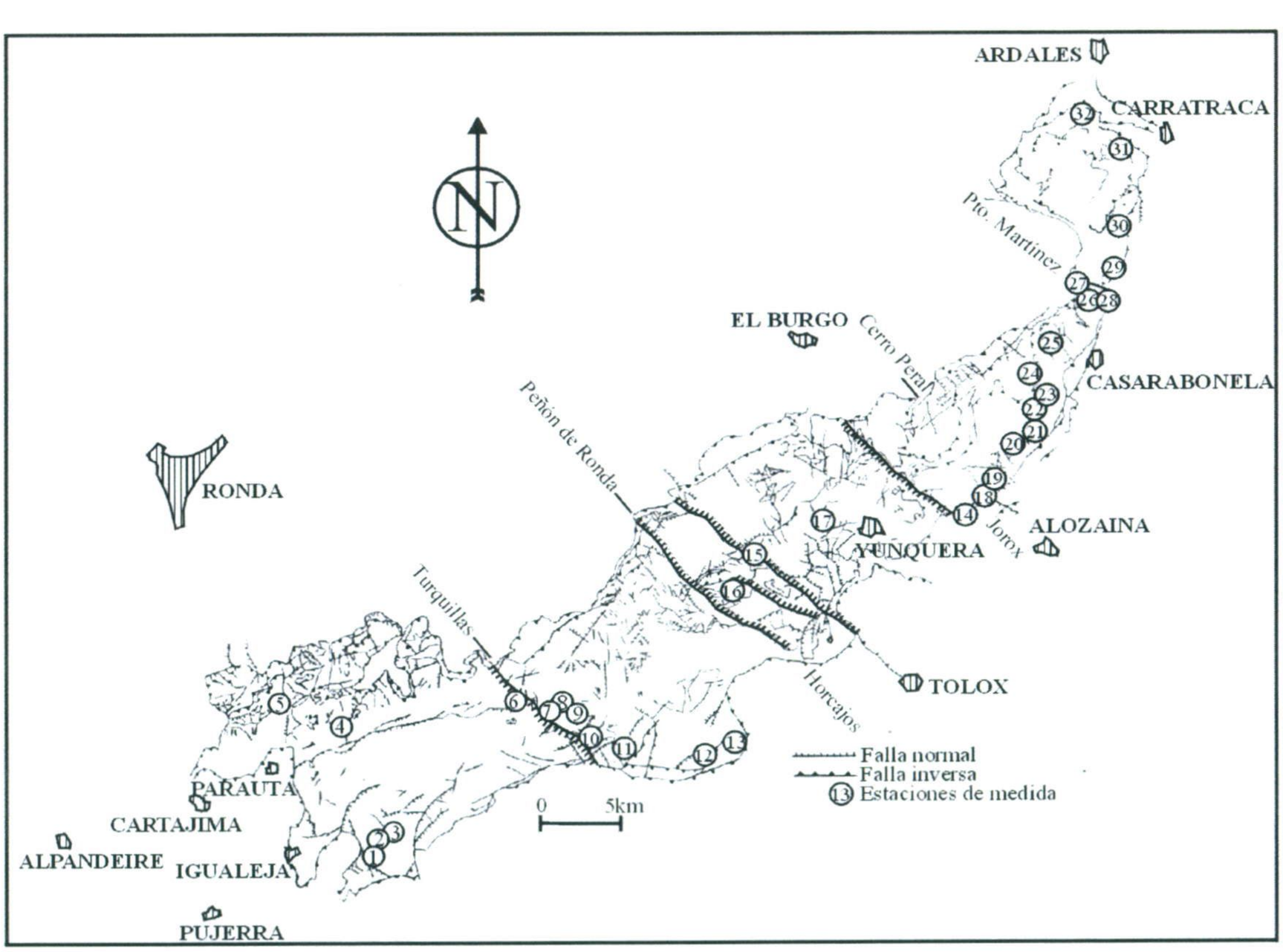


Fig. 2.7. Mapa de fracturación del área de estudio.

2.2.2.1.1. Análisis conjunto de todas las medidas

El macizo presenta varios tipos de discontinuidades (fallas, diaclasas, superficies karstificadas, estrías) de direcciones diferentes. En total se han considerado 216 medidas, que se representan en el diagrama de rosas de la figura 2.8. Se distinguen claramente dos juegos de discontinuidades con direcciones: de N-S a N15E y de N135E a N165E. Estas direcciones corresponden a dos de los tres juegos de fracturas modernas (formadas a partir del Mioceno medio-superior) que reconocen Benavente y Sanz de Galdeano (1999) en la Cordillera Bética. De manera menos marcada, aparecen otras direcciones preferentes de fracturación, con una orientación aproximada E-W.

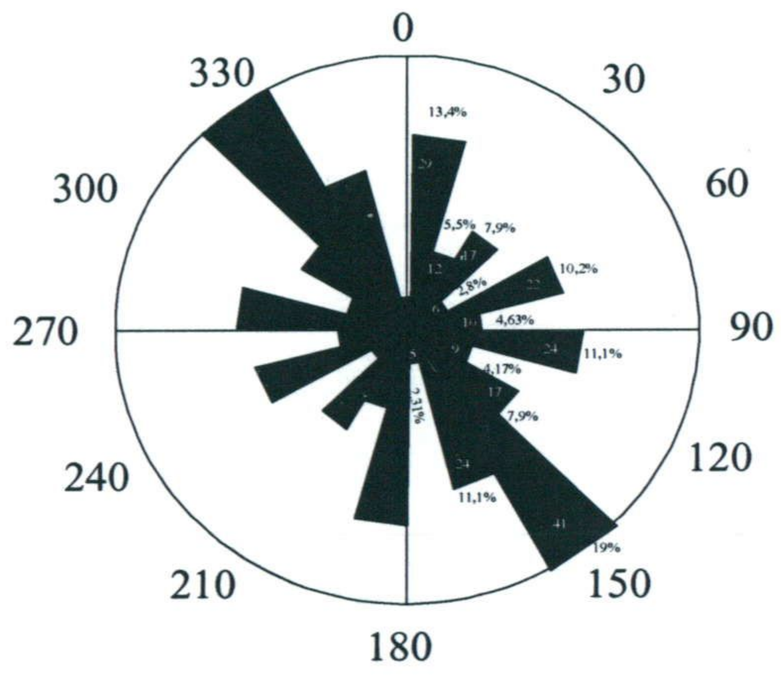


Fig. 2.8. Diagrama de rosas del conjunto de discontinuidades.

2.2.2.1.2. Superficies de karstificación y planos de falla

Se han representado en diagramas de rosas las direcciones de 33 superficies de karstificación y de 137 planos de falla (figs. 2.9A y B, respectivamente). Existe una clara coincidencia entre las direcciones de las superficies de karstificación y la de los planos de falla, apareciendo las mismas direcciones preferentes que en el caso del análisis conjunto de todas las medidas: de N-S a N15E y de N135E a N165E. En el caso de las fallas, además de estas dos direcciones aparece un pequeño número de planos de dirección E-W a N105E.

La representación de las 83 fallas en las que se observa un claro sentido del movimiento sobre un diagrama dirección-pitch (fig. 2.10) permite separar las fallas con componente normal de las fallas con componente inversa y calificar el carácter del desplazamiento de las fallas. La mayor parte de las fallas son normales ó de desgarre

con componente inversa. Se han individualizado 57 fallas con componente normal y 26 fallas con componente inversa.

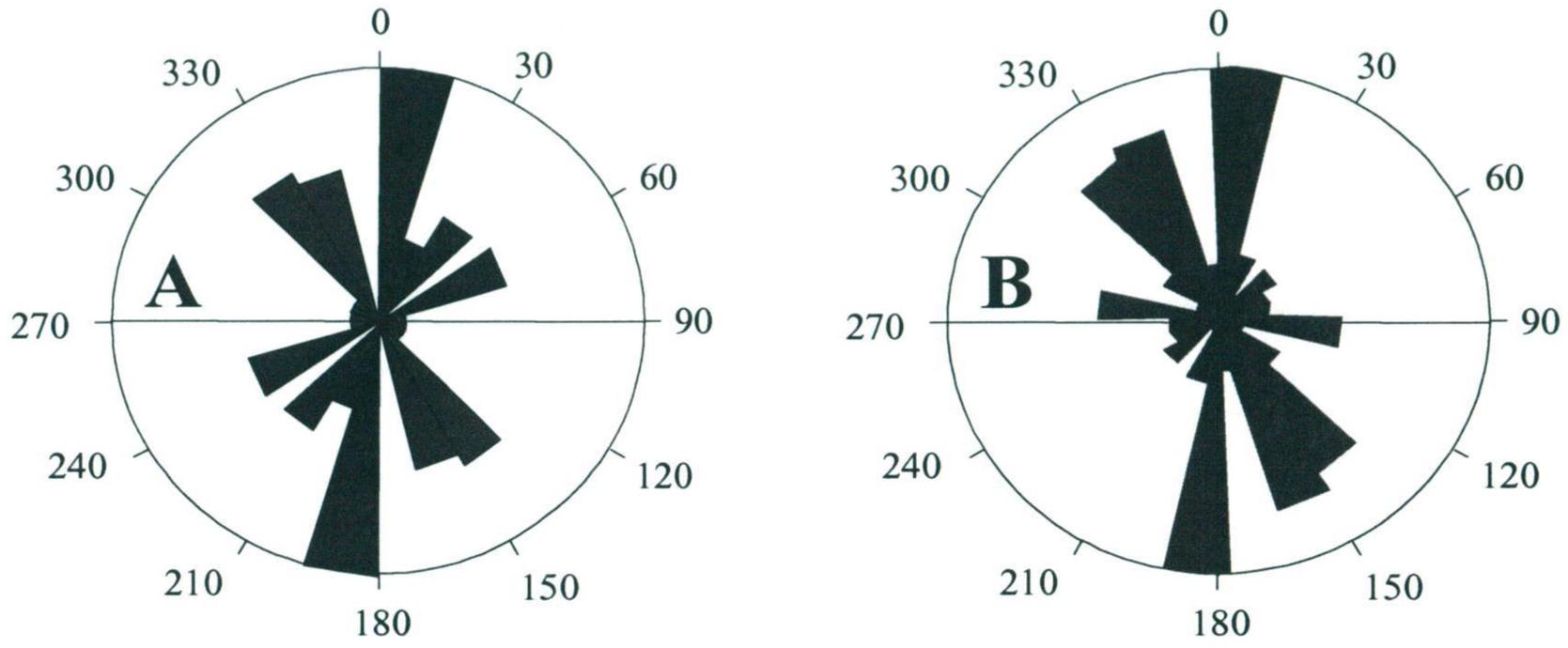


Fig. 2.9. Diagramas de rosas de: (A) planos karstificados y (B) planos de falla.

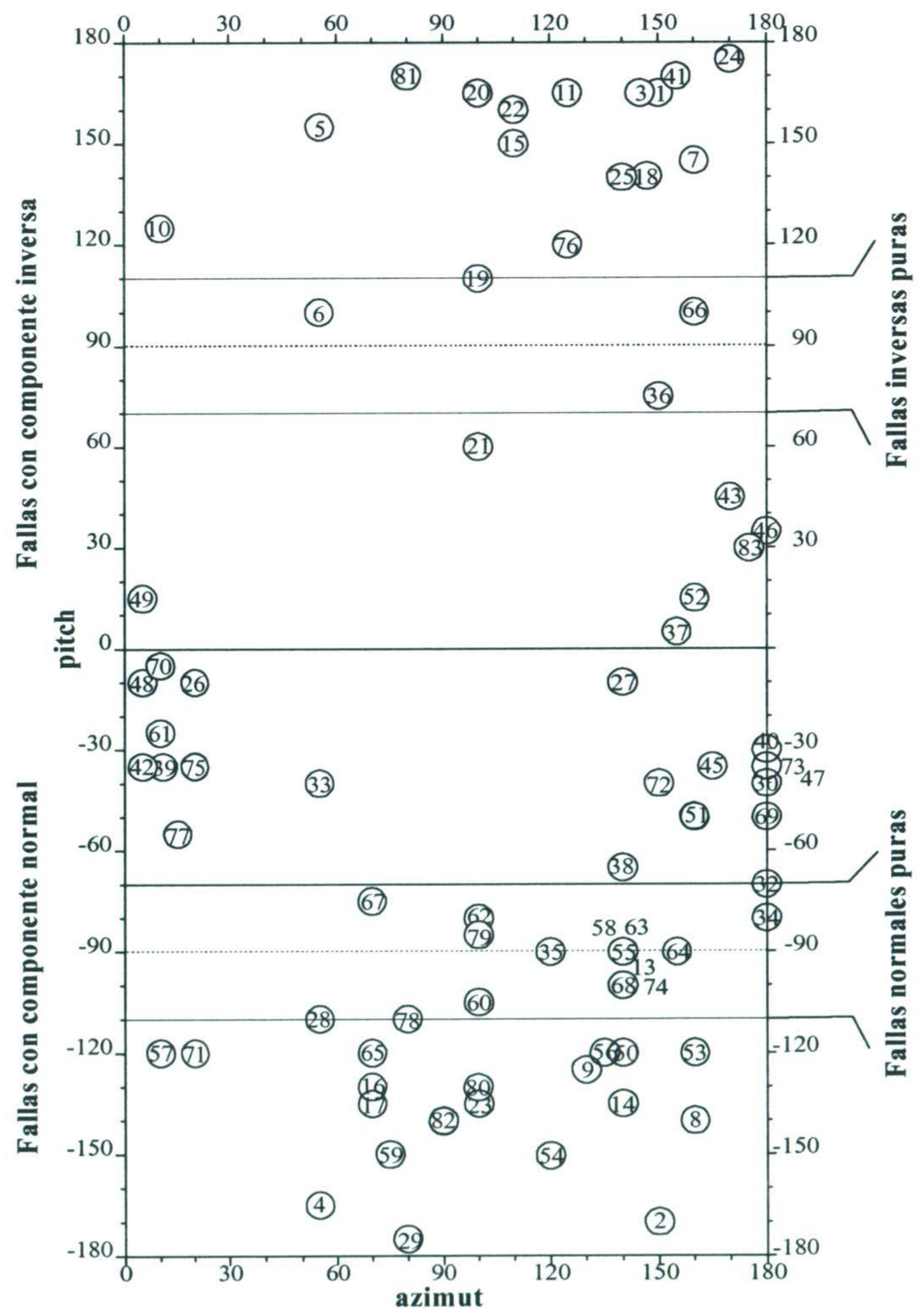


Fig. 2.10. Diagrama dirección-pitch de las fallas medidas en las que se observa un claro sentido del movimiento.

2.2.2.1.3. Análisis tensorial

El análisis tensorial se ha realizado considerando primero el conjunto de todas las estaciones y después cada una de las estaciones por separado. Se han utilizado los programas informáticos FAILLE (Falla) y FSA (Fault Slip Analysis). Mediante el programa FAILLE, se eligen al azar un cierto número de tensores de esfuerzos y se determinan las diferencias angulares entre estrías observadas y estrías teóricas. Después, por regresión (mínimos cuadrados) se individualiza un tensor que explique el mayor número de estrías. El programa FSA incluye distintos tipos de análisis, cuyos resultados pueden representarse gráficamente. Uno de ellos es de tipo FAILLE, otro establece las direcciones y buzamientos de los esfuerzos principales sobre cada falla, pudiendo elegirse el tensor que explique el mayor número de estrías.

A) Análisis tensorial sobre el conjunto de estaciones

En primer lugar se han considerado todas las fracturas, sin diferenciar si son normales o con componente inversa. Al aplicar el programa FSA se determina que σ_3 es próximo a la horizontal, lo que puede indicar dos regímenes tectónicos distintos: extensivo, si σ_1 es vertical, o de desgarre, si σ_2 es vertical. Al aplicar el programa FAILLE, se determina un tensor (TOUT 30) que explica el 30% de todas las estrías consideradas. En la figura 2.11 se representan las estaciones que contienen las fallas bien explicadas por este tensor.

Si se consideran sólo las fallas normales, los resultados obtenidos con el programa FSA son similares al de las fallas en su conjunto. Con el programa FAILLE se obtiene un nuevo tensor (TNORM 60), que explica el 60% de las estrías y que traduce un régimen extensivo NE-SW. Este tensor explica bien las fallas normales de dirección N-S a N15E y N135E a N150E. En la figura 2.12 se representan las estaciones que contienen las fallas bien explicadas por este tensor.

Si se tienen en cuenta sólo las fallas con componente inversa, mediante el programa FSA se determina que σ_1 es próximo a la horizontal, con dirección N-S a E-W, σ_2 es próximo a la vertical y σ_3 está a 90º de σ_1, próximo a la horizontal. El nuevo tensor obtenido con el programa FAILLE explica el 30% de las estrías, en régimen de desgarre. El reducido número de fallas con componente inversa no permite definir una

dirección preferente en relación con el tensor. En la figura 2.13 se representan las estaciones que contienen las fallas bien explicadas por este nuevo tensor.

B) Análisis tensorial estación por estación

En el análisis mediante el programa FAILLE sólo ha sido posible utilizar 5 de las 32 estaciones de campo, que son las que cuentan con un número de fallas suficiente (cuatro) para la aplicación del programa. En la figura 2.14 se representan las direcciones de los esfuerzos principales en cada una de las estaciones consideradas y el régimen tectónico predominante: extensivo en las estaciones nº 2, 11 y 16, compresivo en la estación nº 4 y de desgarre en la estación nº 14.

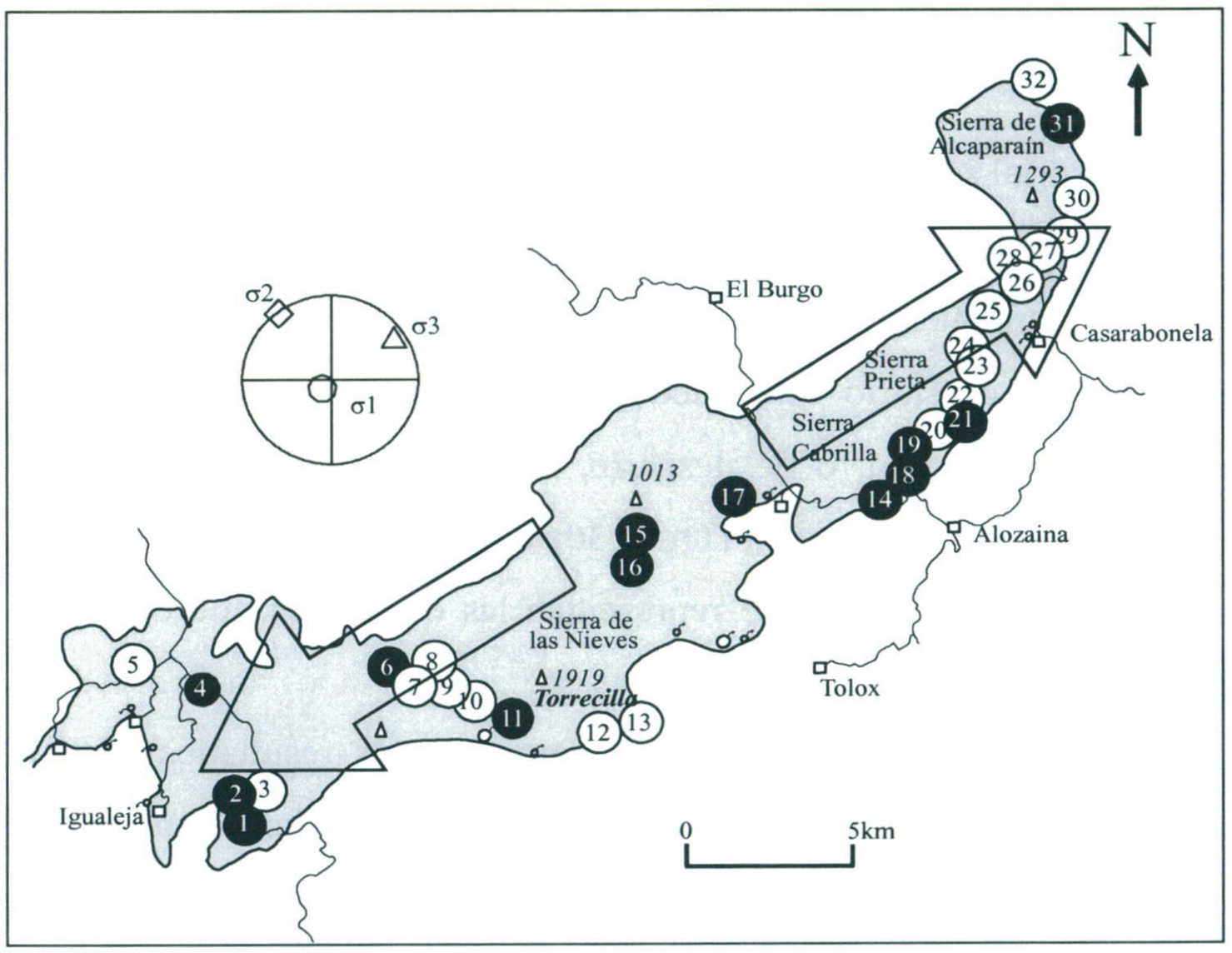


Fig. 2.11. Estaciones (círculos negros) que contienen fallas bien explicadas por el sensor TOUT 30.

En el análisis mediante el programa FSA es posible utilizar un mayor número de estaciones, ya que no existe la limitación anterior. En la figura 2.15 se representan las direcciones de los esfuerzos principales obtenidos en cada estación y el régimen tectónico predominante: extensivo en las estaciones nº 2, 11, 15, 16, 17, 21 y 23 y de desgarre en las estaciones 1, 4, 14, 18, 26 y 28. En las estaciones 17, 21 y 23 aparecen dos posibles direcciones de σ_3, por lo que se considera que existe un régimen de

extensión "radial", en el sentido de que no se produce ningún cambio si se invierten σ_2 y σ_3.

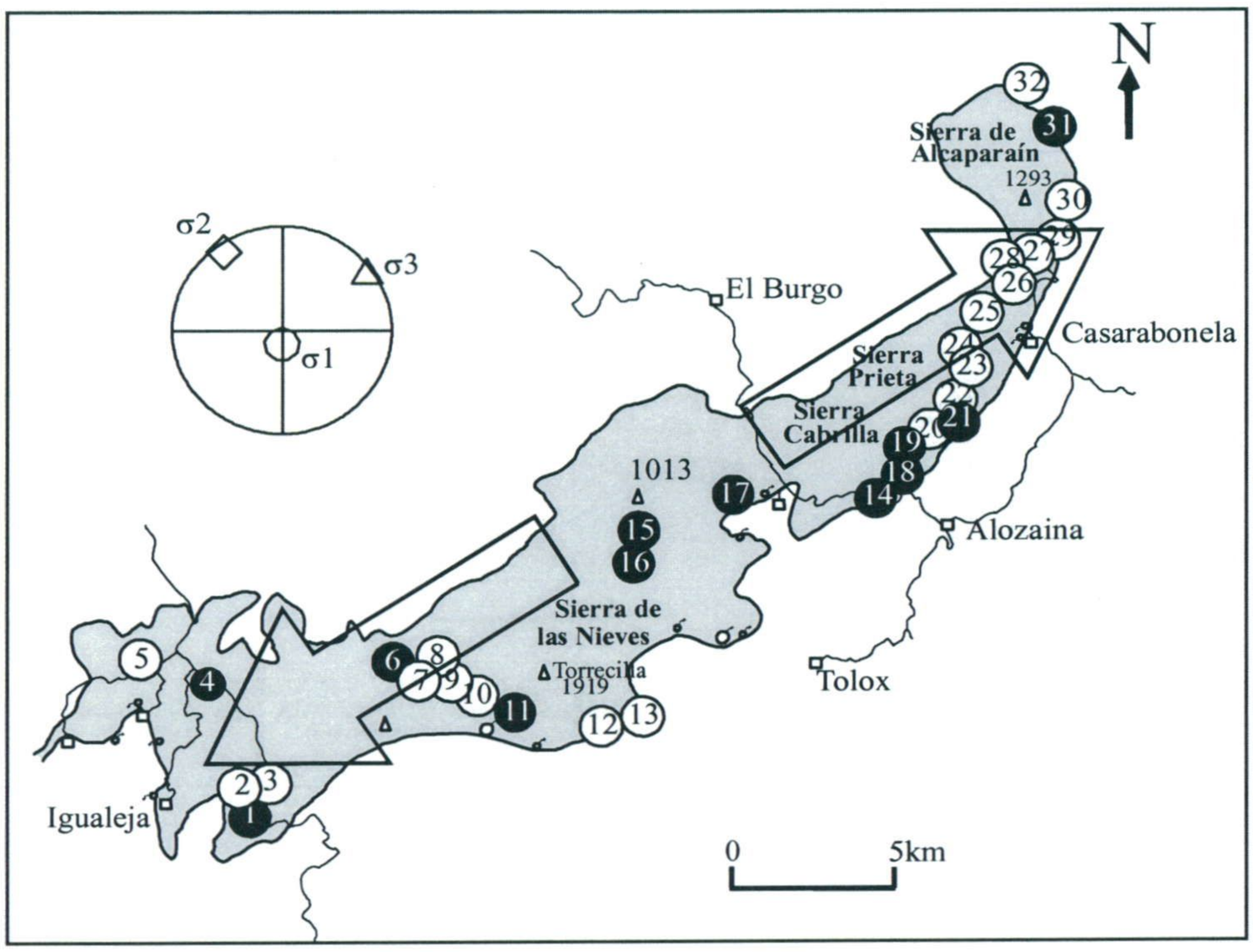


Fig. 2.12. Estaciones (círculos negros) que contienen fallas bien explicadas por el sensor TNORM 60.

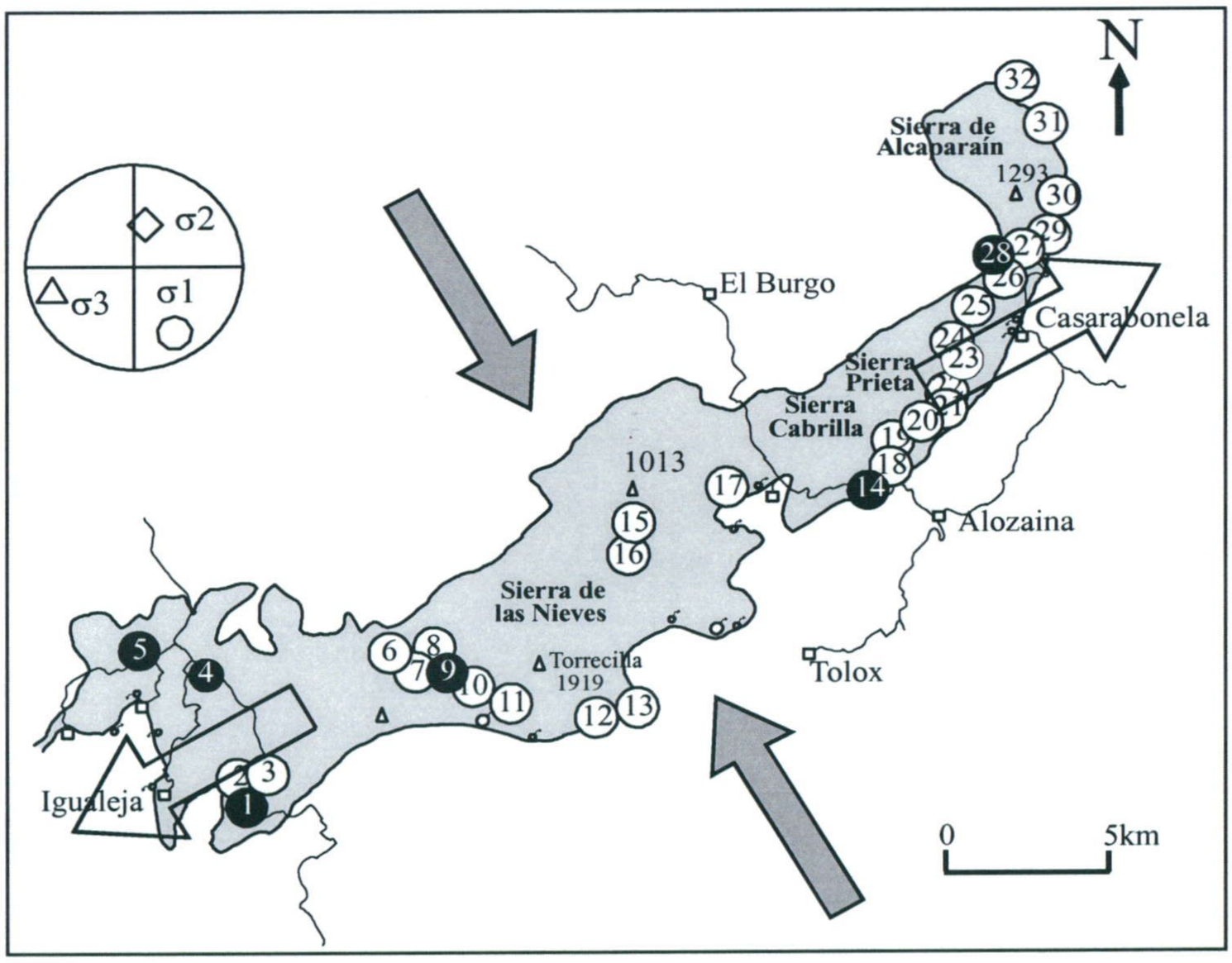


Fig. 2.13. Estaciones (círculos negros) que contienen fallas bien explicadas por el sensor TINV 30.

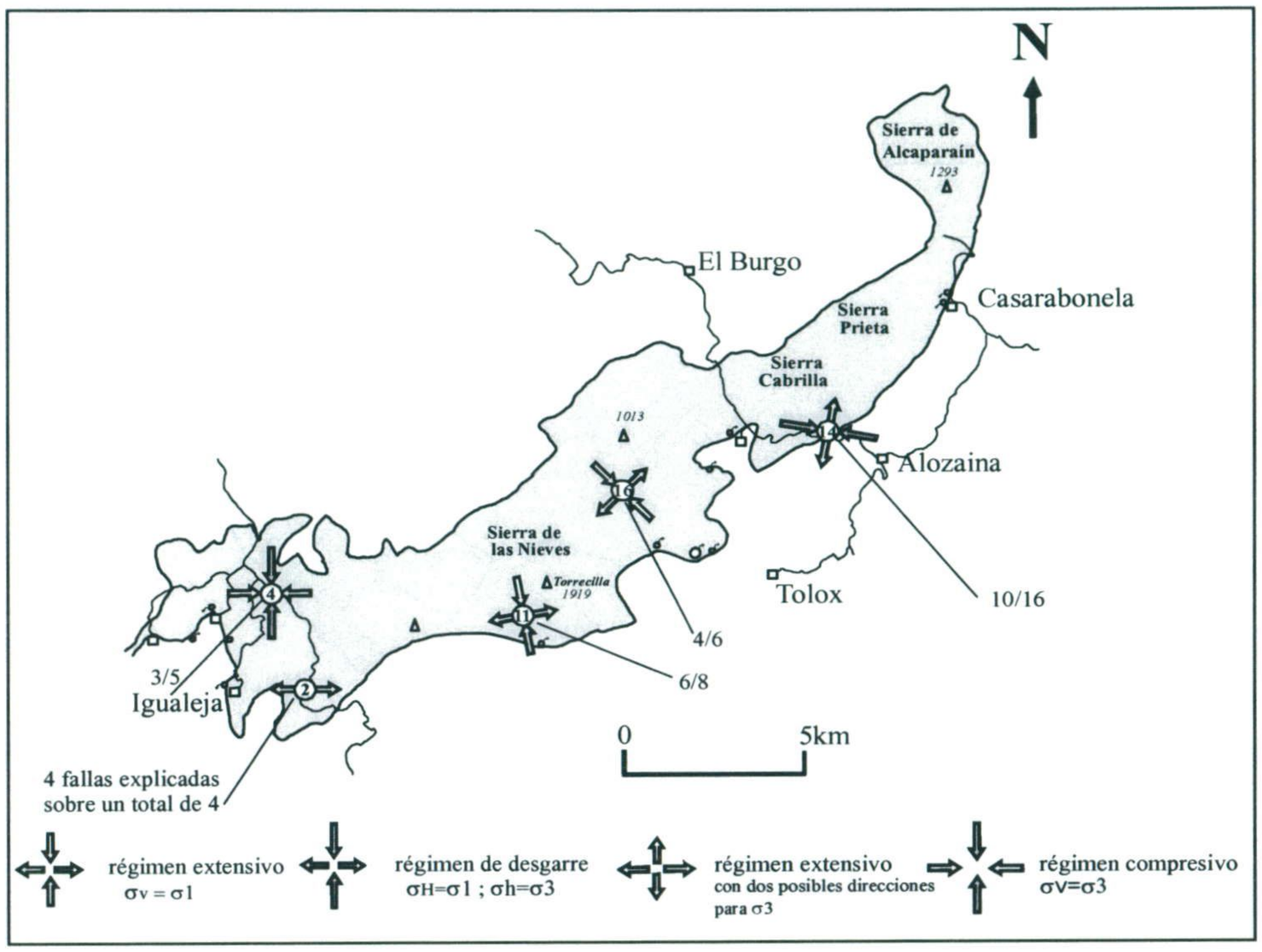


Fig. 2.14. Direcciones de los esfuerzos principales, determinadas a partir del programa FAILLE.

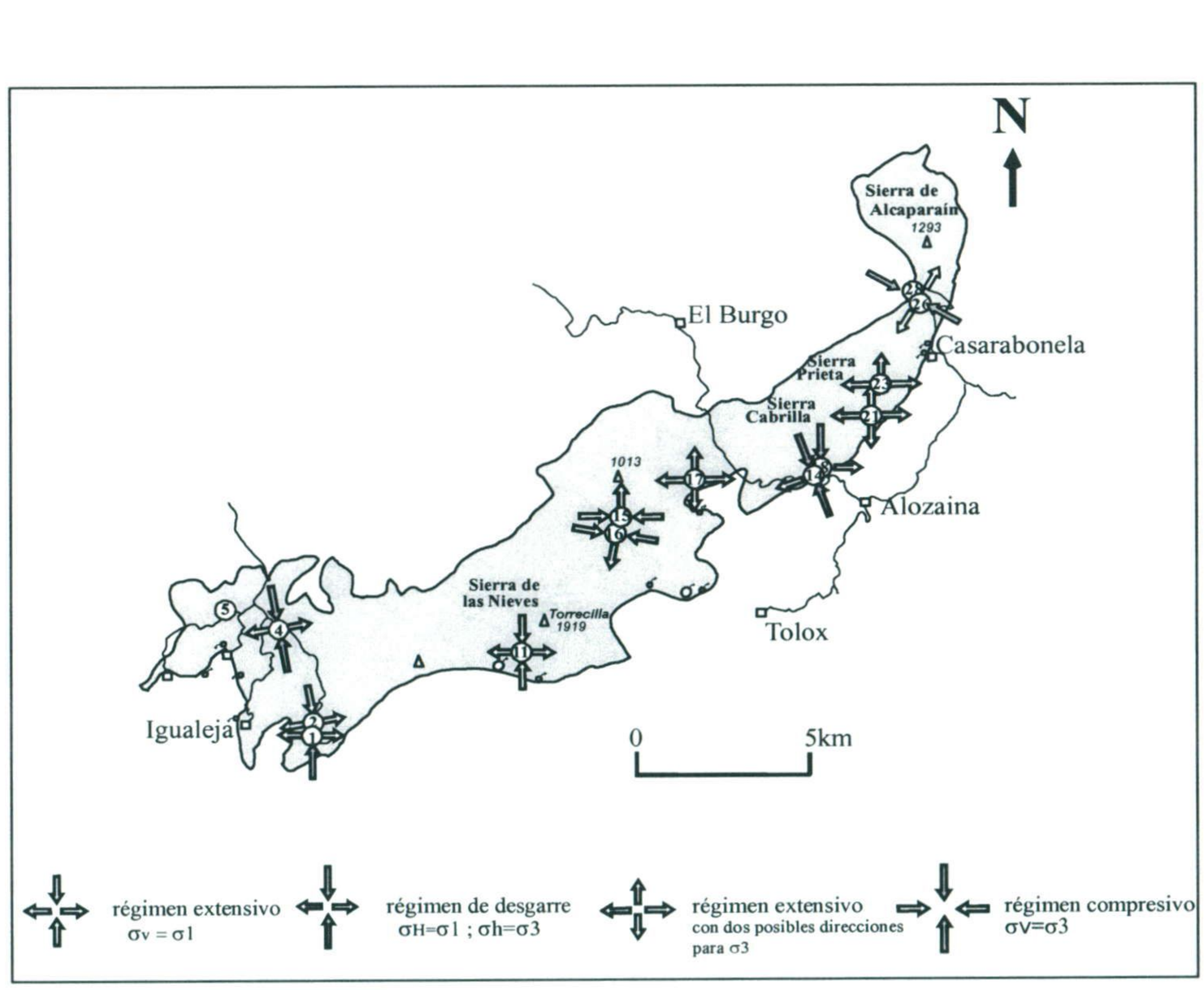


Fig. 2.15. Direcciones de los esfuerzos principales, determinadas a partir del programa FSA.

2.2.2.1.4. Resultados del análisis microestructural

El análisis microestructural de los datos obtenidos en el campo permite poner de manifiesto tres fases tectónicas, coherentes con las observaciones realizadas en áreas próximas (López Chicano, 1992; Pistre *et al.*, 1996; Andreo, 1997), aunque la cronología de las mismas es difícil de establecer de manera formal:

1. Fase de desgarre, con una compresión orientada aproximadamente E-W: sólo se observa en dos estaciones (14 y 24). La edad que se le atribuye es Mioceno inferior, compatible con el movimiento de las Zonas Internas hacia el W que se producía en esta época.
2. Fase en régimen de desgarre: σ_1 y σ_3 horizontales y σ_2 vertical, con una dirección para la compresión (σ_1) que varía de NNW-SSE a N-S. Esta fase, probablemente de edad Mioceno superior, se reconoce en seis estaciones (1, 4, 14, 18, 26 y 28) y es visible esencialmente sobre planos E-W a NW-SE. Estaría en consonancia con los trabajos realizados en Sierra Gorda (Pistre *et al.*, 1996) y en Sierra de Mijas (Andreo, 1997).
2. Fase extensiva: σ_2 y σ_3 horizontales y σ_1 vertical. Se pone de manifiesto en cuatro estaciones (2, 11, 15 y 16), y es esencialmente visible sobre los planos N-S y N135E a N150E. La dirección de extensión varía entre N80E y N100E y, en algunas estaciones, de N45E a N80E. Esta fase, atribuida al Plioceno y al Cuaternario antiguo, está en consonancia con la detectada en la Sierra de Mijas por Andreo (1997).

La fase extensiva normal parece ser la más marcada en el macizo y es la que ha jugado un papel esencial en la adquisición de las propiedades hidrodinámicas del acuífero, así como en la karstogénesis. Esta fase extensiva provocó la apertura de las fracturas con direcciones N-S y NNW-SSE, como las importantes fracturas N130E que atraviesan el área de estudio, favoreciendo así el desarrollo de la karstificación según estas direcciones. No obstante, como se discutirá más adelante en esta memoria, el flujo del agua subterránea no sólo está condicionado por la fracturación, sino que la estratificación y la estructura geológica ejercen una gran influencia.

2.3. GEOMORFOLOGÍA

2.3.1. Introducción y antecedentes

De las sierras que conforman el área de estudio, la de las Nieves ha sido la más estudiada desde el punto de vista geomorfológico. Destacan los trabajos desarrollados en los años 70 y 80, como los de Rodríguez Martínez (1977), Lhénaff (1977, 1986), que estudió además la geomorfología de las sierras Prieta y Alcaparaín, Delannoy y Guendon (1986), que realizaron un mapa geomorfológico de la Sierra de las Nieves a escala 1:40.000 (fig. 2.16) y Delannoy (1987, 1989, 1999) que se centró de manera particular en el estudio de los travertinos y de las diversas redes subterráneas.

2.3.2. Principales características geomorfológicas

2.3.2.1. La Sierra de las Nieves

El macizo de la Sierra de las Nieves constituye uno de los mejores ejemplos españoles de karst mediterráneo en transición con la alta montaña. Presenta el aspecto de una potente mole alargada de dirección NE-SW, débilmente disimétrica: su vertiente norte es corta y abrupta mientras que la vertiente sur es larga y convexa; a la lenta subida desde el este (desde Yunquera) hasta el pico Torrecilla, se opone el brusco escarpe sobre los Llanos de la Nava (Lhénaff, 1977).

Su sector más elevado, al NW del vértice Torrecilla, presenta un paisaje de meseta, con altitudes comprendidas entre 1700 y 1800 m, colinas redondeadas que alternan con amplios valles en U, depresiones kársticas y valles en V que, en los bordes de la meseta, pasan a profundos y empinados barrancos. En este macizo pueden encontrarse magníficos ejemplos de formas kársticas, tanto exokársticas como endokársticas. Además, presenta formas ligadas a la escorrentía superficial, formas periglaciares y formas poligenéticas (Delannoy, 1987).

2.3. GEOMORFOLOGÍA

2.3.1. Introducción y antecedentes

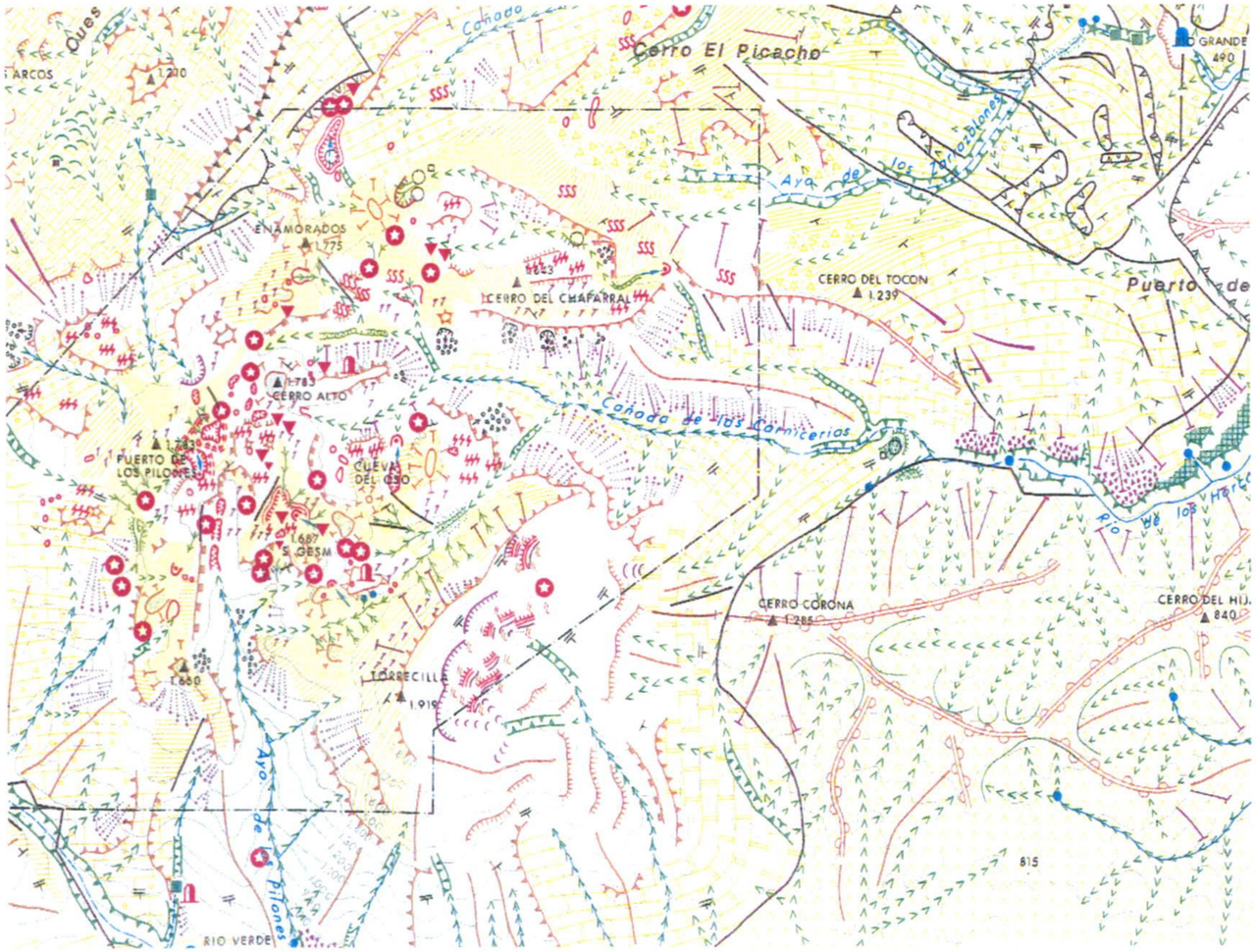
De las sierras que conforman el área de estudio, la de las Nieves ha sido la más estudiada desde el punto de vista geomorfológico. Destacan los trabajos desarrollados en los años 70 y 80, como los de Rodríguez Martínez (1977), Lhénaff (1977, 1986), que estudió además la geomorfología de las sierras Prieta y Alcaparaín, Delannoy y Guendon (1986), que realizaron un mapa geomorfológico de la Sierra de las Nieves a escala 1:40.000 (fig. 2.16) y Delannoy (1987, 1989, 1999) que se centró de manera particular en el estudio de los travertinos y de las diversas redes subterráneas.

2.3.2. Principales características geomorfológicas

2.3.2.1. La Sierra de las Nieves

El macizo de la Sierra de las Nieves constituye uno de los mejores ejemplos españoles de karst mediterráneo en transición con la alta montaña. Presenta el aspecto de una potente mole alargada de dirección NE-SW, débilmente disimétrica: su vertiente norte es corta y abrupta mientras que la vertiente sur es larga y convexa; a la lenta subida desde el este (desde Yunquera) hasta el pico Torrecilla, se opone el brusco escarpe sobre los Llanos de la Nava (Lhénaff, 1977).

Su sector más elevado, al NW del vértice Torrecilla, presenta un paisaje de meseta, con altitudes comprendidas entre 1700 y 1800 m, colinas redondeadas que alternan con amplios valles en U, depresiones kársticas y valles en V que, en los bordes de la meseta, pasan a profundos y empinados barrancos. En este macizo pueden encontrarse magníficos ejemplos de formas kársticas, tanto exokársticas como endokársticas. Además, presenta formas ligadas a la escorrentía superficial, formas periglaciares y formas poligenéticas (Delannoy, 1987).



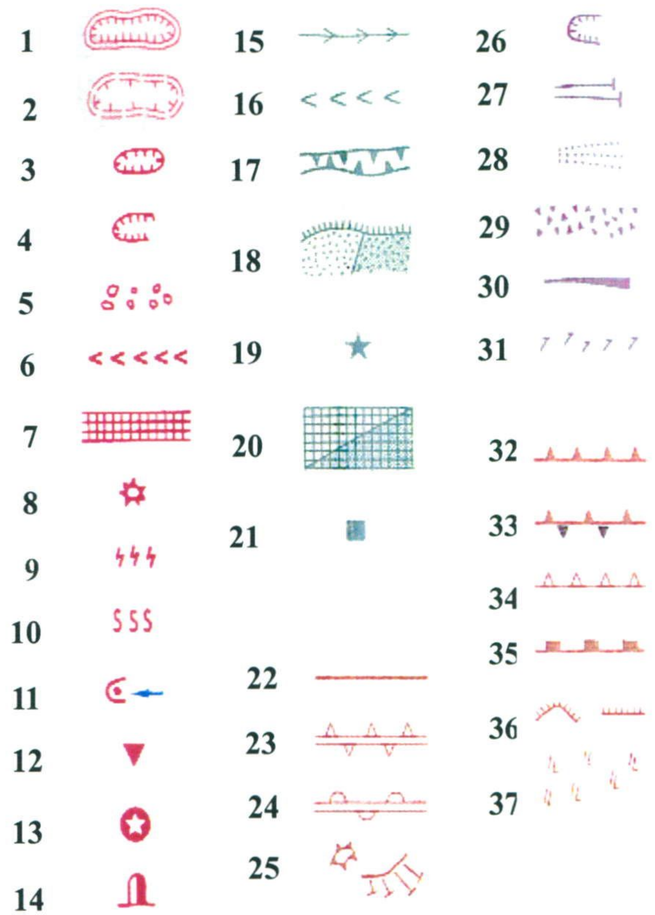


Fig. 2.16. Mapa geomorfológico de la parte alta de la Sierra de las Nieves (Delannoy y Guendon, 1987). Leyenda: Formas y formaciones kársticas (1-14): 1-polje, 2-paleopolje, 3-dolina, 4-dolina abierta, 5-campo de dolinas, 6-valle seco, 7-aplanamiento kárstico, 8-hum, 9-lapiaz, 10-lapiaz exhumado, 11-pérdida, 12-sima, 13-paleocavidad, 14-cueva. Formas y formaciones fluviales (15-21): 15-barranco, 16-valle en V, 17-garganta, 18-terraza/terraza encostrada, 19-travertinos de manantial, 20-plataforma de travertinos/vieja plataforma, 21-cascada de tobas incidida. Formas poligénicas (22-25): 22-crestón de recorte de vertientes, 23-crestón (calizas), 24-crestón (peridotitas), 25-relieve residual. Formas y formaciones periglaciales (26-31): 26-nicho nival, 27-vertiente regulada, 28-canchal, 29-brecha de pendiente, 30-glacis, 31-lapiaz gelifractado. Formas estructurales (32-37): 32-escarpe monoclinal, 33- barra rocosa, 34-escarpe de cabalgamiento, 35-escarpe de falla, 36-cabrio, 37-superficie subestructural, paleorelieve poligénico.

(dolomías) como para la conservación de los lapiaces (las alternancias calizo-margosas son muy sensibles a la gelifracción). Cuando aparecen, principalmente sobre calizas masivas del borde meridional de los Hoyos del Pilar y alrededor de Cerro Alto (lámina A, foto 3), son de dos tipos: redondeados o de aristas (Delannoy, 1987). Los primeros se originan bajo cubierta edáfica, mientras que los de aristas se originan sobre la roca desnuda.

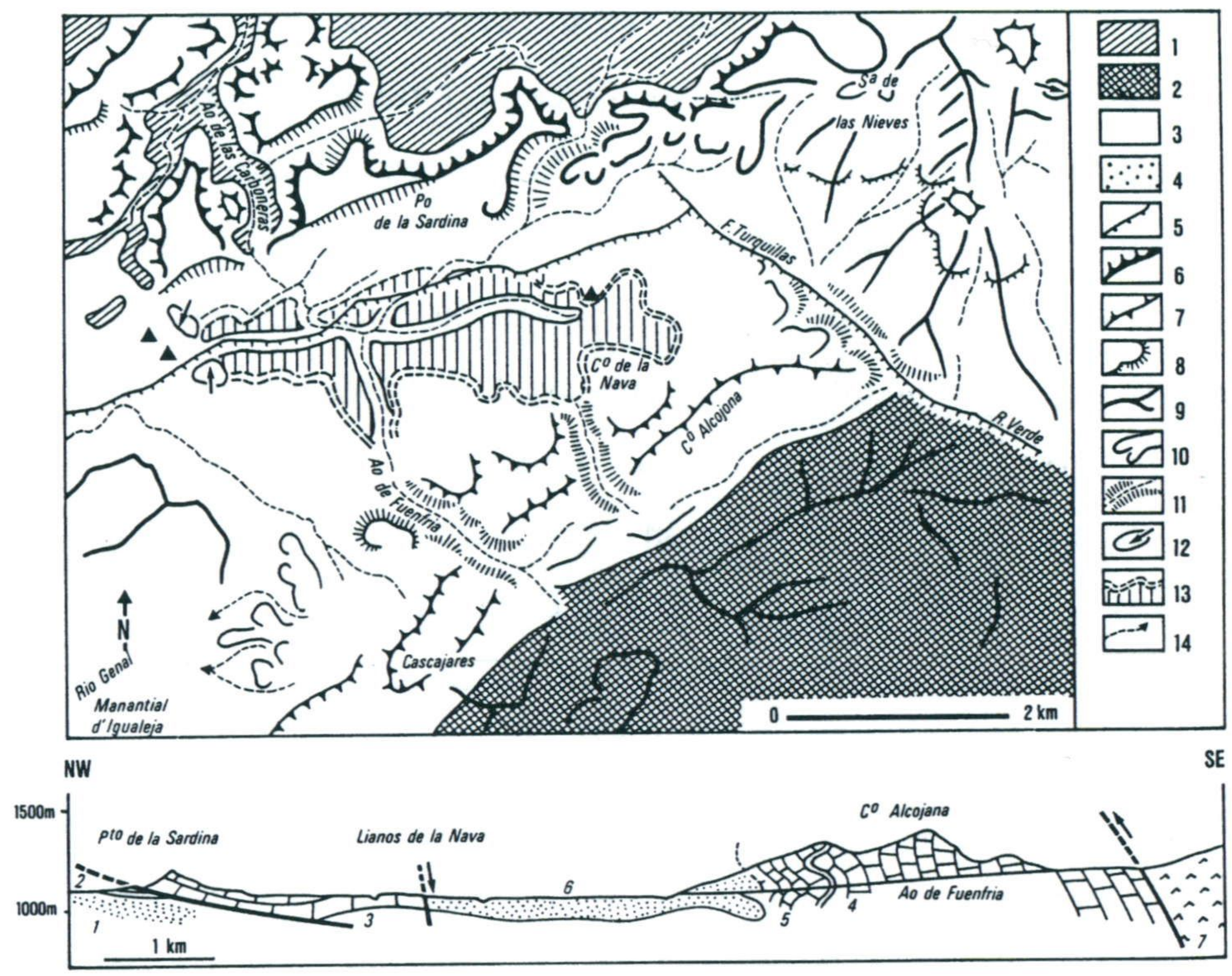


Fig. 2.17. El semipolje de los Llanos de la Nava (Lhénaff, 1977). 1: Zonas externas; 2: Alpujárride; 3: Dorsal Bética; 4: brecha de la Nava; 5: falla; 6: escarpe de cabalgamiento; 7: escarpe monoclinal y barra rocosa; 8: escarpe de erosión; 9: crestón de recorte de vertiente; 10: cumbre abombada; 11: garganta; 12: dolina; 13: antiguo fondo de polje; 14: ponor.

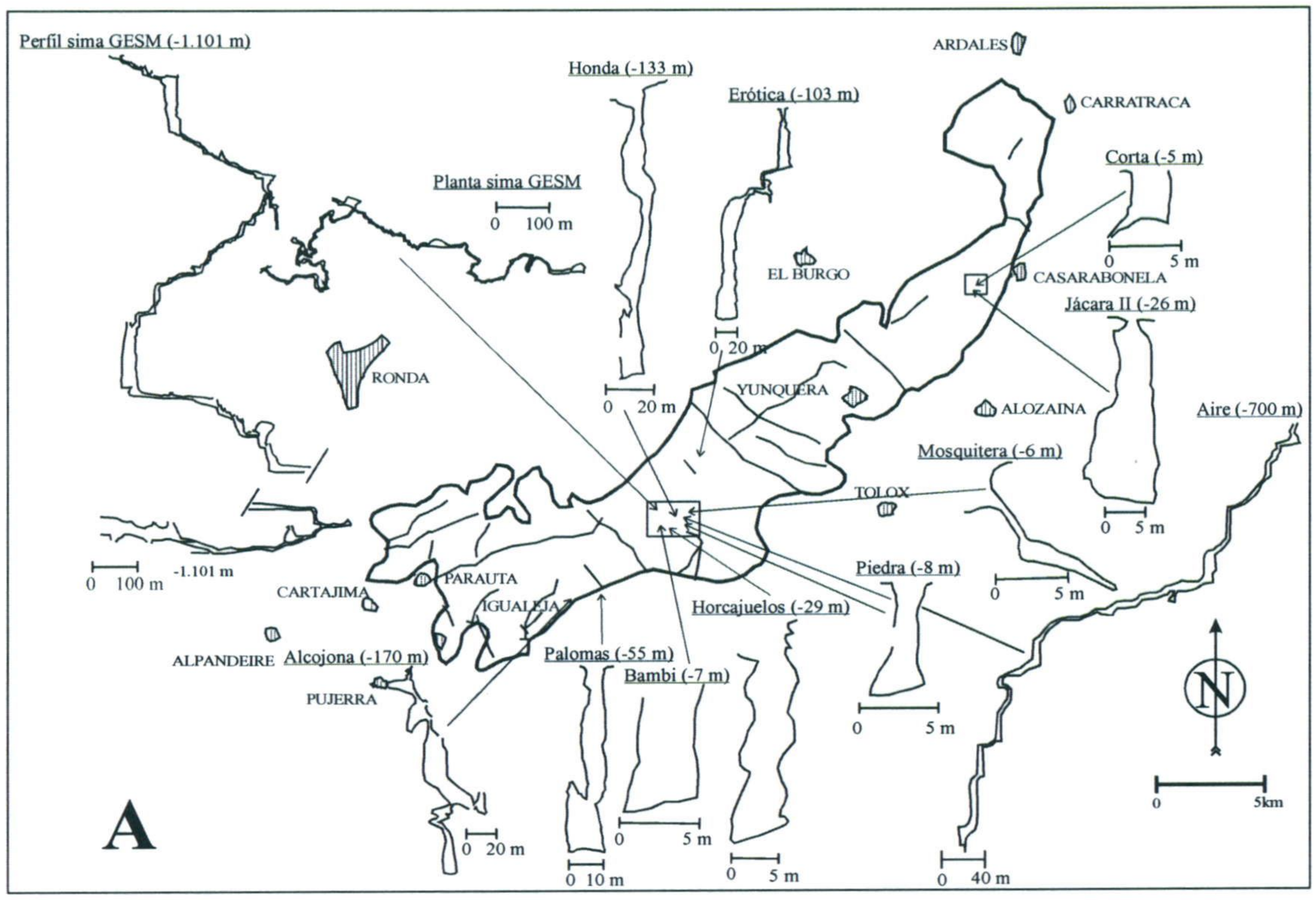
En lo que respecta a las formas endokársticas, las más características de la sierra de las Nieves son los ponors y las cavidades. Los ponors aparecen en relación con las depresiones kársticas (lámina A, foto 4) y pueden ser activos o no funcionales. Los ponors activos, con funcionamiento temporal en épocas de fusión nival o de lluvias importantes, se sitúan preferentemente en el fondo o en los flancos de las dolinas y, por lo general, tienen poco desarrollo espeleológico, bien por la exigüedad de los conductos o por estar colmatados por materiales detríticos (alteritas). Los ponors no activos corresponden a un estadio antiguo del drenaje kárstico de la sierra.

Las cavidades son muy abundantes en la Sierra de las Nieves, especialmente las de trazado vertical (fig. 2.18). Prueba de ello son las más de 100 cavidades inventariadas y topografiadas por el Grupo de Exploraciones Subterráneas de la Sociedad Excursionista de Málaga, que publicará próximamente la información recopilada hasta el momento. Sin duda alguna, la cavidad emblemática del área de estudio es la sima GESM (lámina A, foto 5) que, con 1.101 m de profundidad y unos 3.000 m de desarrollo explorados hasta el momento, se sitúa entre las más importantes del mundo. En la Sierra de las Nieves hay otras cavidades importantes, aunque de menor tamaño (Ramírez-Trillo, 1995), como la cueva de Zarzalones ó nacimiento del Río Grande (lámina A, foto 6) y las simas del Aire, Alcojona y Honda, entre otras (fig. 2.18).

Aunque el número disponible de topografías de cavidades es muy limitado, en la figura 2.18 se observa que las plantas de las cavidades siguen dos direcciones preferenciales, aproximadamente N135E y N50-70E. La primera es una de las direcciones preferenciales de fracturación y de karstificación del macizo (figs. 2.8 y 2.9) y la segunda es la dirección axial del sinclinal de la Torrecilla.

Algunas de las cavidades de la sierra han sido recortadas por la erosión y, dentro de ellas, se pueden distinguir dos grandes grupos: por un lado, amplios fragmentos de antiguas cavidades verticales, cuyas paredes están recubiertas por coladas estalagmíticas y, por otro, antiguas redes de trazado subhorizontal completamente abiertas en la actualidad, caracterizadas por el afloramiento en superficie de edificios estalagmíticos, a veces de gran volumen (Delannoy, 1999).

La morfología de las cavidades y las dataciones geocronológicas de las formaciones estalagmíticas que contienen, aportan una valiosa información sobre la prolongada y compleja evolución geomorfológica y kárstica sufrida por el macizo. Así, las cavidades horizontales actualmente abiertas por la erosión en la meseta somital de la sierra corresponden a una fase de karstificación anterior al límite Mioceno-Plioceno (Delannoy, 1999). La horizontalidad de estas redes, junto con la casi igualdad altimétrica (están situadas aproximadamente a 1700 m de altitud) pone de manifiesto la existencia de un débil gradiente hidraúlico y, por tanto, la relativa proximidad del nivel de base regional.



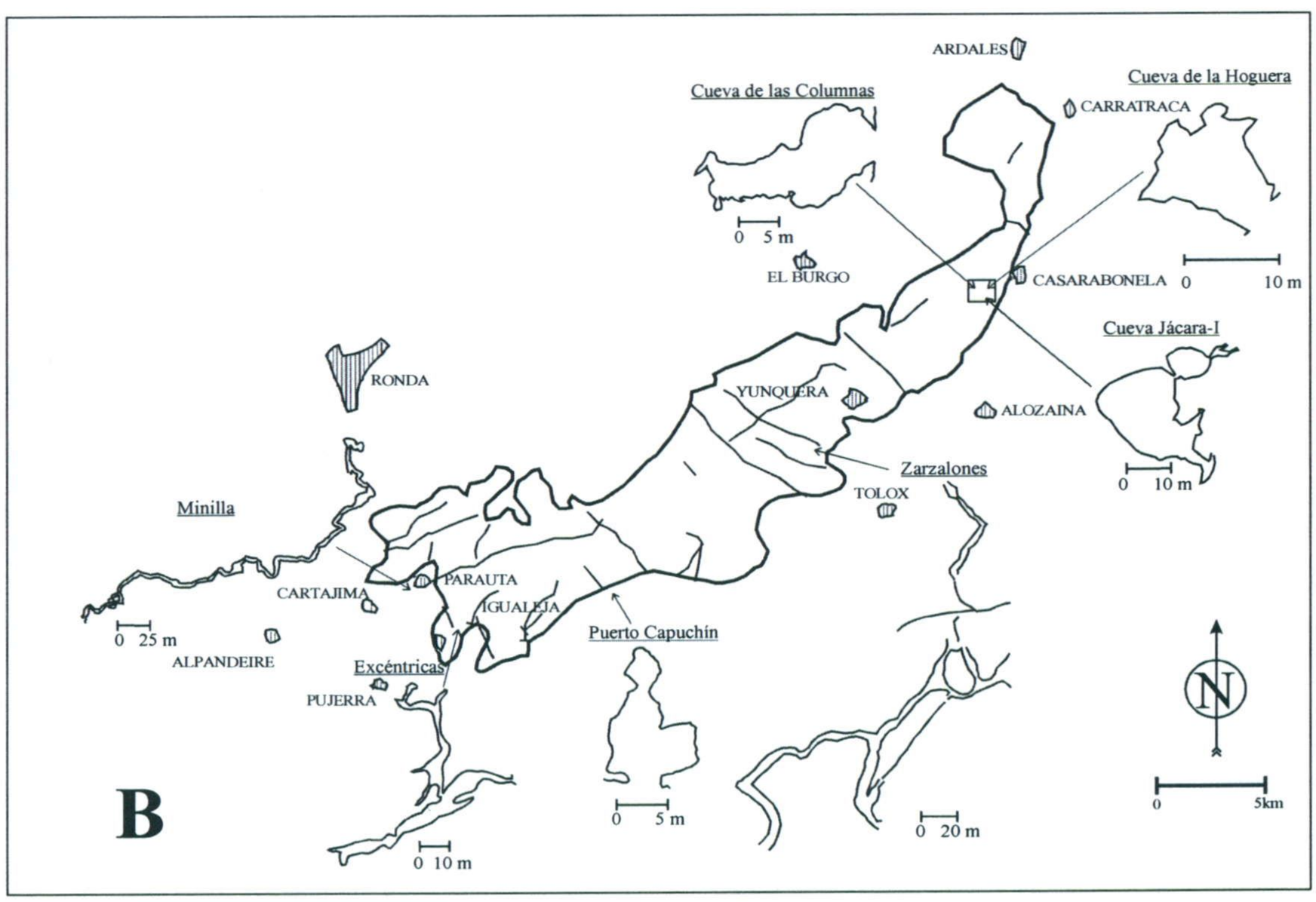


Fig. 2.18. Distribución espacial de algunas de las cavidades existentes en la zona de estudio (A: simas; B: cuevas). Las topografías han sido realizadas por los Grupos Espeleológicos de Málaga y Ronda.

Las paleocavidades verticales actualmente recortadas por la erosión (como Sima Honda, véase fig. 2.18A), solamente se han podido desarrollar en presencia de un gran potencial de karstificación (fuerte gradiente hidraúlico y actividad hidroquímica). Estas cavidades ponen de manifiesto la existencia de una nueva fase de karstificación en el macizo posterior al descenso eustático del Mesiniense o un levantamiento tectónico del macizo en esa época (Delannoy, *op. cit.*).

2.3.2.1.2. Formas ligadas a la escorrentía superficial

En la meseta somital, además de la infiltración de agua a través de los ponors y de las fisuras, existe un drenaje a través de una red fluvial formada por profundos barrancos que recortan la meseta y que constituyen la cabecera de la red hidrográfica. Estos barrancos dan paso a valles en V que, aguas abajo, se transforman en gargantas encajadas. La organización de la red hidrográfica, que desciende desde la meseta somital hacia el NE, pone de manifiesto un condicionante topográfico más que estructural.

2.3.2.1.3. Formas periglaciares

En la Sierra de las Nieves, a pesar de su elevada altitud, son muy escasas las morfologías nivales heredadas de los episodios fríos cuaternarios, probablemente porque la litología no ha favorecido su conservación. Tan sólo existen algunas dolinas nivales en el borde N de la meseta somital y vertientes reguladas.

Otras morfologías ligadas a la acción de la nieve y del hielo que siguen siendo funcionales en las condiciones climáticas actuales son los *clapiers* y los enlosados, abundantes de la parte alta de la sierra. Los clapiers son fragmentos calizos de tamaño variable esparcidos por las laderas que se originan por rotura de las crestas de los lapiaces debido a la acción de las heladas. El enlosado es una modalidad de clapier, en la que los fragmentos son aplanados y se disponen sobre la superficie del terreno a modo de suelo.

2.3.2.1.4. Formas poligenéticas

Dentro de este grupo destacan el relieve de colinas y valles en U que caracteriza la parte alta de la sierra, cuya génesis se debe a la acción de procesos kársticos, fluviales y periglaciares. También hay relieves residuales, como el Peñón de

Enamorados o el Cerro Alcazaba.

2.3.2.2. La Sierra Prieta

La Sierra Prieta no presenta el menor rasgo de aplanamiento pero sí una marcada disimetría que refleja fielmente su estructura en escamas con vergencia hacia el NW (Lhénaff, 1977). Hacia la parte más elevada de la sierra aparecen tres escarpes escalonados, correspondientes a otras tantas escamas tectónicas. Las de mayor altitud se corresponden con dos de los relieves más enérgicos: Prieta y Tajo de Cabrilla. En la vertiente SE de la sierra se desarrolla un vasto glacis de ablación que pasa, hacia abajo, a un glacis de acumulación que se superpone a sedimentos marinos Pliocenos. El contacto marino-continental se encuentra a una cota de 630 m s.n.m. (Delannoy *et al.*, 1989). Este glacis se considera contemporáneo de la crisis morfoclimática Plio-Pleistocena (Lhénaff, 1977), en la que se pasó de un clima tropical a un clima mediterráneo.

En Sierra Prieta, las cavidades conocidas están en los términos municipales de Casarabonela y Alozaina (fig. 2.18). Entre éstas hay que mencionar la cueva relacionada con la surgencia de la Fuente Quebrada, de unos 25 m de desarrollo y un desnivel de 14 m que termina en un sifón, captado por una galería, y las cuevas del Algarrobo y de las Vacas, paleosurgencias situadas por encima de la cota del manantial de Río Jorox (lámina A, foto 7).

2.3.2.3. La Sierra Alcaparaín

Es la única alineación montañosa de la zona de estudio que tiene una orientación ligeramente distinta al resto, aproximadamente N-S. La estructura compleja de esta sierra contrasta con la simplicidad del relieve: una alta meseta en torno a los 1150 m, en la que afloran las dolomías triásicas que, en este sector, se encuentran en posición subvertical. Este aplanamiento constituye, para Lhénaff (1977), un relieve residual, en cuya periferia se desarrollan abarrancamientos que divergen de la sierra, particularmente hacia el norte y el este. Hacia el sur, el relieve se hace más escarpado, por la existencia de uno de los cinco importantes accidentes tectónicos que subdividen la Unidad de las Nieves: el accidente de Puerto Martínez, que constituye el límite meridional de esta sierra.

2.3.3. Los travertinos del área de estudio

Desde la Sierra de las Nieves hasta la de Alcaparaín se localizan importantes complejos travertínicos, cuyo estudio resulta de especial interés desde el punto de vista paleoclimatológico y paleohidrogeológico. Los travertinos pueden datarse mediante diferentes métodos, sobre todo geocronológicos (U/Th, ^{14}C), lo que permite situar en el tiempo los datos climáticos e hidrogeológicos obtenidos a partir de su estudio. El análisis de los isótopos estables de los travertinos (^{18}O, ^{13}C) aporta información acerca de las condiciones ambientales en que se produjo su génesis (clima, temperatura del agua, tipo de vegetación dominante), así como sobre el origen del carbono de las disoluciones acuosas formadoras de travertinos.

En el presente trabajo, el aspecto más interesante de los travertinos es la información paleohidrogeológica que se puede obtener de ellos. La disposición geográfica y altitudinal de los diferentes afloramientos de travertinos, con respecto a las surgencias actuales que drenan el macizo carbonatado, proporciona información sobre la evolución espacial y temporal de la descarga, además de aportar datos acerca de procesos de incisión de la red hidrográfica y descensos del nivel de base. En definitiva, aportan datos sobre procesos de karstificación no actuales.

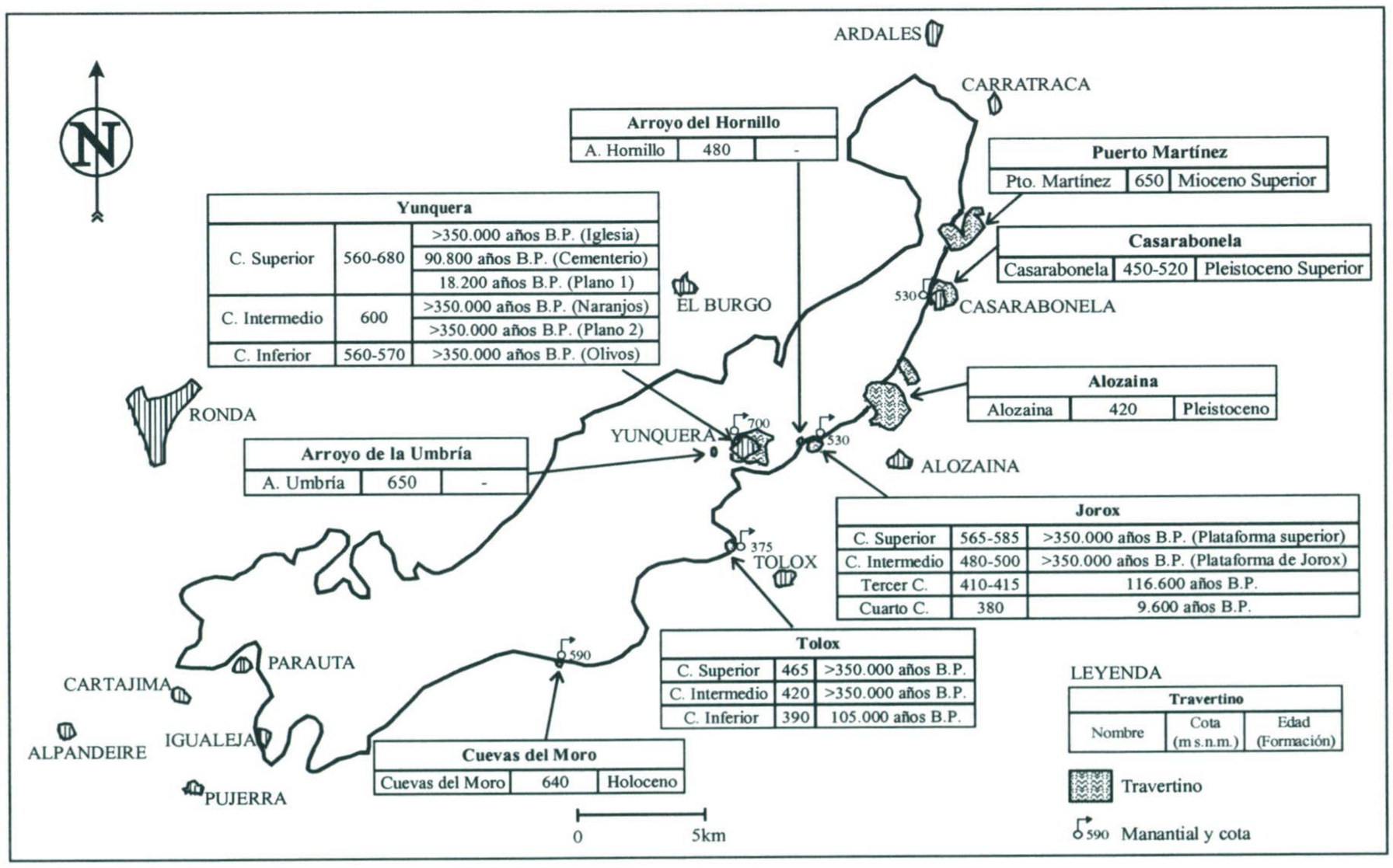


Fig. 2.19. Edificios travertínicos de la zona de estudio.

En total, existen nueve edificios travertínicos en el área de estudio, nombrados de Oeste a Este (fig. 2.19): los edificios de Cuevas del Moro, las plataformas escalonadas de Tolox, Yunquera, Jorox y Casarabonela, los edificios del arroyo Hornillo, los del arroyo de la Umbría, la plataforma de Alozaina y el travertino de Puerto Martínez. De todos ellos, los que han sido más estudiados son los de Tolox, Jorox, Yunquera y Puerto Martínez (Delannoy 1987; Delannoy *et al.*, 1989, 1993; Durán, 1996).

2.3.3.1. Descripción de los principales complejos travertínicos

2.3.3.1.1. Travertinos de Tolox

El sistema de travertinos de Tolox (fig. 2.20), asociado a las surgencias del Piloncillo y Cisnera en el Río Horcajos, está formado por tres plataformas, escalonadas en tres niveles y colgadas por encima del *talweg* actual (Delannoy *et al.*, 1993):

1. Plataforma superior: se sitúa a 465 m s.n.m. y su edad es > 350.000 años B.P.
2. Plataforma intermedia: situada a cota 420 m s.n.m. y con una edad > 350.000 años B.P. Algunas concreciones muestreadas en cavidades de su interior tienen edades comprendidas entre >350.000 a 247.000 años B.P. La malacofauna encontrada en este nivel permite determinar un ambiente climático de tipo mediterráneo húmedo.
3. Plataforma inferior: situada a 390 m s.n.m., su edad es de 105.000 años B.P.

El nivel de base contemporáneo a la plataforma superior está colgado unos 60 m por encima del Río Horcajos, mientras que los niveles de base correspondientes a las plataformas inferior y media están más próximos al lecho del río actual, unos 10 m por encima de éste (fig. 2.20). Esta disposición evidencia sucesivas fases de travertinización y de incisión fluvial (unas más importantes que otras) y un descenso de la red hidrográfica de la Sierra de las Nieves, anterior a la segunda mitad del Pleistoceno Medio.

Durante los episodios fríos del Pleistoceno, la turbidez de las arroyadas y su régimen nival han podido erosionar los travertinos mientras que, durante los episodios cálidos, las escorrentías del río eran menos turbias (por la presencia de una cubierta bioedáfica) y más regulares, favoreciéndose la construcción del travertino.

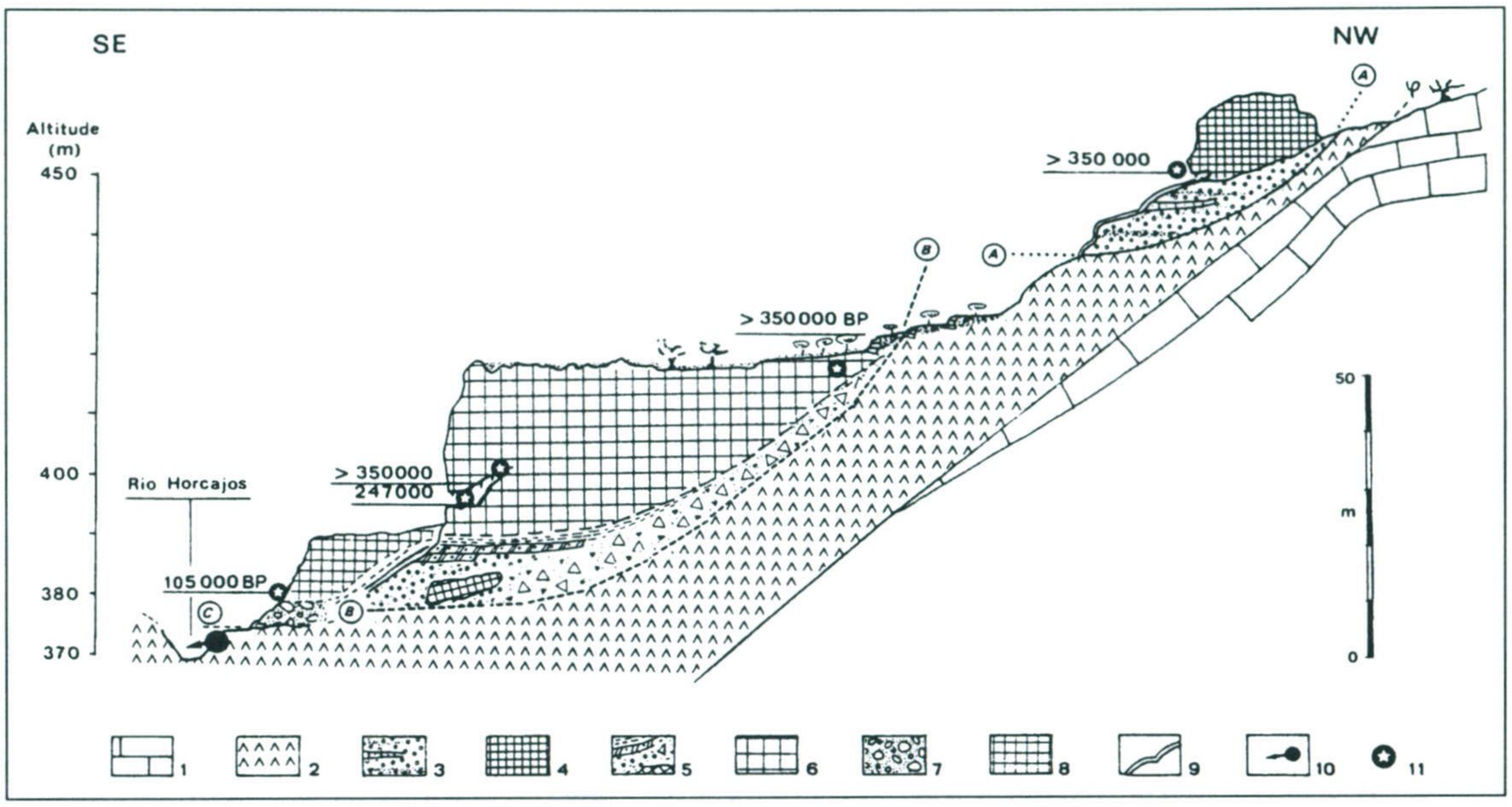


Fig. 2.20. Los travertinos de Tolox (Tomada de Delannoy *et al.*, 1993). 1: Dorsal Bética; 2: peridotitas alpujárrides; 3: terrazas aluviales; 4: Plataforma superior; 5: brechas de ladera con bloques del travertino superior; 6: Plataforma intermedia; 7: terraza inferior; 8: Plataforma inferior; 9: costra caliza; 10: manantial; 11: emplazamiento de las muestras datadas; A-A: antiguo talweg del río Horcajos; B-B: antiguo talweg encajado en A-A; C-C: talweg inferior encajado.

2.3.3.1.2. Travertinos de Jorox

Los travertinos de Jorox (lámina A, foto 8), ligados al manantial del mismo nombre, están constituidos por cinco formaciones encajadas y escalonadas, con un desnivel de más de 200 m (Delannoy *et al.*, 1993) Los cuerpos travertínicos se organizan en cuatro conjuntos (fig. 2.21):

1. Conjunto superior: consta de dos formaciones travertínicas, la "formación de la Cruz" (585 m s.n.m.) y la "plataforma superior" (565 m s.n.m.), actualmente colgadas unos 60 m con respecto al manantial y al lecho actual del río Jorox. Las dataciones indican una edad superior a los 350.000 años B.P., pero el valor de su relación isotópica $^{234}U/^{238}U$ con respecto a las de los conjuntos intermedio e inferior hace pensar que su edad puede ser más antigua que 1.5 m.a. Serían travertinos de manantial, originados en las proximidades de la surgencia.
2. Conjunto intermedio: se sitúa a una cota de 480-500 m s.n.m., por debajo de la cota del manantial de Río Jorox (530 m s.n.m.). Las dataciones realizadas indican una edad superior a los 350.000 años B.P. Serían travertinos de

surgencia, originados en relación a un paleo-manantial situado 5 m por encima del actual.

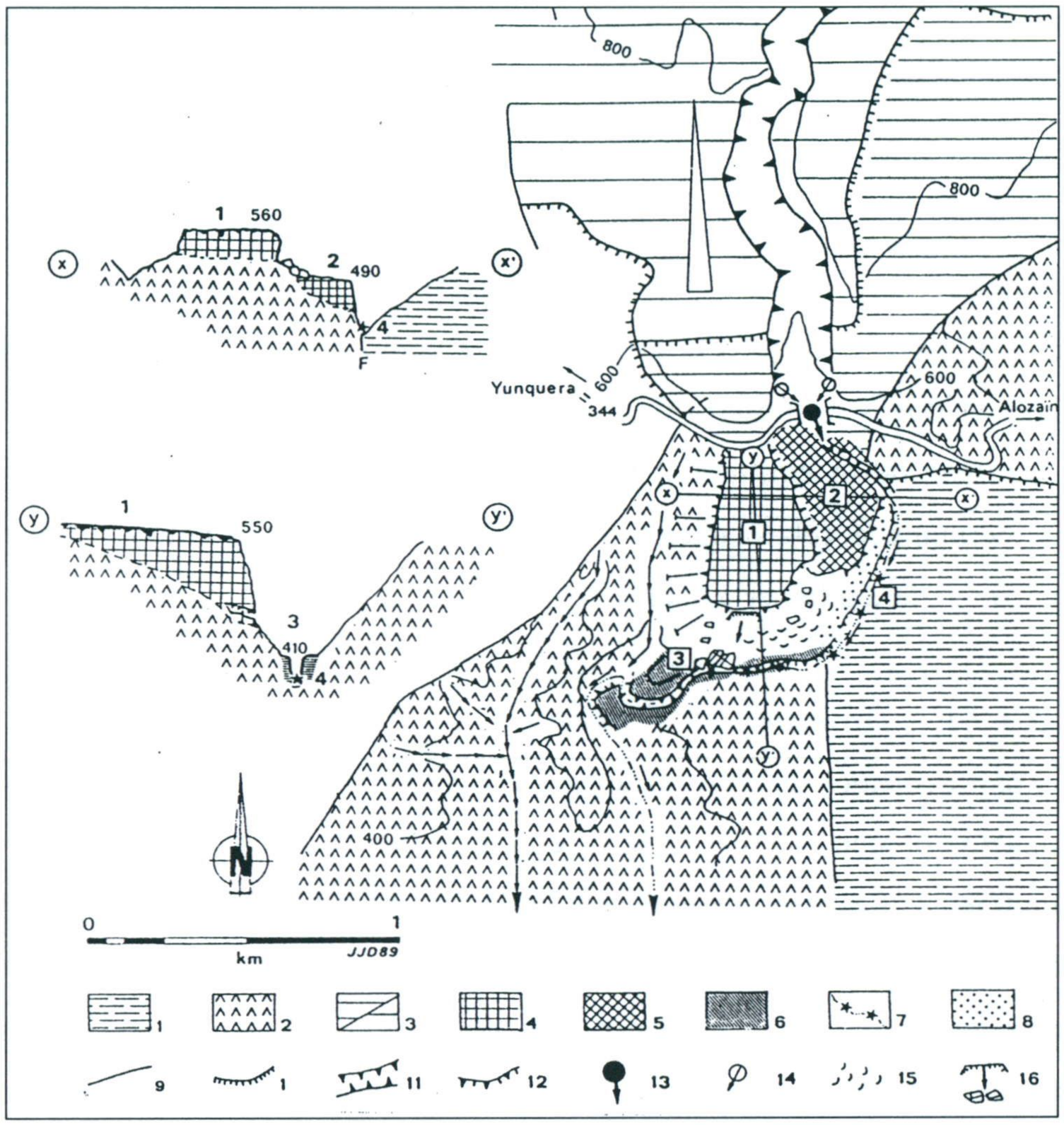


Fig. 2.21. Los travertinos de Jorox (Tomada de Delannoy *et al.*, 1989). 1: esquistos maláguides; 2: peridotitas alpujárrides; 3: calizas y mármoles de la Unidad de Yunquera/ calizas y dolomías de la Unidad de las Nieves; 4: Plataforma superior; 5: Plataforma intermedia; 6: Plataforma inferior holocena de tufs; 7: cascadas de tufs holocenas; 8: terraza; 9: falla; 10: cabalgamiento; 11: garganta; 12: escarpe; 13: manantial kárstico; 14: cueva; 15: encostramiento; 16: derrumbamiento.

3. Tercer conjunto: está situado a 410-415 m s.n.m., un kilómetro aguas abajo de la surgencia, canalizado por la garganta del río Jorox. Su edad es de 116.600 años B.P. y corresponderían a travertinos de valle, alejados de la surgencia.
4. Cuarto conjunto: situado a 380 m s.n.m., aguas abajo del precedente, colmatando igualmente el valle fluvial. Su edad es Holoceno (9.600 años B.P.) y también

serían travertinos de valle. Aguas arriba existen algunas cascadas travertínicas erosionadas, de edad 7.400 años B.P.

El complejo de Jorox permite definir, al igual que los de Tolox, varias etapas de incisión de la red hidrográfica en alternancia con períodos de construcción de travertinos. La fase de incisión fluvial más importante (responsable de la gran diferencia de cota entre el lecho actual del río Jorox y el nivel de base contemporáneo al depósito del Conjunto superior) tiene lugar antes del Pleistoceno Medio (Delannoy *et al.*, 1989). Esta fase provoca un descenso del nivel de base y, por lo tanto, del punto de descarga, depositándose los travertinos del conjunto intermedio durante los períodos cálidos del Pleistoceno Medio. Con posterioridad, aunque se constatan distintas fases de incisión fluvial, éstas son de mucha menor importancia, de forma que el nivel altitudinal de la surgencia permanece relativamente estable a lo largo del tiempo, formándose los travertinos de valle del tercer y cuarto conjunto.

2.3.3.1.3. Travertinos de Yunquera

Los travertinos de Yunquera no aparecen claramente ligados a una surgencia y su organización parece no tener relación con la de los travertinos de Jorox, a pesar de su proximidad geográfica y su dependencia de la misma red hidrográfica (Delannoy *et al.*, 1993). Este sistema se caracteriza por el emplazamiento de sus formaciones a una altitud casi constante, así como por sus escalonamientos anacrónicos (las formaciones más antiguas no siempre son las más altas). Desde el punto de vista topográfico se organizan en tres conjuntos (fig. 2.22):

1. Conjunto superior: situado entre 560-680 m s.n.m., está colgado por encima de la red hidrográfica actual. Consta, a su vez, de tres generaciones de travertinos, cuyas edades son >350.000 años B.P. (formación de la Iglesia), 90.800 años B.P. (formaciones Pueblo oeste, Pueblo este y Cementerio) y 18.200 años B.P. (formación Plano 1), respectivamente.
2. Conjunto intermedio: se sitúa a una cota de unos 600 m s.n.m. y consta de dos generaciones de travertinos (formaciones Naranjos y Plano 2), de más de 350.000 años B.P.
3. Conjunto inferior: situado entre 560-570 m s.n.m., de edad superior a los

350.000 años B.P (formación Olivos).

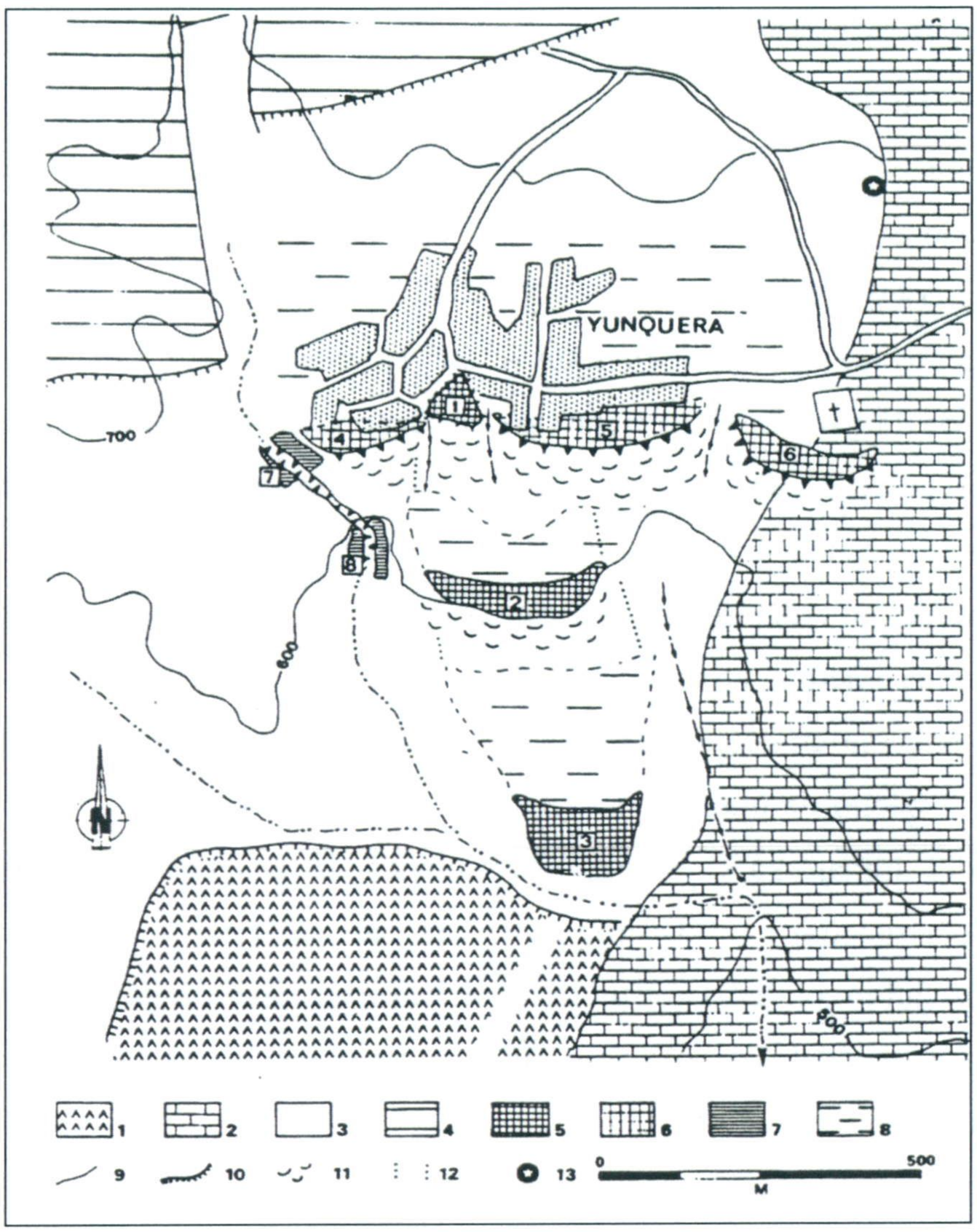


Fig. 2.22. Los travertinos de Yunquera (Tomada de Delannoy *et al.*, 1993). 1: peridotitas alpujárrides; 2: mármol alpujárride de la Unidad de los Reales; 3: esquistos y micaesquistos alpujárrides; 4: Dorsal Bética; 5: Travertino >350.000 B.P. (1: Iglesia, 2: Naranjos, 3: Olivos); 6: Travertino eemiense (4: Pueblo Oeste, 5: Pueblo Este, 6: Cementerio); 7: Travertino holoceno (7: Plano 1, 8: Plano 2); 8: relleno detrítico detrás de los travertinos; 9: falla; 10: cabalgamiento; 11: encostramiento; 12: límite potencial del paleovalle contemporáneo a los travertinos >350.000 B.P.; 13: pozo.

A partir de los datos anteriores, Delannoy *et al.*, (1993) diferenciaron tres generaciones travertínicas en la zona de Yunquera:

- Primera generación: corresponde a las formaciones Iglesia, Naranjos y Olivos, con más de 350.000 B.P. Su disposición topográfica sugiere un antiguo escalonamiento

de cascadas.

- Segunda generación: corresponde a las formaciones Eemienses del Cementerio, Pueblo este y Pueblo oeste. No son travertinos de valle, en cascadas, sino plataformas colgadas.
- Tercera generación: corresponde a las formaciones Plano 1 y Plano 2, de edad Pleistoceno Superior. Se caracteriza por un escalonamiento de cascadas, similar al de la primera generación.

Al contrario que los travertinos de Tolox y Jorox, las tres formaciones escalonadas de la primera generación no corresponden a distintas etapas de incisión fluvial con sucesivos encajamientos del nivel de base, puesto que en ese caso no se hubieran podido depositar, a cota más elevada, las formaciones más modernas de la segunda generación. Además, la primera generación se encuentra a sólo unos 10 m por encima del *talweg* actual, mientras que las formaciones equivalentes de Jorox (conjunto superior) se encuentran colgadas más de 60 m sobre el cauce actual. Para Delannoy *et al*., (1993), el hecho de que, en el sector de Yunquera, no haya habido jerarquización importante del drenaje kárstico sería el resultado, por un lado, de un doble efecto de umbral (la obstrucción por los propios travertinos de la red hidrográfica provoca la estabilización del nivel de base y un nivel de travertinización permanente a lo largo del tiempo) y, por otro, del reducido potencial erosivo de la cuenca vertiente superficial de Yunquera con respecto a la del río Jorox.

Los trabajos realizados en el marco de la presente investigación han permitido constatar que las diferencias litológicas y estructurales existentes en el sector de Yunquera contribuyen a explicar la estabilidad altitudinal de los puntos de descarga a lo largo del tiempo. Por un lado, los mármoles de la Unidad de Yunquera contienen numerosas intercalaciones de micaesquistos y gneises, que pueden funcionar como niveles de baja permeabilidad, impidiendo el desarrollo de la karstificación en profundidad. Por otro lado, el gran adelgazamiento tectónico de las unidades existentes en este sector, puesto de manifiesto por la doble ventana tectónica existente en las proximidades de Yunquera: en ella aflora el flysch del Campo de Gibraltar rodeado de materiales de la Unidad de las Nieves y éstos, a su vez, rodeados de materiales de la Unidad de Yunquera. Esto hace que el substrato impermeable del acuífero esté a poca

profundidad, limitando igualmente el desarrollo de la karstificación en profundidad. La columna litológica de un sondeo de 100 m de profundidad existente en las proximidades del manantial del Plano, en la que aparecen margas a partir de los 85 m, apoya esta idea.

2.3.3.1.4. El travertino de Puerto Martínez

El travertino de Puerto Martínez (fig. 2.23) está situado en la vertiente sur de Sierra Alcaparaín, a una cota de unos 650 m s.n.m. Consta de una única formación de unos 30 m de espesor que fosiliza un antiguo valle y está desconectado de la circulación hidrogeológica actual. El travertino reposa parcialmente sobre materiales del flysch del Campo de Gibraltar y está recubierto en su parte somital por depósitos detríticos marinos de edad Plioceno Inferior, que según Guendon *et al.* (1997) contienen organismos marinos, hasta la cota 670 m s.n.m. En el marco del presente trabajo se han realizado levigados de varias muestras sin resultado satisfactorio. Todo este conjunto litológico está fosilizado por depósitos continentales Plio-Pleistocenos, concretamente, brechas formadas por cantos heterométricos de mármol, a menudo muy cementados por una matriz rojiza.

El travertino es el depósito exokárstico carbonatado más antiguo del que se tiene constancia en la región, con una edad Mioceno Superior (Tortoniense-Mesiniense), según Guendon *et al.*, (1997) deducida a partir de su relación con formaciones adyacentes, cuya edad se conoce por criterios de geología regional. Los restos vegetales encontrados en el travertino apoyan esta adscripción cronológica, ya que son indicativos de un paleoclima tropical ó subtropical, reinante en el Mediterráneo desde el Oligoceno hasta el Plioceno.

El estudio de este travertino permite analizar las fases de incisión de la red hidrográfica, así como las fases de karstificación del macizo, poniendo de manifiesto una larga evolución ligada a factores eustáticos y tectónicos. Durante el Mesiniense se produce una primera fase de incisión fluvial, modesta en comparación con la que se produce con posterioridad a la formación del travertino. Esta segunda fase, que se relaciona con un nivel de base extraordinariamente bajo inducido por la crisis de salinidad Mesiniense (Guendon *et al.*, 1997), se muestra como la primera capaz de producir una primera fase de verticalización del endokarst. Así, las paleocavidades

horizontales de la parte somital de la sierra de las Nieves (relacionadas con la existencia de un débil gradiente hidraúlico) pertenecerían a un antiguo sistema de drenaje kárstico de edad finiburdigaliense-Tortoniense inferior (Delannoy *et al.*, 1993; Guendon *et al.*, 1997; Delannoy, 1999).

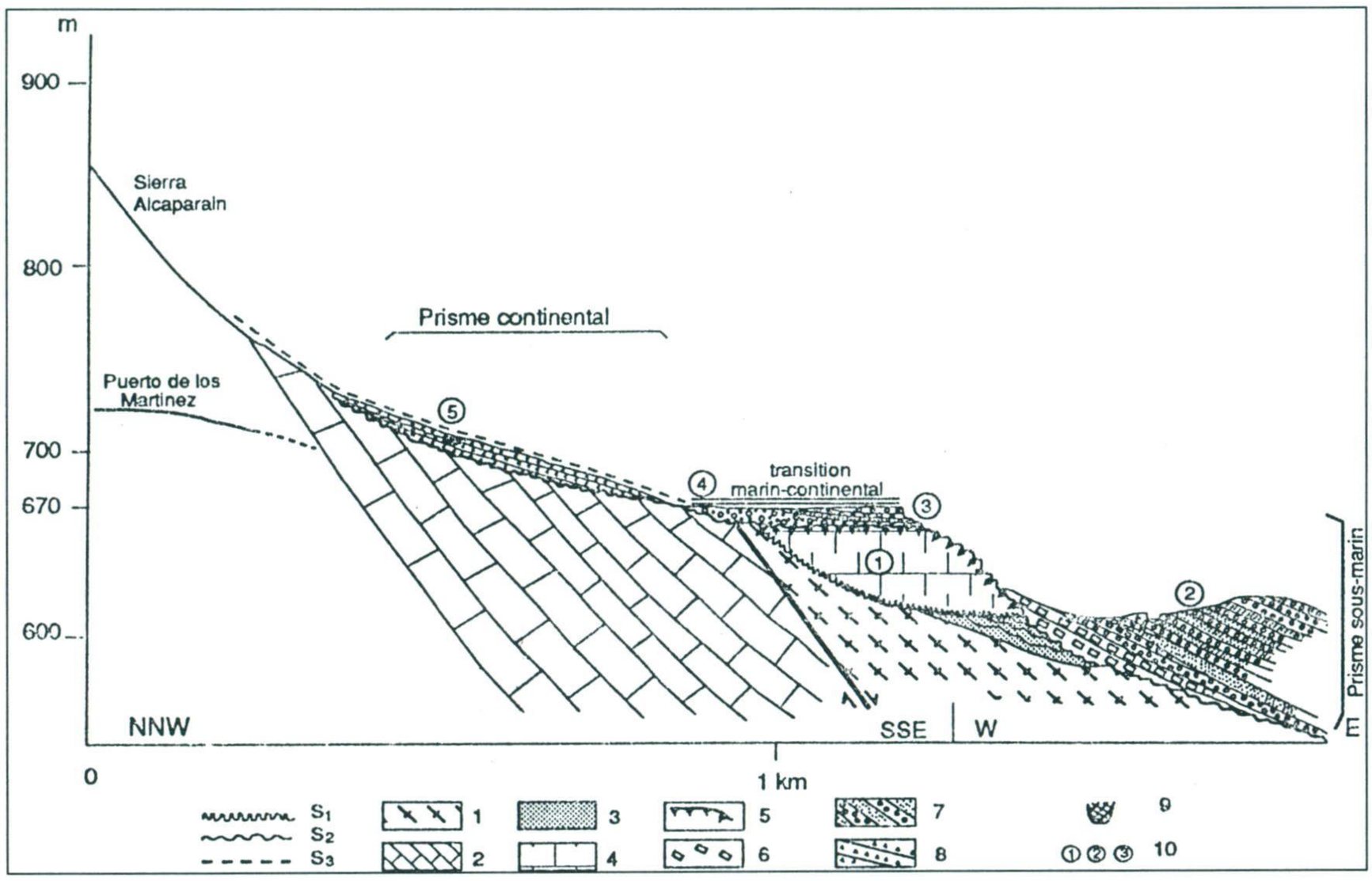


Fig. 2.23. Contexto geológico del travertino de Puerto Martínez (Tomada de Guendon *et al.*, 1997). S1: superficie de erosión anterior al travertino; S2: superficie de erosión mesiniense; S3: superficie de erosión post-pliocena; 1: esquistos, gneises y peridotitas alpujárrides; 2: calizas triásicas y jurásicas de la Dorsal Bética; 3: arenisca aquitano-burdigaliense (Neonumídico); 4: travertino; 5: perforaciones de litófagos; 6: brecha de pie de monte con grandes bloques calizos y dolomíticos; 7: materiales marinos (Plioceno inferior); 8: brecha mortadela (Plioceno continental); 9: paleokarst decapitado; 10: yacimientos fosilíferos.

Por otra parte, el hecho de que los sedimentos marinos Pliocenos se encuentren actualmente colgados a 670 m de altitud permite estimar la importancia del levantamiento post-Plioceno de la serranía en unos 590 m (Guendon *et al.*, 1997). Este levantamiento produce una nueva verticalización del endokarst y nuevas incisiones fluviales durante el Pleistoceno, tal como se deduce del escalonamiento de las plataformas travertínicas de Jorox y Tolox.

2.3.3.2. Otros complejos travertínicos

2.3.3.2.1. Travertinos de Cuevas del Moro

Aparecen en relación con la surgencia de Cuevas del Moro, también denominada Fuente Duende, que aparece colgada unos 20 m por encima del *talweg* actual.

2.3.3.2.2. Travertinos de Alozaina

Aparecen a unos cien metros por debajo del glacis de acumulación de la vertiente meridional de Sierra Prieta, tanto deslizados y basculados como, algo más abajo, "in situ", a una cota entre 400-420 m s.n.m.. Para Delannoy *et al.*, (1989), la posición actual de los afloramientos permite admitir la existencia de una vasta tabla de travertinos situada por debajo del nivel Plio-Pleistoceno y que reposa sobre el Plioceno.

2.3.3.2.3. Travertinos de Casarabonela

El pueblo de Casarabonela está situado sobre un potente complejo de travertinos de edad Pleistoceno Superior, con dos niveles escalonados: Castillo (500 m s.n.m.) y Pueblo (450 m s.n.m.). En conjunto, se observan varios escarpes que muestran la relación entre el rebajamiento de los travertinos y el de los manantiales que surgen en el contacto entre los materiales de la Unidad de las Nieves y los materiales alpujárrides. Con posterioridad, el sistema de travertinos ha sido atravesado por cursos de agua procedentes de Sierra Prieta.

2.3.3.3. Conclusiones derivadas del estudio de los travertinos

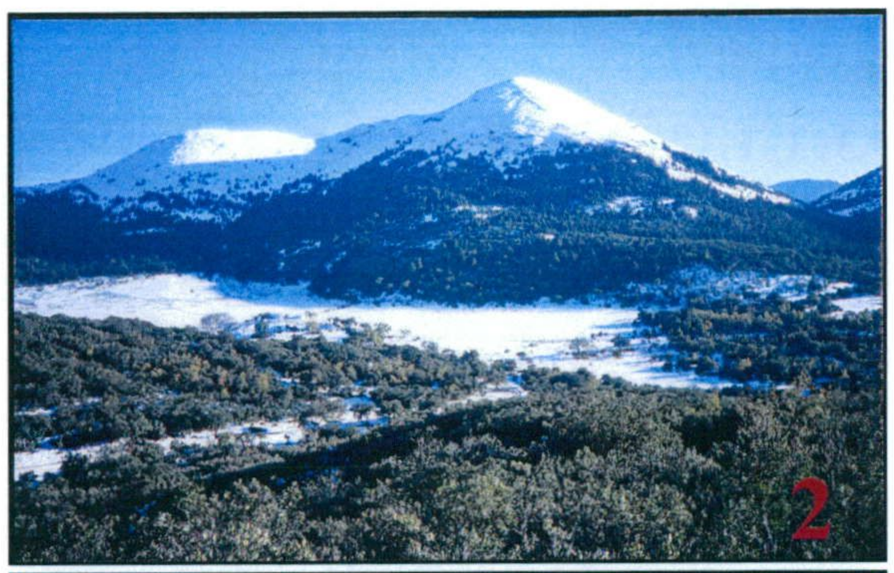
Los travertinos de la zona de estudio permiten definir distintos episodios de formación de carbonatos, coincidentes con épocas de óptimos climáticos, así como la existencia de varias fases de encajamiento fluvial a lo largo de la historia geológica del macizo.

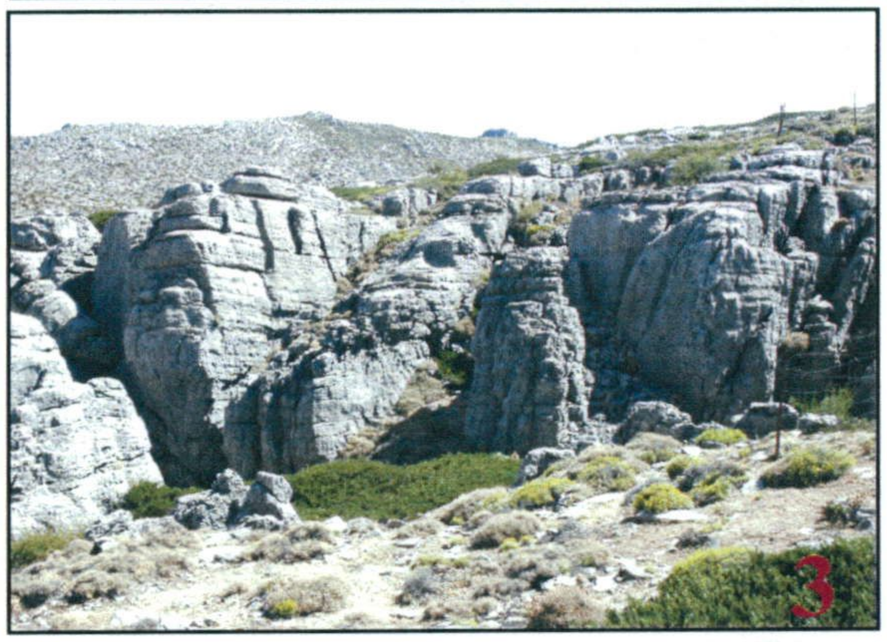
La etapa de travertinización más antigua está representada por los depósitos de Puerto Martínez (de edad Mioceno Superior), cuya flora es indicativa de un clima tropical o subtropical. La segunda etapa, comprendida entre el Pleistoceno Inferior y Medio, está representada por los depósitos más antiguos de 350.000 B.P. de Tolox,

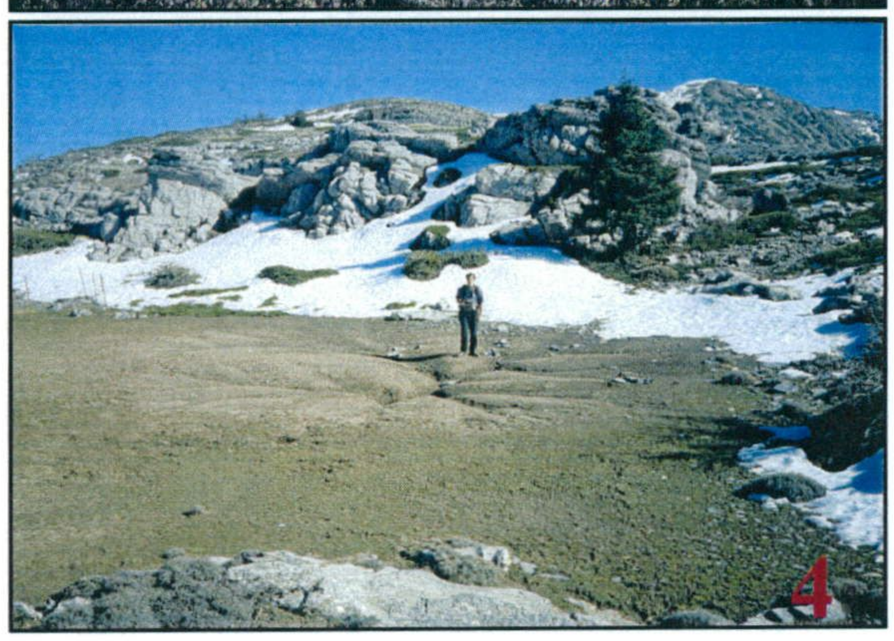
Jorox y Yunquera, cuya flora y fauna son indicativas de un clima mediterráneo, cálido y seco. En el estadio isotópico 5 (Eemiense), se produce la tercera etapa de depósito que está representada en los travertinos de Tolox (conjunto inferior), Yunquera (cementerio) y Jorox (tercer conjunto), con flora característica de un clima mesomediterráneo. La cuarta etapa, coincidente con el estadio isotópico 2, se ha constatado en los travertinos de Yunquera (Plano 1) y, por último, una etapa de travertinización holocena identificada en los depósitos de Jorox .

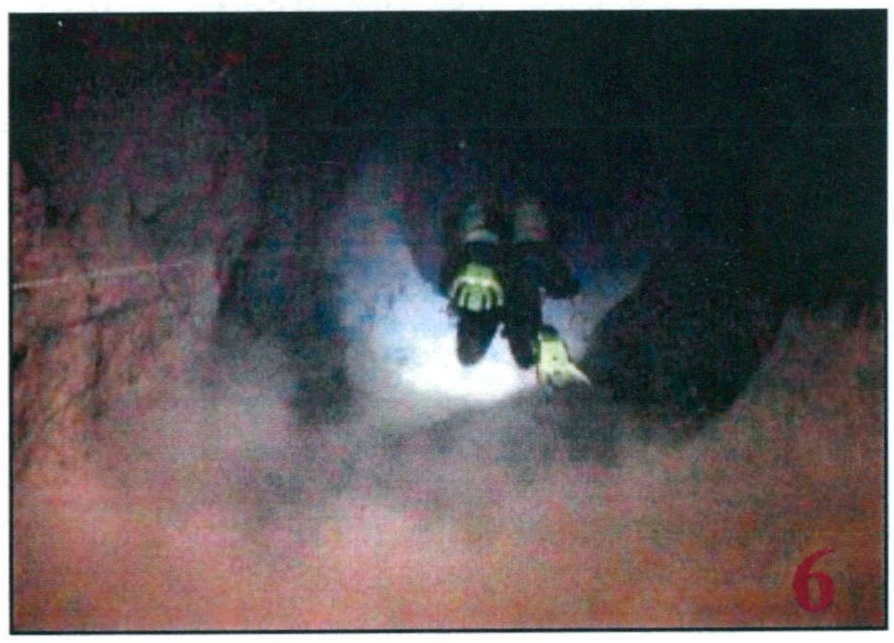
La fase de incisión fluvial más antigua, aunque de poca envergadura, es previa al travertino de Puerto Martínez, es decir, anterior al Mesiniense. Esta fase va seguida de otro encajamiento de mucha mayor magnitud relacionado, según Guendon *et al.*, (1997), con variaciones isostáticas del mar Mediterráneo (crisis de salinidad Mesiniense), que provocan un importante descenso del nivel de base regional. Durante el Pleistoceno Inferior se produce una nueva e importante fase de incisión fluvial, relacionada con el importante levantamiento del macizo, que deja colgadas las plataformas travertínicas más antiguas de Tolox y Jorox y los materiales marinos que recubren el travertino de Puerto Martínez. A partir del Pleistoceno Medio se produce una estabilización relativa del nivel de base regional, ligada a una menor actividad tectónica, que se manifiesta por la menor diferencia de cota entre los niveles de base correspondientes a los travertinos de Tolox (conjuntos intermedio e inferior) y Jorox (plataforma intermedia, tercer y cuarto conjunto) y el cauce actual del río.

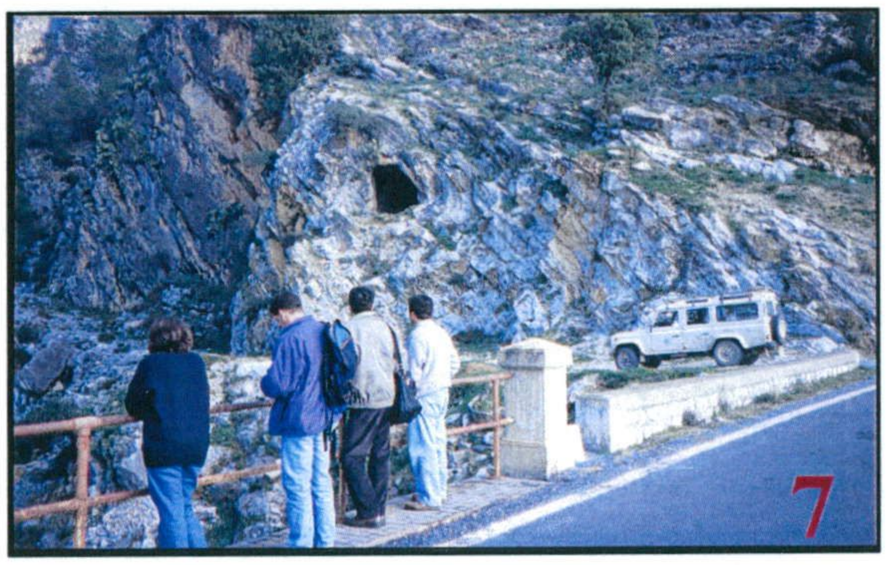
Por último, el análisis de los travertinos de Yunquera muestra la independencia de este sistema con respecto a los de Jorox y Tolox, puesto que no se ve afectado por la importante fase de incisión fluvial plio-pleistocena, mostrando a lo largo del tiempo (al menos desde antes de 350.000 años B.P. hasta el Pleistoceno Superior) un nivel permanente de travertinización y, por lo tanto, una estabilidad del nivel de base.











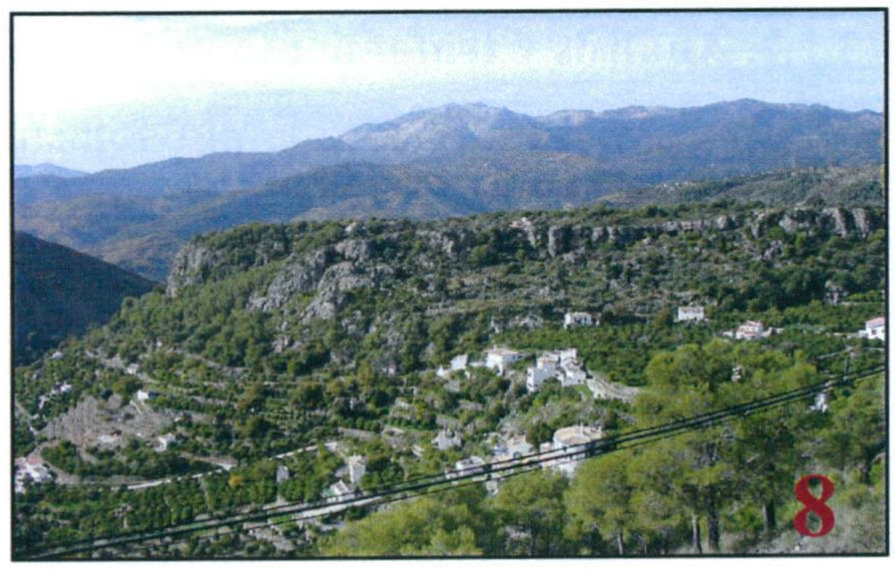


Lámina A: 1-Panorámica del sinclinal de la Torrecilla, 2-Panorámica de los Llanos de la Nava, 3-Lapiaz, 4-Dolina y ponor, 5-Sima GESM, 6-Espeleobuceo en el manantial de Río Grande (foto de David Pérez), 7- Cueva de las Vacas (paleosurgencia del manantial de Río Jorox), 8-Travertinos de Jorox.

3. CLIMATOLOGÍA

3.1. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES CORRESPONDIENTES AL PERÍODO 1964/65-1998/99

3.1.1. Aspectos generales

La distribución de las precipitaciones en la provincia de Málaga depende, en primer lugar, de la circulación global de las masas de aire que dan lugar a las lluvias y, en segundo lugar, de factores de tipo geográfico, principalmente del relieve y de la distancia a la costa. Los frentes nubosos que dan lugar a las precipitaciones proceden, principalmente, del mar Mediterráneo, del océano Atlántico o de ambos (precipitaciones de origen mixto). Desde el punto de vista pluviométrico, el área de estudio se incluye dentro de las tres zonas (húmeda, subhúmeda y seca) que se diferencian en la provincia de Málaga (Diputación Provincial de Málaga, 1988).

El sector SW del área de estudio (desde Cartajima hasta la Sierra de las Nieves) se sitúa dentro de la zona húmeda, con precipitaciones medias anuales superiores a los 900 mm. El área comprendida entre las poblaciones de Tolox, Alozaina, El Burgo, Casarabonela y el sector NE de Sierra Prieta, pertenecen a la denominada zona subhúmeda, con precipitaciones medias entre 800 y 600 mm/año. Por último, el sector NE, entre las poblaciones de Casarabonela y Ardales-Carratraca (incluyendo la Sierra de Alcaparaín) se incluyen en la zona seca, con precipitaciones medias anuales inferiores a 600 mm.

3.1.2. Análisis y tratamiento previo de los datos pluviométricos

Para el estudio de la pluviometría de la región se dispone de datos procedentes de 20 estaciones meteorológicas pertenecientes a la Confederación Hidrográfica del Sur. Siete estaciones están equipadas con un pluviógrafo, mientras que el resto constan de un pluviómetro que se controla una vez al día. De todas ellas, cinco están ubicadas en el interior de los macizos montañosos aquí estudiados, mientras que el resto se localiza, fundamentalmente, en las poblaciones de los bordes. En total, abarcan un rango altitudinal desde los 200 a los 1290 m s.n.m. La situación de las estaciones y sus principales características se recogen en la figura 3.1 y en la tabla 3.1. respectivamente.

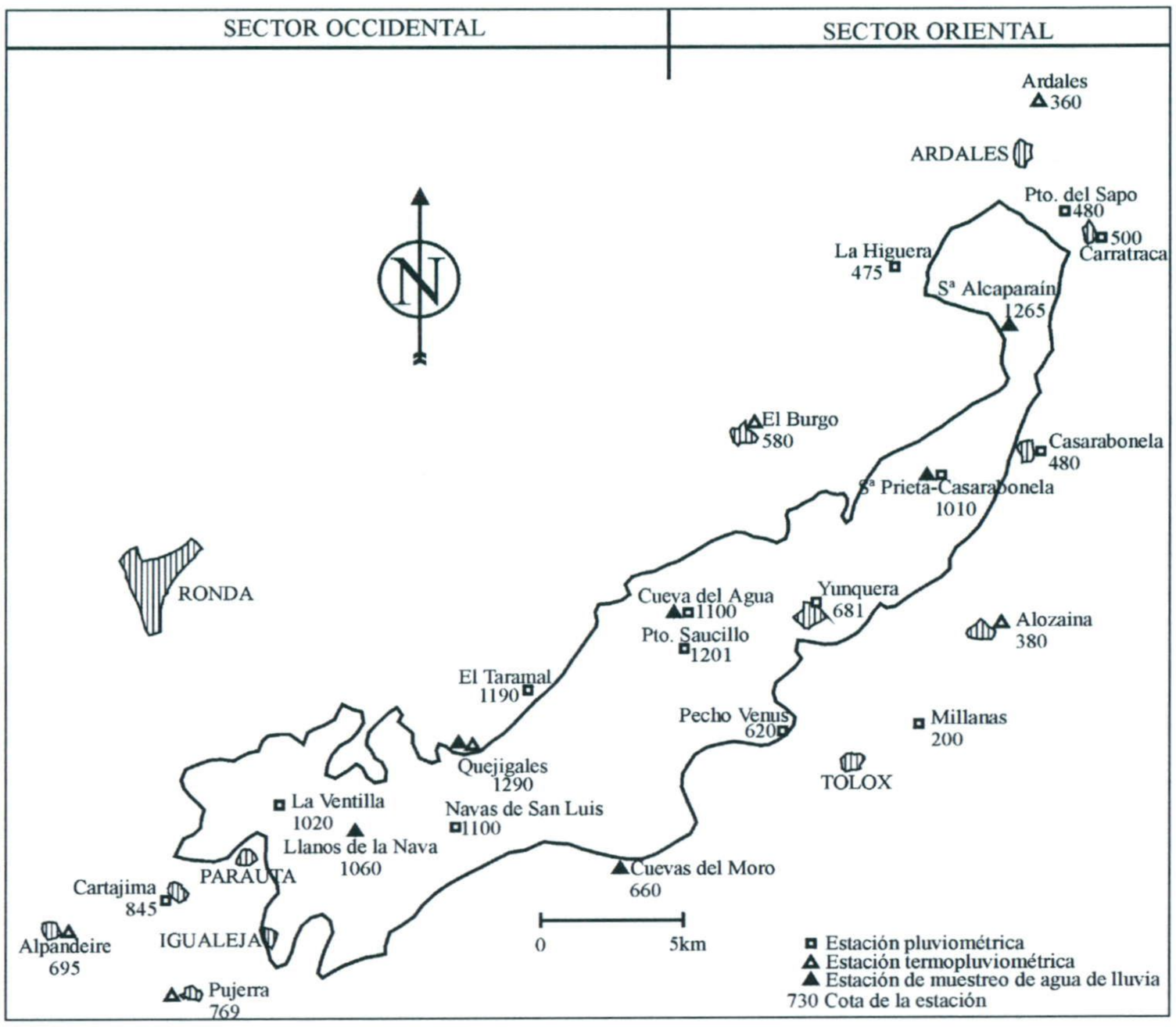


Fig. 3.1. Mapa de estaciones pluviométricas, termopluviométricas y de control químico e isotópico del agua de lluvia.

El período de registro varía según la estación considerada, estando comprendido entre 2 años, en las estaciones de Cueva del Agua y Sierra de Casarabonela y 70 años, en la estación de Alozaina (tabla 3.1). En 11 estaciones se dispone de un registro superior a 30 años, aunque en todas ellas existen años incompletos. Las estaciones con registros más completos y con un período de registro más largo son las de Cartajima y El Burgo, con 57 años de registro y con 1 y 2 años incompletos, respectivamente. Por el contrario, la estación menos completa (31 años incompletos), aunque con un largo período de registro (55 años), es la de Pecho Venus. La estación denominada Cortijo de la Ventilla ha sido desmantelada y no existe en la actualidad.

Para el estudio pluviométrico realizado con motivo de la presente investigación se han seleccionado, en función de la longitud de las series de datos, del número de años hidrológicos completos existentes y de la representatividad espacial dentro del área de estudio, 12 estaciones pluviométricas: Alpandeire, Cartajima, Navas de San Luis,

Taramal, El Burgo, Pecho Venus, Yunquera, Las Millanas, Alozaina, Casarabonela, Puerto del Sapo y Ardales. El análisis se ha realizado desde el año 1964/65 hasta el año 1998/99 (35 años hidrológicos).

Estación pluviométrica	Tipo	Ref	Longitud W	Latitud N	Altitud (m.s.n.m.)	Período de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	P media años completos (mm)
Alpandeire	PG	25	5º 12' 01"	36º 38' 00"	695	1936/37-1998/99	63	7	1055,6
Cartajima	PM	56	5º 09' 08"	36º 38' 45"	845	1942/43-1998/99	57	1	1063,2
Pujerra	PM	438	5º 09' 06"	36º 36' 50"	769	1995/96-1998/99	4	0	1330,7
Cortijo de la Ventilla	PM	247	5º 07' 00"	36º 40' 25"	1020	1962/63-1987/88	26	15	898,7
Navas de San Luis	PM	202	5º 03' 06"	36º 39' 55"	1100	1944/45-1998/99	55	16	1163,4
Los Quejigales	PG	426	5º 02' 38"	36º 41' 23"	1290	1991/92-1998/99	8	1	1153,1
El Taramal	PM	210	5º 01' 26"	36º 42' 33"	1190	1946/47-1998/99	53	14	1075,8
Cueva del Agua	PG	409	4º 58' 03"	36º 44' 27"	1100	1997/98-1998/99	2	2	-
Puerto del Saucillo	PM	324	4º 57' 48"	36º 43' 37"	1201	1980/81-1984/85	5	1	1013,5
El Burgo ICONA	PG	45	4º 56' 34"	36º 47' 42"	580	1942/43-1998/99	57	2	607,4
Pecho Venus	PM	241	4º 55' 32"	36º 41' 04"	620	1944/45-1998/99	55	31	905,4
Yunquera	PM	219	4º 54' 00"	36º 44' 23"	681	1958/59-1989/90	32	18	729,1
Cortijo La Higuera	PM	367	4º 53' 20"	36º 50' 45"	475	1972/73-1998/99	27	6	522,1
Las Millanas	PM	166	4º 52' 40"	36º 42' 15"	200	1963/64-1997/98	35	2	616,3
Sª de Casarabonela	PG	430	4º 52' 16"	36º 46' 48"	1010	1997/98-1998/99	2	2	-
Alozaina	PG	24	4º 51' 22"	36º 43' 50"	380	1929/30-1998/99	70	19	600,2
Casarabonela (Forestal)	PG	55	4º 50' 34"	36º 47' 08"	480	1945/46-1998/99	54	15	777,8
Ardales	PM	360	4º 50' 18"	36º 53' 45"	360	1971/72-1998/99	28	1	473,6
Puerto del Sapo	PM	209	4º 49' 48"	36º 51' 42"	480	1953/54-1998/99	46	2	634,7
Carratraca	PM	418	4º 48' 54 "	36º 51' 10"	500	1990/91-1998/99	9	2	634,1

Tabla 3.1. Características de las estaciones pluviométricas del área de estudio. PG: pluviógrafo, PM: pluviómetro.

El primer tratamiento de los datos pluviométricos ha sido completar las lagunas existentes en las series de datos mensuales y anuales, con el fin de obtener series de datos homogéneas y comparables entre sí. Para ello, se ha utilizado el modelo de regresión lineal, correlacionando los datos mensuales originales de cada estación con los de las restantes, obteniéndose para cada pareja de estaciones un coeficiente de correlación y una ecuación de la recta de regresión.

Los datos incompletos de una estación se han generado a partir de la ecuación de la recta de regresión que la relaciona con la estación más parecida, es decir, con la que presenta un mayor coeficiente de correlación. La tabla 3.2 recoge los valores anuales de precipitación medidos originalmente en cada estación, mientras que en la tabla 3.3 se presentan los valores anuales de precipitación una vez completadas las series de datos, así como los valores medios del período considerado para cada estación.

Año hidrológico	Alpandeire	Cartajima	Pujerra	Cortijo la Ventilla	Navas de San Luis	Los Quejigales	El Taramal	Puerto del Saucillo	El Burgo	Pecho Venus	Yunquera	Cortijo la Higuera	Las Millanas	Alozaina	Casarabonela (Forestal)	Ardales	Puerto del Sapo	Carratraca
1940/41	1995,6																	
1941/42	1017,3																	
1942/43	1313,6	1258,0							583,2									
1943/44	624,7	868,0							813,5					516,1				
1944/45	497,6	667,0							311,8					344,1				
1945/46	1505,5	1088,6			1411,0				721,7					677,6				
1946/47	1397,4	1190,0			1358,0		1431,0		722,0					628,6				
1947/48	1163,2	1743,0			1301,0		1338,0		655,6					538,6				
1948/49	701,5	679,0			919,0				495,8					627,5				
1949/50	585,5	646,0			463,0		746,0		351,7					455,5				
1950/51	1009,5	1164,0							600,9					423,1				
1951/52	1097,7	1389,0							714,3					511,3				
1952/53	731,0	886,0			878,0				588,6					617,9				
1953/54	969,2	952,0			843,0				560,2					586,5			388,1	
1954/55	1157,8	1378,0			949,0				657,5					563,1	800,0		590,2	
1955/56	1281,5	1614,0			1672,0				862,0					954,4	1317,9		848,9	
1956/57	712,2	280,0					445,0		470,0					471,3	682,0		400,8	
1957/58	710,8	971,5			838,9		656,0		538,5					492,8	586,7		443,5	
1958/59	1183,3	1253,0			1452,2		1070,0		705,0					484,4	984,4		711,3	
1959/60	1602,1	1663,2			1706,8		1464,0		800,5					810,4	862,3		816,3	
1960/61	1232,0	1192,0					922,0		535,0						683,1		615,1	
1961/62	1785,5	1837,0					1318,0		985,0						1233,6		1068,3	
1962/63	2111,7	2085,0					1849,0		1136,5	1725,5								
1963/64	1734,3	1849,0			1923,9		1078,0		768,0	1479,1					818,3		723,0	
1964/65	1021,9	959,0			1289,2		1140,0		515,7	809,0			533,8	630,9	585,7		561,0	
1965/66	1039,6	895,0			1293,0		1312,0		560,7	919,2			656,7	584,7	734,0			
1966/67	612,2	643,0			1199,8		946,0		479,2	654,8			409,7	395,5	507,8		477,0	
1967/68	1078,6	1072,5			1403,4		1094,1		559,1	885,9			574,4	531,6	633,9		735,5	
1968/69	1652,8	1619,0			1566,2		1803,5		896,4	1453,0			1069,6	1099,3	1834,6		1156,0	
1969/70	1303,5	1267,5			1775,7		1529,7		1042,4	1486,4	1400,3		1111,8	1082,2	1287,1		1243,0	
1970/71	1206,5	1001,0			1042,3		1050,7		592,2	816,6	703,9		592,3	551,9	831,5		722,0	
1971/72	938,0	491,0		1213,6	927,3		926,1		665,5	839,2	950,4		572,4	509,9	830,7	409,6	499,6	
1972/73	886,5	586,5		964,3	870,3		964,9		475,9	698,8	574,7	228,4	509,9	495,6	514,6	395,9	462,0	
1973/74	707,1	574,0		625,0	460,8		714,1		326,0	423,3	454,2	300,5	346,4	317,1	469,5	316,4	418,4	
1974/75	628,5	492,0		508,0	291,2		634,4		413,8		497,3	324,2	390,5	320,4	382,1	321,4	398,0	
1975/76	914,5	897,0		765,5	770,4		927,9		484,0		682,0	539,6	577,3	530,1		406,9	455,0	
1976/77	1153,5	975,0		1322,6	935,9		1030,9		443,8			506,2	473,4	461,9	696,0	490,0	611,4	
1977/78	1058,0	710,0		1226,2	1181,3		1113,8		551,0		626,9	546,0	569,2	507,1	612,5	454,1	552,5	
1978/79	1225,0	915,0		1310,5	1145,2		1298,2		1026,0		882,4	657,1	717,3	582,5	835,8	602,9	760,2	
1979/80	779,5	677,0			1275,4		846,5		609,0	517,0	796,0	634,5	653,7	669,4	626,7		561,1	
1980/81	631,0	499,0		599,0	443,7		599,5		349,2			299,6	316,0	343,6	510,1	295,2	440,7	
1981/82	802,6	538,0		834,5			803,7	931,3	478,6		578,5	357,4	437,3	449,7	479,6	361,4	468,8	
1982/83	658,6	408,0		516,0	924,0		660,0	710,0	329,0		387,9	269,0	321,8	346,1	353,8	235,9	316,4	
1983/84		1150,0			1433,2		1026,5	1235,2	620,2	951,8	866,9	576,9	668,1	725,5	941,6	492,9	785,5	
1984/85	1368,4	1435,0			1459,5		1261,5	1177,3	428,4	717,5	805,6	353,5	541,5	463,7	480,9	279,0	282,8	
1985/86	900,2	980,0			1226,0		1042,5		508,4				454,7	467,5	556,6	384,5	448,7	
1986/87	923,5	890,0			1297,0		985,3		478,8			459,0	518,6	504,9	600,1	453,3	539,0	
1987/88	1015,7				1740,9		1257,0		674,4	851,4		687,0	657,8	711,4		658,3	815,5	
1988/89		1083,0					953,0		629,0	1013,8		612,7	798,1			604,4	780,3	
1989/90		2693,0					1774,5		1190,0	1821,4		1586,2	1489,7	1606,1	1805,9	1211,7	1519,1	
1990/91	970,7	1091,5					1060,5		623,0	938,0			652,4	665,6	784,5	465,2	590,9	
1991/92	754,4	1056,0				1060,2	881,9		540,4	866,1			604,3	654,2	749,8	469,4	592,3	
1992/93	724,6	1096,0				791,7			401,2	611,2			480,4	471,0		366,1	376,4	
1993/94	635,6	843,0				825,3			395,8	315,4			366,0	472,0		408,5	451,1	341,3
1994/95	438,6	490,0			575,0				260,4	67,1		245,6	211,3	183,2	259,3	248,0	246,0	259,0
1995/96	1558,2	1584,0	1782,7		1690,3	1803,2			1081,2	868,4		893,5	1119,0	1141,7	1193,4	898,0	1045,5	1195,5
1996/97	1588,8	1500,0	1666,0		1441,6	1653,1							942,0	1195,4	1049,6	817,0	1033,9	1153,2
1997/98	1300,6	1329,0	1323,5			1386,1						602,2		851,4	788,7	552,5	664,6	820,6
1998/99	518,1	445,9	604,5			552,4			200,0			285,6		383,1	431,3	187,5	310,0	366,8

Tabla 3.2. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas de la zona de estudio, según datos originales procedentes de la Confederación Hidrográfica del Sur.

	SECTOR OCCIDENTAL				SECTOR ORIENTAL								Precipitación media anual (mm)		
Año hidrológico	Alpandeire	Cartajima	Navas de San Luis	El Taramal	El Burgo	Pecho Venus	Yunquera	Las Millanas	Alozaina	Ardales Vivero	Casarabonela (Forestal)	Puerto del Sapo	Sector occidental	Sector oriental	Total
1964/65	1021,9	959,0	1289,2	1140,0	515,7	809,0	**664,7**	533,8	630,9	**398,5**	585,7	561,0	1102,5	587,4	759,1
1965/66	1039,6	895,0	1293,0	1312,0	560,7	919,2	**817,7**	656,7	584,7	**499,4**	734,0	**633,7**	1134,9	675,8	828,8
1966/67	612,2	643,0	1199,8	946,0	479,2	654,8	**510,1**	409,7	395,5	**345,5**	507,8	477,0	850,3	472,5	598,4
1967/68	1078,6	1072,5	1403,4	1094,1	559,1	885,9	**715,2**	574,4	531,6	**431,3**	633,9	735,5	1162,2	633,4	809,6
1968/69	1652,8	1619,0	1566,2	1803,5	896,4	1453,0	**1331,8**	1069,6	1099,3	**1248,1**	1834,6	1156,0	1660,4	1261,1	1394,2
1969/70	1303,5	1267,5	1775,7	1529,7	1042,4	1486,4	1400,3	1111,8	1082,2	**875,6**	1287,1	1243,0	1469,1	1191,1	1283,8
1970/71	1206,5	1001,0	1042,3	1050,7	592,2	816,6	703,9	592,3	551,9	**565,7**	831,5	722,0	1075,1	672,0	806,4
1971/72	938,0	491,0	927,3	926,1	665,5	839,2	950,4	572,4	509,9	409,6	830,7	499,6	820,6	659,7	713,3
1972/73	886,5	586,5	870,3	964,9	475,9	698,8	574,7	509,9	495,6	395,9	514,6	462,0	827,1	515,9	619,6
1973/74	707,1	574,0	460,8	714,1	326,0	423,3	454,2	346,4	317,1	316,4	469,5	418,4	614,0	383,9	460,6
1974/75	628,5	492,0	291,2	634,4	413,8	**540,6**	497,3	390,5	320,4	321,4	382,1	398,0	511,5	408,0	442,5
1975/76	914,5	897,0	770,4	927,9	484,0	**618,0**	682,0	577,3	530,1	406,9	**666,8**	455,0	877,5	552,5	660,8
1976/77	1153,5	975,0	935,9	1030,9	443,8	**772,8**	**692,6**	473,4	461,9	490,0	696,0	611,4	1023,8	580,2	728,1
1977/78	1058,0	710,0	1181,3	1113,8	551,0	**750,5**	626,9	569,2	507,1	454,1	612,5	552,5	1015,8	578,0	723,9
1978/79	1225,0	915,0	1145,2	1298,2	1026,0	**684,9**	882,4	717,3	582,5	602,9	835,8	760,2	1145,9	761,5	889,6
1979/80	779,5	677,0	1275,4	846,5	609,0	517,0	796,0	653,7	669,4	**407,9**	626,7	561,1	894,6	605,1	701,6
1980/81	631,0	499,0	443,7	599,5	349,2	**417,1**	**393,5**	316,0	343,6	295,2	510,1	440,7	543,3	383,2	436,5
1981/82	802,6	538,0	**684,2**	803,7	478,6	**636,8**	578,5	437,3	449,7	361,4	479,6	468,8	707,1	486,3	559,9
1982/83	658,6	408,0	924,0	660,0	329,0	**428,7**	387,9	321,8	346,1	235,9	353,8	316,4	662,7	339,9	447,5
1983/84	**1026,2**	1150,0	1433,2	1026,5	620,2	951,8	866,9	668,1	725,5	492,9	941,6	785,5	1159,0	756,6	890,7
1984/85	1368,4	1435,0	1459,5	1261,5	428,4	717,5	805,6	541,5	463,7	279,0	480,9	282,8	1381,1	499,9	793,7
1985/86	900,2	980,0	1226,0	1042,5	508,4	**609,5**	**566,2**	454,7	467,5	384,5	556,6	448,7	1037,2	499,5	678,7
1986/87	923,5	890,0	1297,0	985,3	478,8	**697,1**	**645,7**	518,6	504,9	453,3	600,1	539,0	1024,0	554,7	711,1
1987/88	1015,7	**1284,9**	1740,9	1257,0	674,4	851,4	**819,1**	657,8	711,4	658,3	**1036,6**	815,5	1324,6	778,1	960,2
1988/89	**952,7**	1083,0	**1294,0**	953,0	629,0	1013,8	**993,8**	798,1	**736,4**	604,4	**1133,8**	780,3	1070,7	836,2	914,4
1989/90	**1665,3**	2693,0	**3430,8**	1774,5	1190,0	1821,4	**1452,3**	1489,7	1606,1	1211,7	1805,9	1519,1	2390,9	1512,0	1805,0
1990/91	970,7	1091,5	**1388,1**	1060,5	623,0	938,0	**812,4**	652,4	665,6	465,2	784,5	590,9	1127,7	691,5	836,9
1991/92	754,4	1056,0	**1343,0**	881,9	540,4	866,1	**752,5**	604,3	654,2	469,4	749,8	592,3	1008,8	653,6	772,0
1992/93	724,6	1096,0	**1393,9**	**766,4**	401,2	611,2	**598,2**	480,4	471,0	366,1	**566,0**	376,4	995,2	483,8	654,3
1993/94	635,6	843,0	**1072,1**	**681,8**	395,8	315,4	**455,7**	366,0	472,1	408,5	**560,4**	451,1	808,1	428,1	554,8
1994/95	438,6	490,0	575,0	**447,8**	260,4	67,1	**263,1**	211,3	183,2	248,0	259,3	246,0	487,8	217,3	307,5
1995/96	1514,7	1584,0	1690,3	**1624,9**	1081,2	868,4	**1393,4**	1119,0	1141,7	898,0	1193,4	1045,5	1603,5	1092,6	1262,9
1996/97	1240,7	1500,0	1441,6	**1330,9**	**950,5**	**1457,9**	**1173,1**	942,1	1195,4	817,0	1049,6	1033,9	1378,3	1077,4	1177,7
1997/98	1300,6	1329,0	**1277,9**	**1155,2**	**625,9**	**902,7**	**756,9**	**607,9**	851,4	552,5	788,7	664,6	1265,7	718,8	901,1
1998/99	518,1	445,9	**539,1**	**555,8**	200,0	**417,9**	**479,4**	**385,0**	383,1	187,5	431,3	310,0	514,7	349,3	404,4
Máxima	1665,3	2693,0	3430,8	1803,5	1190,0	1821,4	1452,3	1489,7	1606,1	1248,1	1834,6	1519,1	2390,9	1512,0	1805,0
Mínima	438,6	408,0	291,2	447,8	200,0	67,1	263,1	211,3	183,2	187,5	259,3	246,0	487,8	217,3	307,5
Media	978,5	976,3	1202,3	1034,3	583,0	784,6	757,0	609,4	618,4	501,7	752,3	627,3	1047,9	654,2	785,4
Media*1,15	1125,3	1122,8	1382,7	1189,5	670,5	902,3	870,5	700,9	711,1	576,9	865,2	721,3	1205,1	752,3	903,2
Media*0,85	831,7	829,9	1022,0	879,2	495,6	666,9	643,4	518,0	525,6	426,4	639,5	533,2	890,7	556,1	667,6
Nº años secos	12	12	11	10	15	13	13	13	17	17	18	15	11	16	14
Nº años húmedos	10	9	11	9	7	9	8	7	9	8	8	11	14	9	10
Nº años medios	13	14	13	16	13	13	14	15	9	10	9	9	10	10	11

Tabla 3.3. Precipitaciones anuales (mm), en las estaciones pluviométricas seleccionadas, durante el período 64/65-98/99. En negrita, datos completados por correlación; en azul, año húmedo; en amarillo, año seco; en blanco, año medio.

El segundo paso en el tratamiento de las series ha sido detectar los posibles errores sistemáticos y accidentales existentes en los datos pluviométricos. Para ello se ha utilizado el método de dobles masas o dobles acumulaciones, representando en ejes de coordenadas los valores de la precipitación anual acumulada de cada estación (desde años más modernos hacia años más antiguos) frente a los valores de precipitación anual acumulada de la estación tipo. Como estación tipo, se ha considerado la media de todas las estaciones de la zona de estudio. En todas las estaciones se ha constatado una buena alineación de los datos de precipitación según la recta de regresión, por lo que se considera que no existen errores significativos y no ha sido necesario corregir las series de datos.

3.1.3. Distribución espacial de la lluvia (Isoyetas). Precipitación media anual

Para analizar la variabilidad espacial de las precipitaciones en el área de estudio, se han realizado los mapas de isoyetas para el año medio, el año más húmedo y el año más seco del período histórico 1964/65-1998/99 (figs. 3.2 a 3.4). Las tres figuras muestran una distribución espacial de las precipitaciones muy similar, aunque los valores absolutos son muy distintos en cada caso. Así, la pluviometría varía entre 1200 y 500 mm para el año medio, entre 3400 y 1400 mm para el año más húmedo y entre 500 y 200 mm para el año más seco del período considerado.

En la zona de estudio se diferencian claramente dos sectores (fig. 3.1): sector occidental, que comprende la región situada dentro de la zona húmeda definida en el Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga (Diputación Provincial de Málaga, 1988) y sector oriental, que comprende la región perteneciente a las zonas subhúmeda y seca. Independientemente del año que se considere, las mayores precipitaciones se registran en el sector occidental. Las diferencias de cantidad de precipitación entre el sector occidental y el sector oriental de la zona de estudio se acentúan en los años de tipo húmedo, cuando las diferencias entre las precipitaciones registradas en uno y otro sector pueden ser del orden de 2000 mm.

Los mapas de isoyetas reflejan el importante control que las alineaciones montañosas ejercen sobre la distribución espacial de las precipitaciones. En los tres casos analizados queda patente el importante "efecto barrera" o efecto Foehn que ejercen las principales sierras de la zona de estudio, Nieves, Prieta y Alcaparaín, en

especial la primera de éstas, que es la que presenta las mayores altitudes. Así, independientemente del tipo de año que se considere, se observa claramente cómo las precipitaciones van disminuyendo progresivamente hacia el NE.

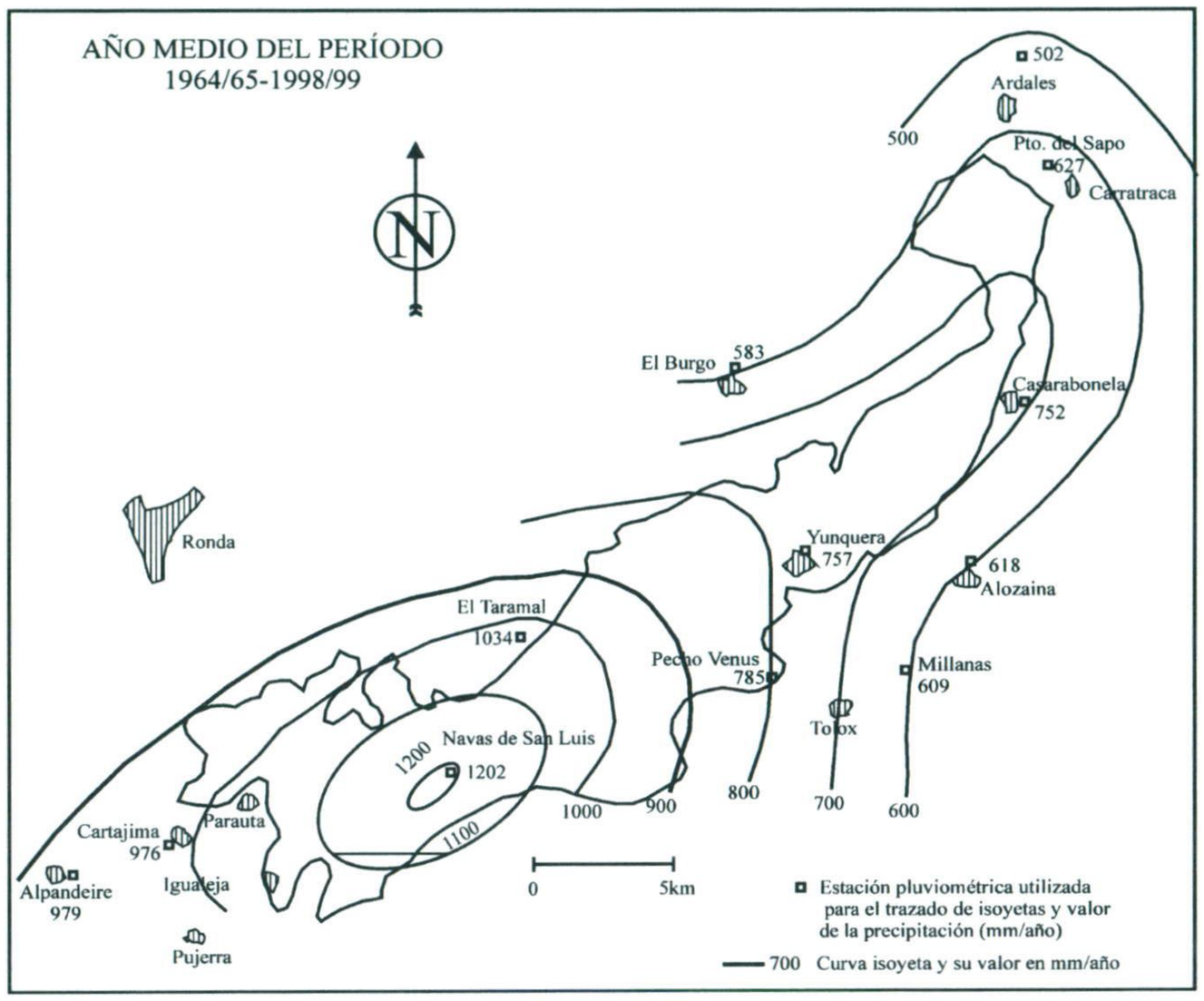


Fig. 3.2. Mapa de isoyetas para el año medio del período 64/65 al 98/99.

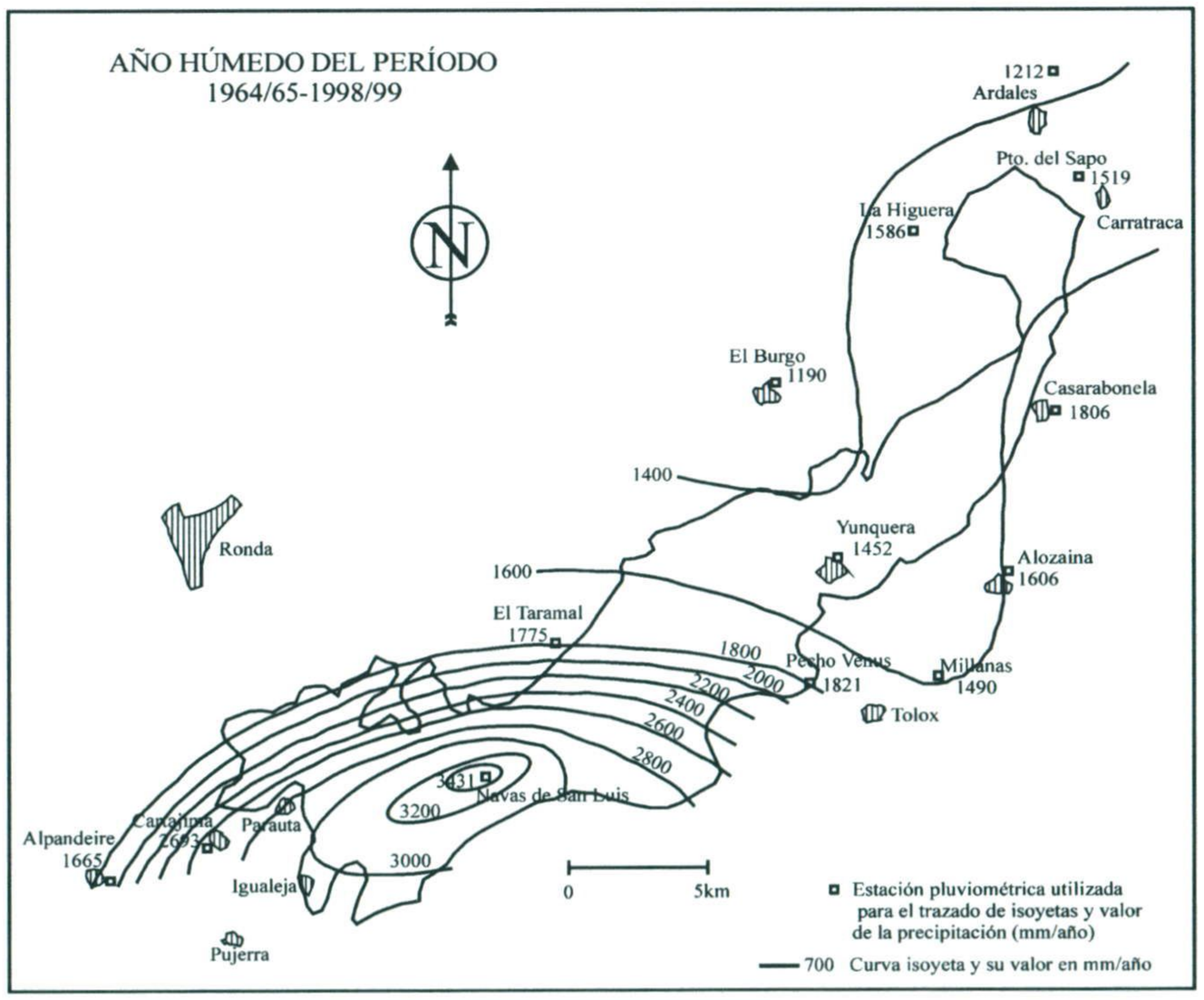


Fig. 3.3. Mapa de isoyetas para el año más húmedo del período 64/65 al 98/99.

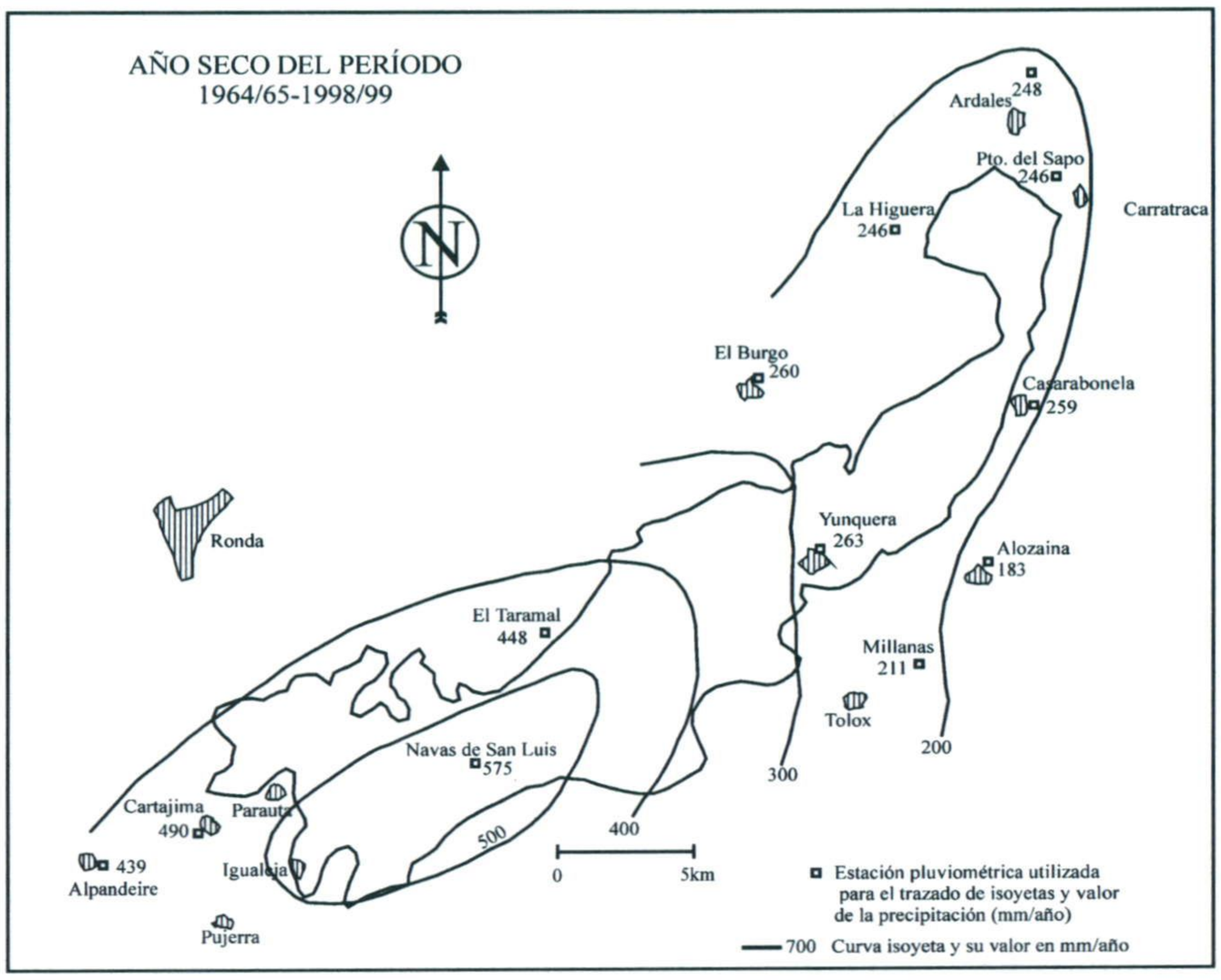


Fig. 3.4. Mapa de isoyetas para el año más seco del período 64/65 al 98/99.

Para calcular la precipitación media anual caída sobre la zona de estudio se han utilizado dos métodos: método de la media aritmética y planimetría de isoyetas. Los valores de precipitación media así obtenidos han sido de 785 mm/año y 909 mm/año, respectivamente. La diferencia entre los dos valores anteriores está motivada porque la mayoría de las estaciones pluviométricas se encuentra en los bordes de las sierras, a las cotas más bajas, donde llueve menos. En estas circunstancias, a efectos de balances hidrogeológicos, es más adecuado trabajar con datos de precipitación media calculados mediante planimetría de isoyetas, porque este método tiene en cuenta las variaciones altitudinales de la precipitación.

3.1.4. Factores que condicionan las precipitaciones

Las precipitaciones que afectan al Mediterráneo occidental son de tres tipos principales (Celle, 2000): precipitaciones de origen Mediterráneo, precipitaciones procedentes del Atlántico y precipitaciones de origen mixto (Mediterráneo-Atlántico). Por lo tanto, la posición geográfica de las estaciones pluviométricas es un factor principal que determina no sólo la cantidad de lluvia que se va a registrar sino también,

como se verá más adelante, la composición química e isotópica del agua de precipitación.

Para analizar la importancia relativa que cada factor geográfico tiene en las precipitaciones y determinar el límite entre el sector occidental y oriental del área de estudio desde el punto de vista pluviométrico, se ha realizado un Análisis de Componentes Principales (ACP) considerando las siguientes variables: la longitud o distancia al Atlántico (medida como la distancia desde cada estación al meridiano que pasa al W de Alpandeire), la latitud o distancia al Mediterráneo (medida como la distancia desde cada estación al paralelo que pasa al S de Marbella), la altitud de cada estación pluviométrica y la precipitación media registrada en cada estación para el período 1964/65-1998/99.

El eje I del ACP explica el 75% de la varianza muestral mientras que el eje II explica el 16%. La precipitación presenta una fuerte correlación negativa con la longitud y la latitud, pero está más correlacionada y de manera positiva con la altitud (tabla 3.4). Así, en el área de estudio, la precipitación estaría más condicionada por la altitud y por la longitud o distancia al Atlántico que por la latitud o distancia al Mediterráneo, debido al efecto barrera que ejercen las montañas, en particular, la Sierra de las Nieves.

	Precipitación	Longitud	Latitud	Altitud
Precipitación	1			
Longitud	-0,78	1		
Latitud	-0,68	0,61	1	-0,38
Altitud	0,88	-0,65	-0,38	1

Tabla 3.4. Matriz de correlación del ACP realizado con los diferentes factores geográficos y la pluviometría medida en cada estación.

En el campo de las variables del ACP (fig. 3.5), el eje I muestra la oposición entre la precipitación y la altitud frente a la longitud y a la latitud mientras que, en el campo de las unidades estadísticas se diferencian claramente dos conjuntos de estaciones: el primer grupo está formado por las estaciones de Alpandeire, Cartajima, Navas de San Luis y Taramal, situadas a menor longitud y mayor altitud (sector occidental del área de estudio), en las que se registra mayor cantidad de precipitación. El segundo grupo está formado por el resto de estaciones, situadas en el sector oriental

del área de estudio (a mayor longitud y latitud y a menor altitud), en las que se registra menor cantidad de precipitación.

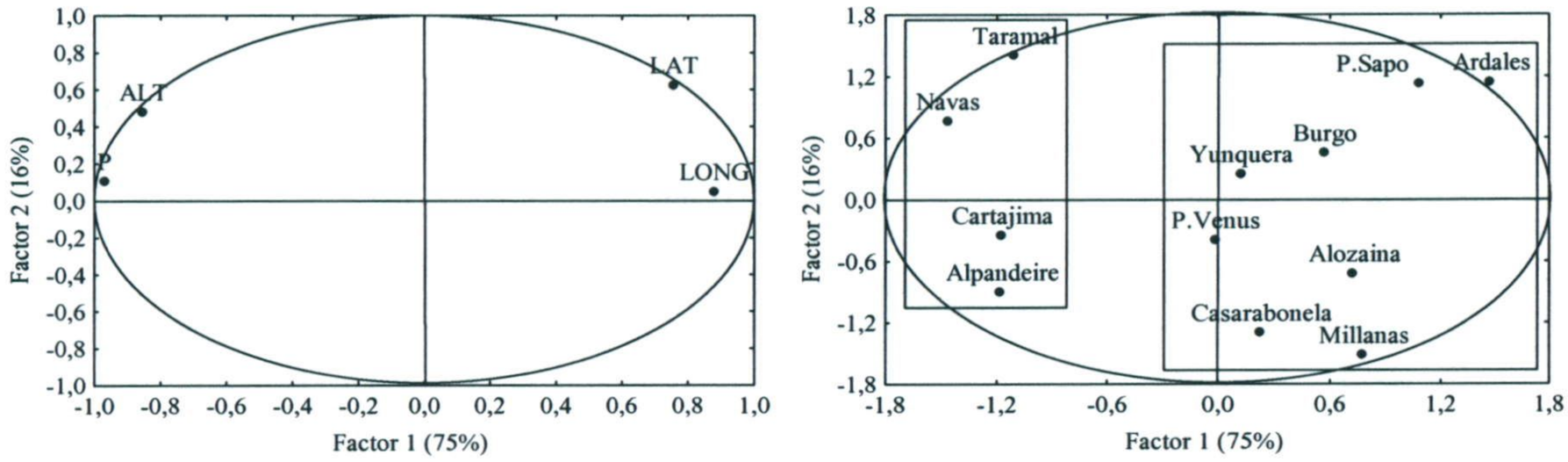


Fig. 3.5. ACP realizado con los datos pluviométricos medios del período 64/65-98/99 y las características geográficas de las diferentes estaciones pluviométricas seleccionadas. A la izquierda, campo de las variables; a la derecha, campo de las unidades estadísticas.

3.1.5. Gradiente pluviométrico

Como se ha indicado en el apartado anterior, la cantidad de precipitación aumenta a medida que es mayor la altitud de la estación pluviométrica considerada. Para establecer el gradiente pluviométrico o la relación entre la pluviometría y la altitud, se han efectuado correlaciones lineales entre ambos parámetros para cada uno de los años hidrológicos del período analizado (1964/65-1998/99). La media aritmética de los gradientes calculados (tabla 3.5) es de 65 mm/100 m de altitud. Si se consideran los datos de precipitación media en cada estación pluviométrica para el conjunto de años del citado período, se obtiene un gradiente similar (fig. 3.6).

Año hidrológico	r P/Alt	Gradiente (mm/100 m altitud)
1964/65	0,89	85
1965/66	0,90	83
1966/67	0,90	75
1967/68	0,87	87
1968/69	0,62	65
1969/70	0,79	65
1970/71	0,76	58
1971/72	0,60	43
1972/73	0,82	53
1973/74	0,71	33
1974/75	0,44	17
1975/76	0,75	47

Año hidrológico	r P/Alt	Gradiente (mm/100 m altitud)
1976/77	0,78	65
1977/78	0,85	72
1978/79	0,81	66
1979/80	0,71	53
1980/81	0,65	24
1981/82	0,79	39
1982/83	0,81	55
1983/84	0,79	69
1984/85	0,82	128
1985/86	0,91	86
1986/87	0,87	77
1987/88	0,84	94

Año hidrológico	r P/Alt	Gradiente (mm/100 m altitud)
1988/89	0,62	44
1989/90	0,64	139
1990/91	0,85	76
1991/92	0,78	64
1992/93	0,77	81
1993/94	0,75	57
1994/95	0,75	38
1995/96	0,80	78
1996/97	0,72	55
1997/98	0,77	76
1998/99	0,66	27
Media	0,77	65

Tabla 3.5. Gradientes pluviométricos para cada año hidrológico del período 64/65-98/99. r P/alt: coeficiente de correlación precipitación-altitud.

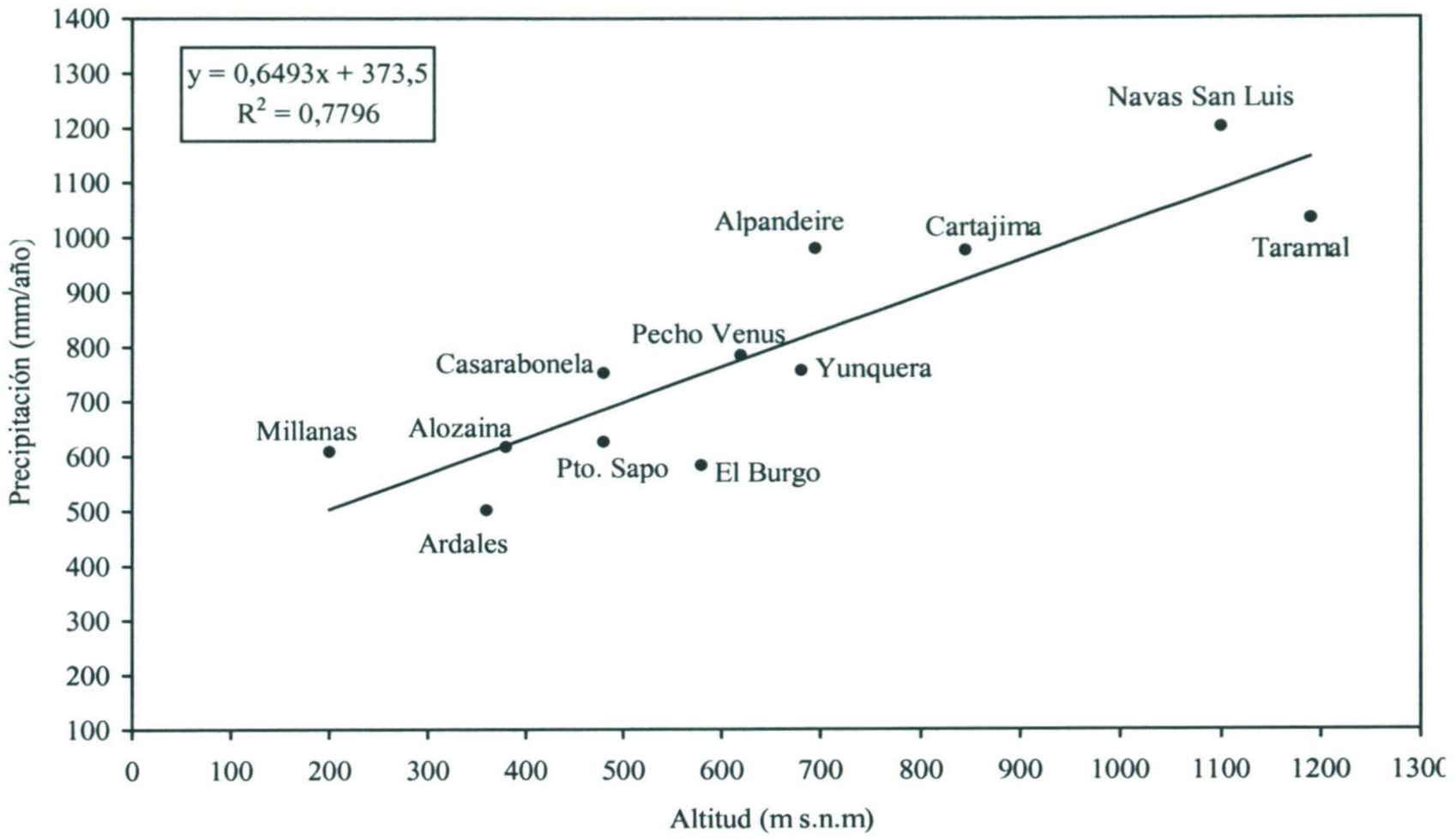


Fig. 3.6. Gradiente pluviométrico en relación a la altitud durante el período 64/65-98/99 en la zona de estudio.

3.1.6. Distribución temporal de las precipitaciones

Durante el período 1964/65-1998/99 se pueden diferenciar, en general, 14 años hidrológicos secos, 10 años húmedos y 11 años de tipo medio, aunque no todos los años hidrológicos son del mismo tipo en cada una de las estaciones (tabla 3.3). Para la determinación de los años tipo, se ha considerado como año seco aquel cuya precipitación media es inferior al 85% de la precipitación media anual registrada durante el período analizado y, como año húmedo, aquel cuya precipitación media supera en un 15% a la media anual registrada durante este mismo período. El resto de años se considera de tipo medio.

El año hidrológico más húmedo del período analizado fue el 1989/90 (año en que se originaron importantes inundaciones en la provincia de Málaga), con una precipitación media de 1805 mm (2390 mm en el sector occidental y 1512 mm en el sector oriental). El año más seco fue el 1994/95, con una precipitación media de 308 mm: 488 mm en el sector occidental y 217 mm en el sector oriental.

Para analizar la evolución temporal de las precipitaciones a lo largo del período 1964/65-1998/99 se han considerado los valores de precipitación media anual obtenidos a partir del conjunto de estaciones pluviométricas y los valores de precipitación media

anual considerando por separado las estaciones situadas en el sector occidental y en el sector oriental de la zona de estudio (fig. 3.7). Aunque existen diferencias puntuales en determinados años hidrológicos, la evolución temporal de las precipitaciones es similar en los tres casos: existen años hidrológicos de pluviometría media o de carácter seco que están separados por años húmedos.

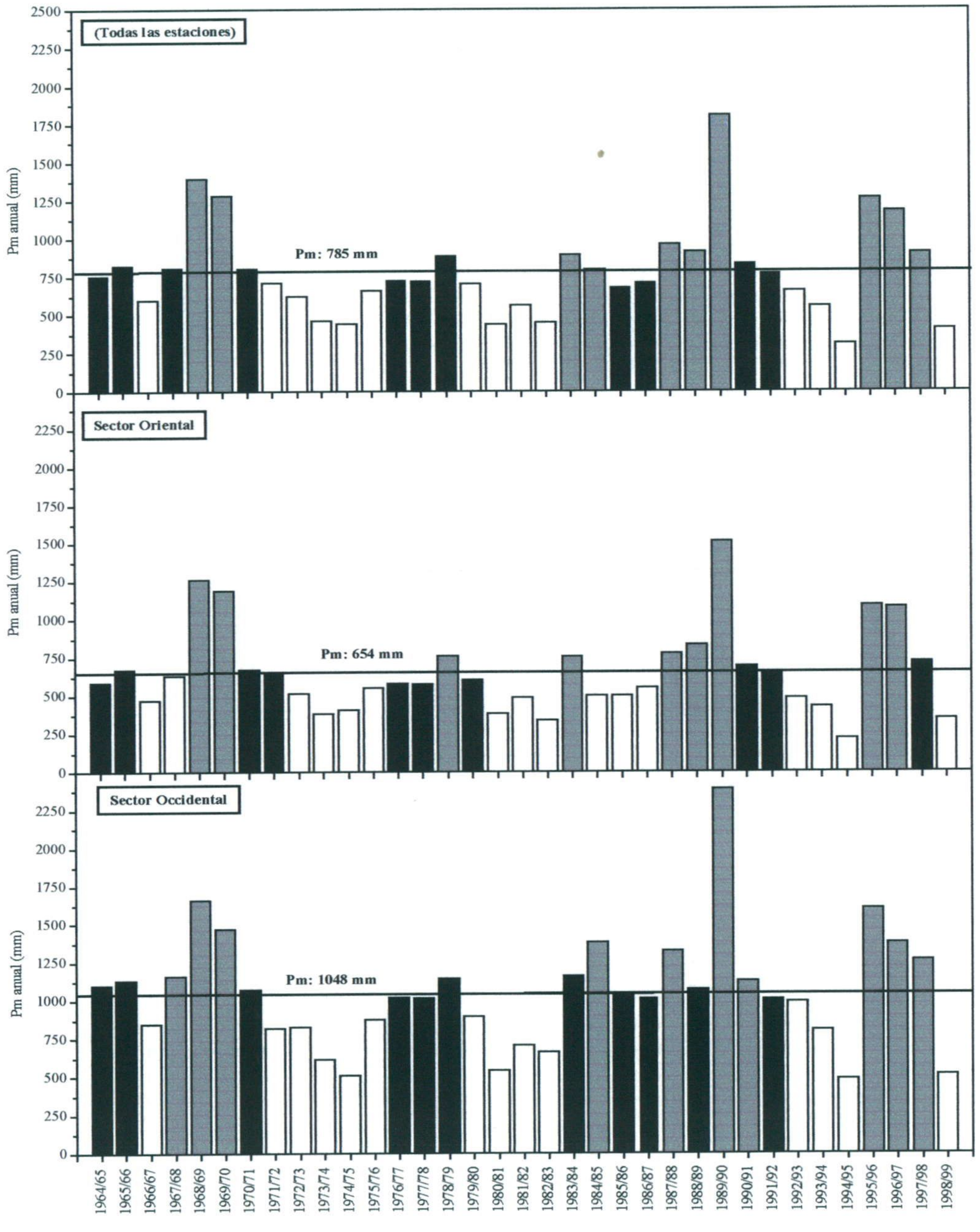


Fig. 3.7. Distribución de la precipitación media anual, durante el período 64/65-98/99, considerando el conjunto de estaciones pluviométricas seleccionadas, las estaciones pluviométricas seleccionadas en el sector occidental de la zona de estudio y las estaciones pluviométricas seleccionadas en el sector oriental de la zona de estudio. En gris, años húmedos; en blanco, años secos; en negro, años medios.

	SECTOR OCCIDENTAL				SECTOR ORIENTAL								Precipitación media mensual (mm)		
	Alpandeire	Cartajima	Navas de San Luis	El Taramal	El Burgo	Pecho Venus	Yunquera	Las Millanas	Alozaina	Ardales	Casarabonela (Forestal)	Puerto del Sapo	Sector occidental	Sector oriental	Total
Octubre	105,6	106,1	115,2	98,1	61,0	79,5	76,0	72,1	74,9	60,5	77,1	77,3	106,2	72,3	83,6
Noviembre	159,1	147,8	203,0	145,1	85,9	133,9	119,5	105,2	105,5	68,6	127,2	103,6	163,8	106,2	125,4
Diciembre	168,9	157,8	169,8	169,4	91,7	114,7	115,3	98,7	97,7	65,8	110,0	95,9	166,5	98,7	121,3
Enero	163,9	144,9	162,6	161,7	78,7	123,8	114,2	92,2	87,9	65,5	97,1	90,2	158,3	93,7	115,2
Febrero	130,4	132,7	153,1	145,8	80,9	103,8	98,6	79,4	81,2	60,6	87,1	74,8	140,5	83,3	102,4
Marzo	91,0	87,9	97,7	86,9	51,3	67,5	65,9	51,9	54,5	41,9	70,9	53,6	90,9	57,2	68,4
Abril	77,6	75,5	97,2	85,9	42,4	59,9	51,2	41,9	42,3	38,0	68,3	48,2	84,0	49,0	60,7
Mayo	52,1	57,9	60,6	54,4	28,0	28,3	33,1	27,5	27,0	24,3	34,3	27,6	56,3	28,8	37,9
Junio	20,0	19,8	25,1	24,5	14,2	16,9	16,6	13,7	13,3	16,2	26,8	15,8	22,3	16,7	18,6
Julio	2,8	1,1	2,6	3,1	4,5	1,4	3,4	1,3	2,3	4,8	0,9	3,6	2,4	2,8	2,6
Agosto	6,1	8,5	10,7	7,3	9,8	6,3	11,5	9,5	9,3	10,9	5,6	6,3	8,1	8,7	8,5
Septiembre	35,1	35,1	38,9	39,9	32,3	28,5	17,7	15,3	22,5	19,2	32,9	30,1	37,2	24,8	29,0
Máxima	168,9	157,8	203,0	169,4	91,7	133,9	119,5	105,2	105,5	68,6	127,2	103,6	166,5	106,2	125,4
Mínima	2,8	1,1	2,6	3,1	4,5	1,4	3,4	1,3	2,3	4,8	0,9	3,6	2,4	2,8	2,6
Media	84,4	81,2	94,7	85,2	48,4	63,7	60,3	50,7	51,5	39,7	61,5	52,3	86,4	53,5	64,5

Tabla 3.6. Precipitaciones medias mensuales (mm) para el período 64/65-98/99.

El período histórico 1964/65-1998/99 comienza con cuatro años hidrológicos de tipo medio y seco, seguidos de dos años de tipo húmedo (1968/69-1969/70), aunque en el sector occidental 1967/68 también fue húmedo. Después, se inicia un período de años secos y medios que concluye con los años hidrológicos húmedos 1983/84 y 1984/85; no obstante, el primero fue de tipo medio en la parte occidental del área de estudio y el segundo seco en el sector oriental. Tras los dos años siguientes que fueron de tipo medio (secos en el sector oriental), se registraron otros tres húmedos (1987/88, 1988/89 y 1989/90). A partir de 1990 se inicia un ciclo de menor precipitación que termina con el año 1994/95, el más seco de la historia pluviométrica de la región. Finalmente, durante el período de investigación, se han registrado dos años húmedos (1995/96, y 1996/97), uno medio (1997/98) y uno seco (1998/99).

La desviación acumulada de los valores medios anuales de precipitación con respecto a la precipitación media, en la primera mitad del período histórico, presenta una clara tendencia descendente que, según el sector considerado, comienza en el año hidrológico 1970/71 y termina en el año hidrológico 1982/83 (figs. 3.8A y B) o bien en el año 1986/87 (fig. 3.8C). Para el conjunto de estaciones, los valores de la desviación acumulada son inferiores a la media aritmética a partir del año hidrológico 1975/76. En los años 1982/83 ó 1986/87 (dependiendo del sector de la zona de estudio que se considere), comienza una tendencia al aumento de la desviación acumulada, hasta alcanzar máximos relativos en los años hidrológicos 1990/91 y 1991/92. Estos máximos son inferiores al registrado a finales de los años 60, debido al importante déficit hídrico acumulado durante los 16 años previos. Desde los años 1990/91 ó 1991/92 hasta el 1994/95 se observa un nuevo descenso en los valores de la desviación acumulada, aunque el mínimo relativo es superior al correspondiente a los años 80. Las importantes lluvias registradas en los tres años siguientes provocan un incremento de la desviación acumulada, hasta alcanzar nuevamente valores por encima de la media aritmética.

La variación temporal de las precipitaciones, a escala de un año hidrológico, es también bastante notable, como se observa en la tabla 3.5, en la que se muestran los valores de precipitación media mensual obtenidos en las estaciones del área de estudio. Las máximas precipitaciones mensuales corresponden a los meses de Noviembre (125 mm) y Diciembre (121 mm). Por lo general, en las estaciones situadas en el sector oriental de la zona de estudio el máximo mensual se obtiene en Noviembre, mientras

que en las estaciones situadas en el sector occidental el máximo mensual corresponde a Diciembre. Los meses más secos son los correspondientes al período estival (19 mm en Junio, 3 mm en Julio y 9 mm en Agosto). En todas las estaciones del área de estudio se obtiene un valor mínimo absoluto de precipitación en el mes de Julio.

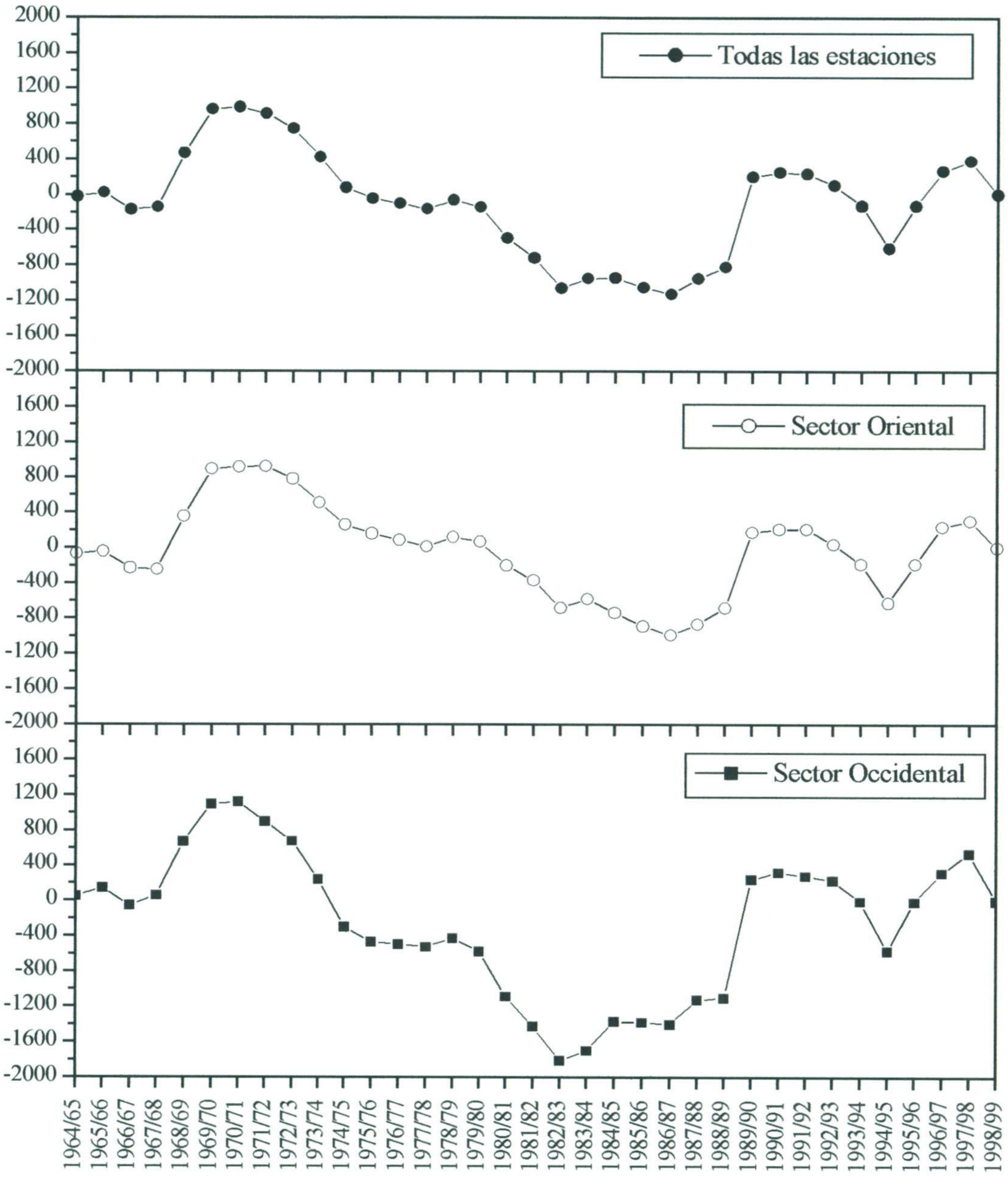


Fig. 3.8. Desviación acumulada de la precipitación media de cada año hidrológico del período histórico con respecto a la media aritmética de la precipitación correspondiente a dicho período (64/65 al 98/99) considerando: el conjunto de estaciones seleccionadas del área de estudio; las estaciones seleccionadas del sector oriental del área de estudio y las estaciones seleccionadas del sector occidental del área de estudio.

Durante los seis primeros meses del año hidrológico, la precipitación media mensual es superior a la media, mientras que en el resto del año es inferior a dicho valor. Las curvas de precipitación acumuladas ponen de manifiesto que durante la primera mitad del año hidrológico se produce el 78 % de la lluvia anual (fig. 3.9).

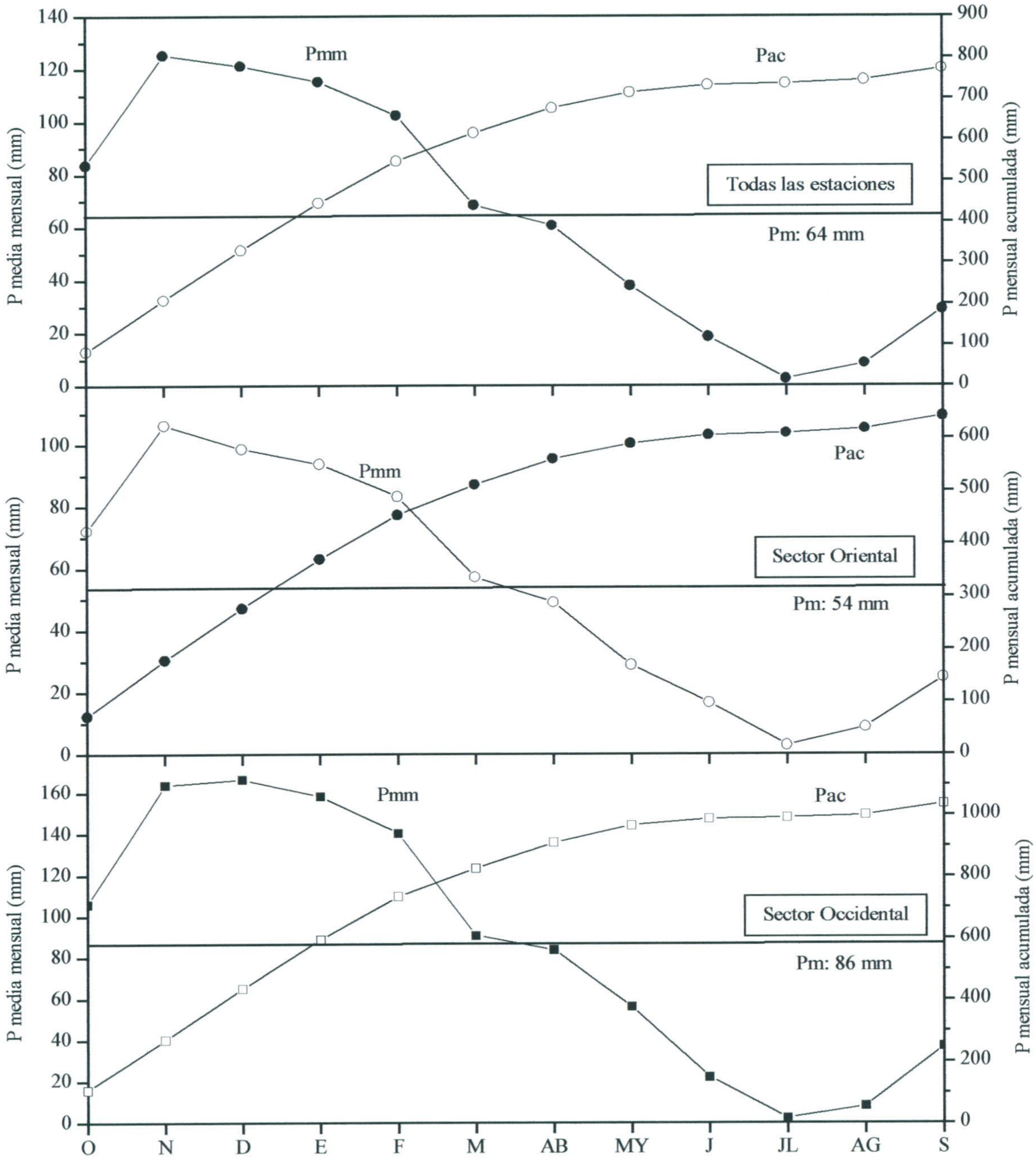


Fig. 3.9. Precipitación media mensual (Pmm) y acumulada (Pac) durante el período 64/65 al 98/99, considerando: todas las estaciones seleccionadas de la zona de estudio, las estaciones seleccionadas del sector occidental y las estaciones seleccionadas del sector oriental.

3.2. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES CORRESPONDIENTES AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (1995/96-1998/99)

Para el estudio de la pluviometría durante el período de investigación se han utilizado los datos procedentes de las 9 estaciones meteorológicas en las que se dispone de series completas: Alpandeire, Cartajima, Pujerra, Quejigales, Alozaina, Ardales, Casarabonela, Puerto del Sapo y Carratraca. Las cuatro primeras se ubican en el sector occidental, mientras que el resto corresponde al sector oriental.

3.2.1. Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

Se han elaborado los mapas de isoyetas correspondientes a cada uno de los años del período 1995/96-1998/99 (figs. 3.10 a 3.13). La distribución espacial de las precipitaciones es similar a la obtenida para el período 1964/65-1998/99, disminuyendo la cantidad de lluvia desde el SW hacia el NE, por el importante efecto barrera que ejercen las diferentes montañas del área de estudio.

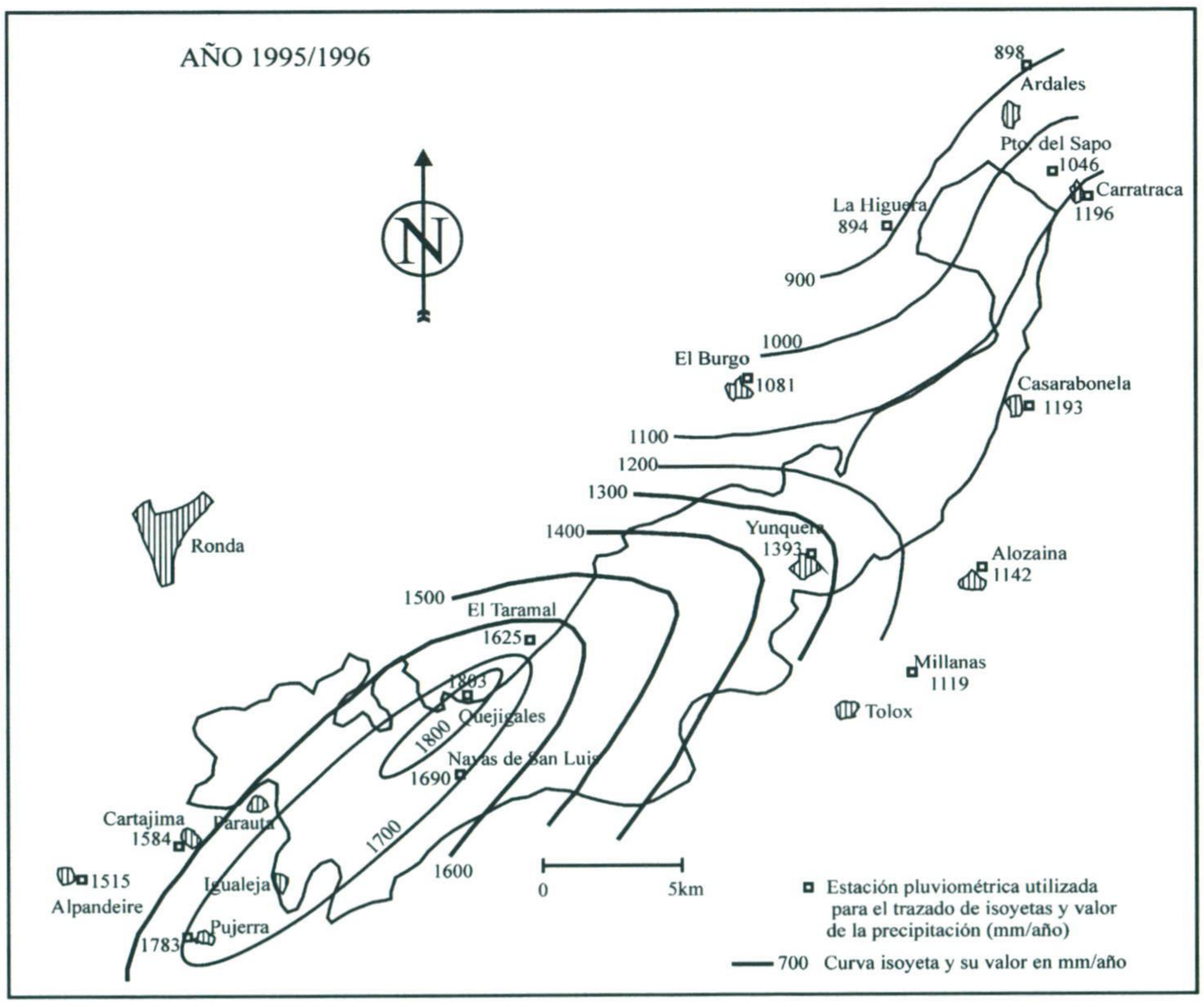


Fig. 3.10. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1995/96.

Las magnitudes absolutas de las precipitaciones son también muy diferentes, según el año considerado. Para el 1995/96, el más húmedo del período analizado, los valores de precipitación varían entre 1800 y 900 mm; para el 1996/97, entre 1600 y 900 mm; para el 1997/98, entre 1300 y 600 mm y, para el 1998/99, el único año seco del período analizado, entre 600 y 200 mm. Es decir, durante el período de investigación, en el sector occidental del área de estudio llueve del orden del doble que en el sector oriental.

Las diferencias de cantidad de precipitación registrada entre el sector occidental y el oriental de la zona de estudio aumentan a medida que aumenta la precipitación anual, de manera que en el sector occidental siempre llueve más que en el oriental, tanto más cuanto más húmedo es el año.

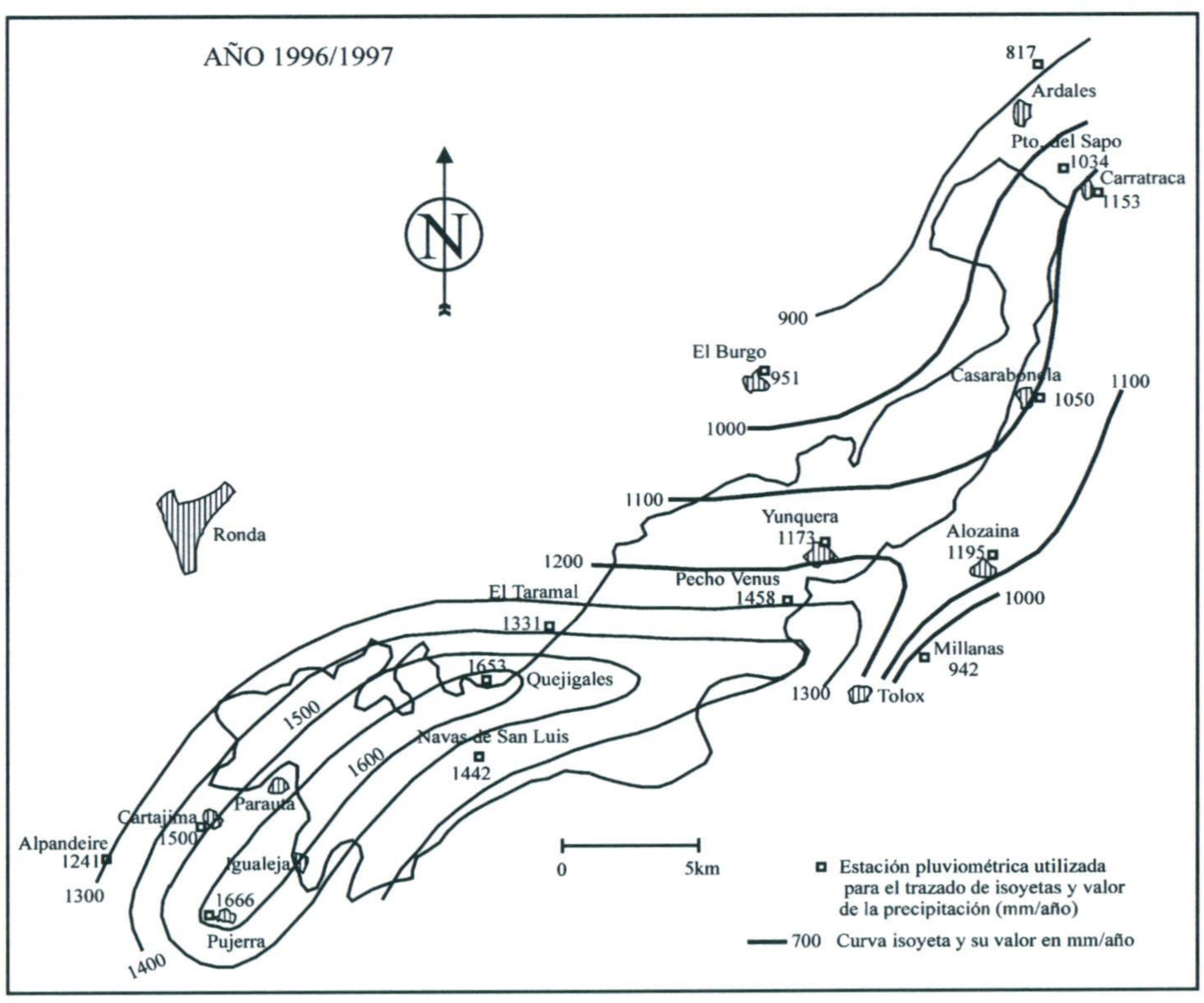


Fig. 3.11. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1996/97.

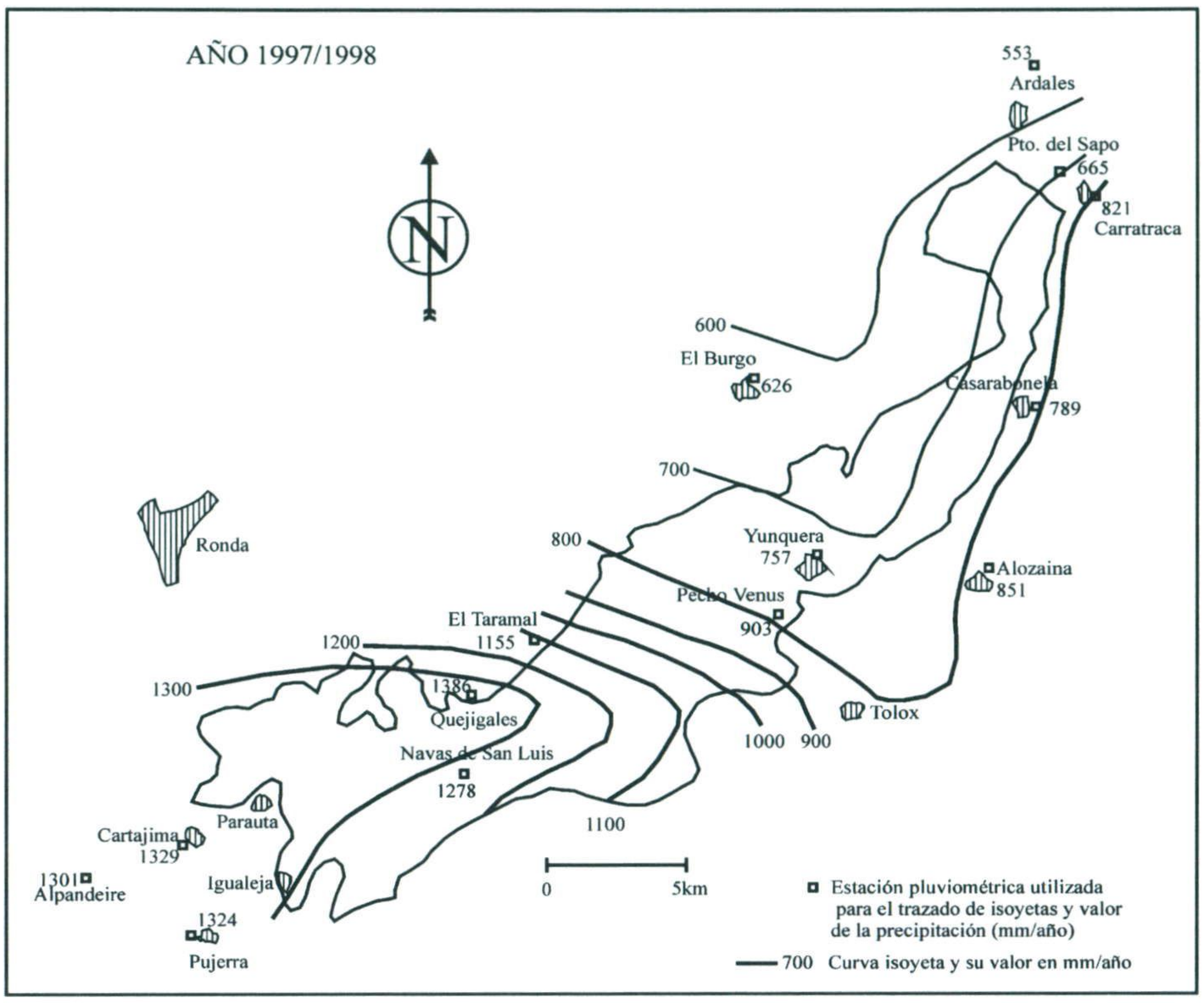


Fig. 3.12. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1997/98.

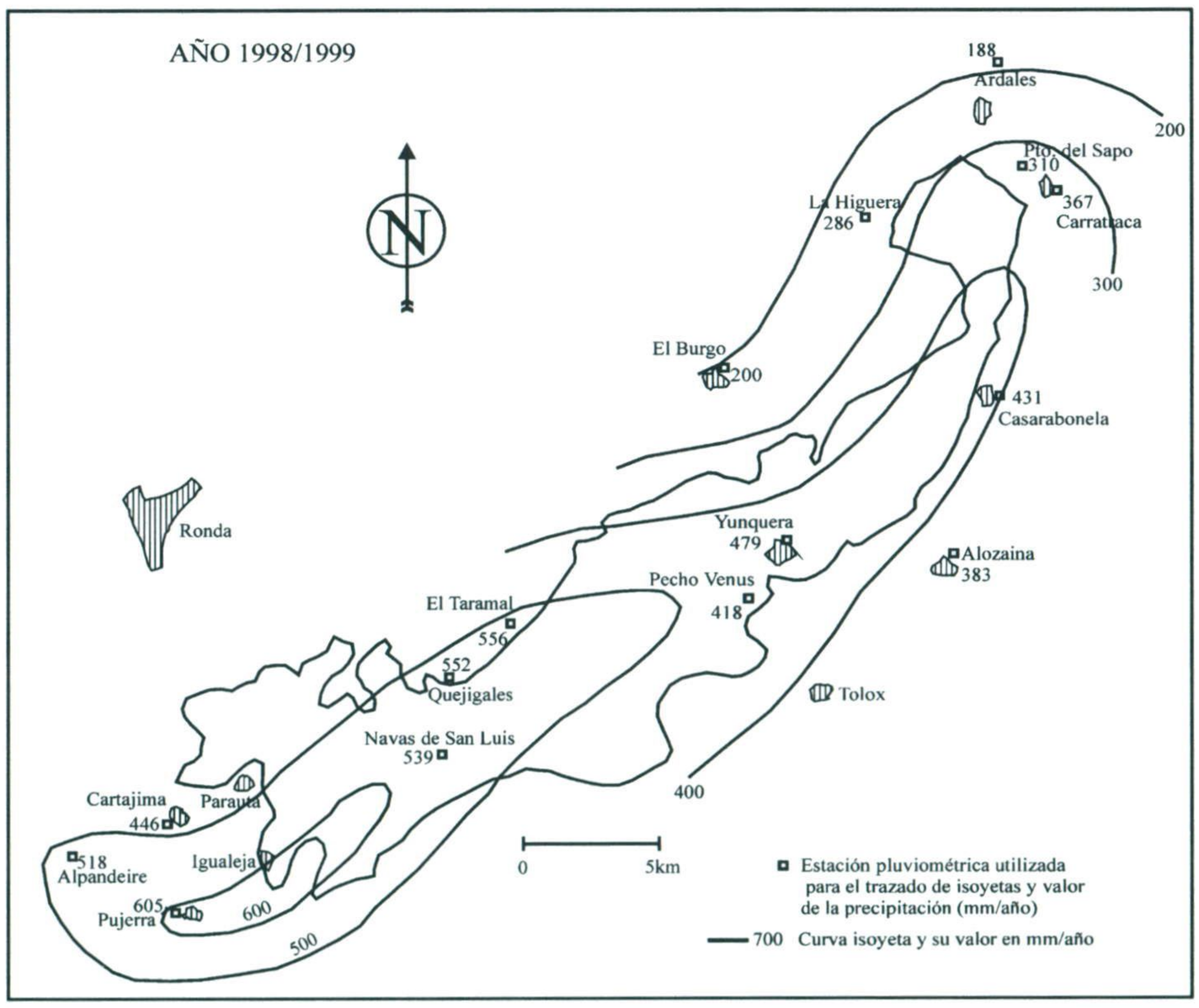


Fig. 3.13. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1998/99.

3.2.2. Precipitación media anual

Durante el período de investigación, la precipitación media (aritmética) ha sido de 1019 mm (1056 mm, mediante planimetría de isoyetas): 1287 mm en el sector occidental y 804 mm en el sector oriental de la zona de estudio (tabla 3.7).

	SECTOR OCCIDENTAL				SECTOR ORIENTAL					Precipitación media anual (mm)		
Año hidrológico	Alpandeire	Cartajima	Pujerra	Los Quejigales	Alozaina	Ardales Vivero	Casarabonela (Forestal)	Puerto del Sapo	Carratraca	Sector occidental	Sector oriental	Total
1995/96	1558,2	1584,0	1782,7	1803,2	1141,7	898,0	1193,4	1045,5	1195,5	1682,0	1094,8	1355,8
1996/97	1588,8	1500,0	1666,0	1653,1	1195,4	817,0	1049,6	1033,9	1153,2	1602,0	1049,8	1295,2
1997/98	1300,6	1329,0	1323,5	1386,1	851,4	552,5	788,7	664,6	820,6	1334,8	735,6	1001,9
1998/99	518,1	445,9	604,5	552,4	383,1	187,5	431,3	310,0	366,8	530,2	335,7	422,2
Máxima	1588,8	1584,0	1782,7	1803,2	1195,4	898,0	1193,4	1045,5	1195,5	1682,0	1094,8	1355,8
Mínima	518,1	445,9	604,5	552,4	383,1	187,5	431,3	310,0	366,8	530,2	335,7	422,2
Media	1241,4	1214,7	1344,2	1348,7	892,9	613,8	865,8	763,5	884,0	1287,3	804,0	1018,8
Media*1,15	1427,6	1396,9	1545,8	1551,0	1026,8	705,8	995,6	878,0	1016,6	1480,3	924,6	1171,6
Media*0,85	1055,2	1032,5	1142,5	1146,4	759,0	521,7	735,9	649,0	751,4	1094,2	683,4	866,0

Tabla 3.7. Precipitaciones anuales (mm), en las estaciones pluviométricas seleccionadas, correspondientes al período de investigación 95/96-98/99. En azul, año húmedo; en amarillo, año seco; en blanco, año medio.

El período de investigación se inicia en Octubre de 1995, a finales de una sequía importante (años hidrológicos 1992/93 a 1994/95), fue seguido de dos años húmedos (1995/96 y 1996/97) y uno medio (1997/98) y terminó con el año seco 1998/99. Aunque la precipitación anual presenta una clara tendencia descendente (fig. 3.14), el período de investigación puede considerarse, desde el punto de vista pluviométrico, de tipo húmedo a medio. Por lo tanto, el período de estudio empieza y termina en unas condiciones climáticas secas, pasando por condiciones climáticas de tipo húmedo, circunstancias éstas particularmente interesantes para llevar a cabo investigaciones hidrogeológicas, puesto que los acuíferos han estado sometidos a diferentes situaciones hidrodinámicas.

No existe un control exhaustivo de la cantidad de nieve registrada durante el período de investigación, pero sí se tiene constancia de los días que ha nevado en la estación de Los Quejigales. Las nevadas más importantes, que cubrieron durante semanas la superficie de la Sierra de las Nieves, se produjeron el 5 y 6-1-97 (19.2 mm) y el 2-12-98 (54 mm).

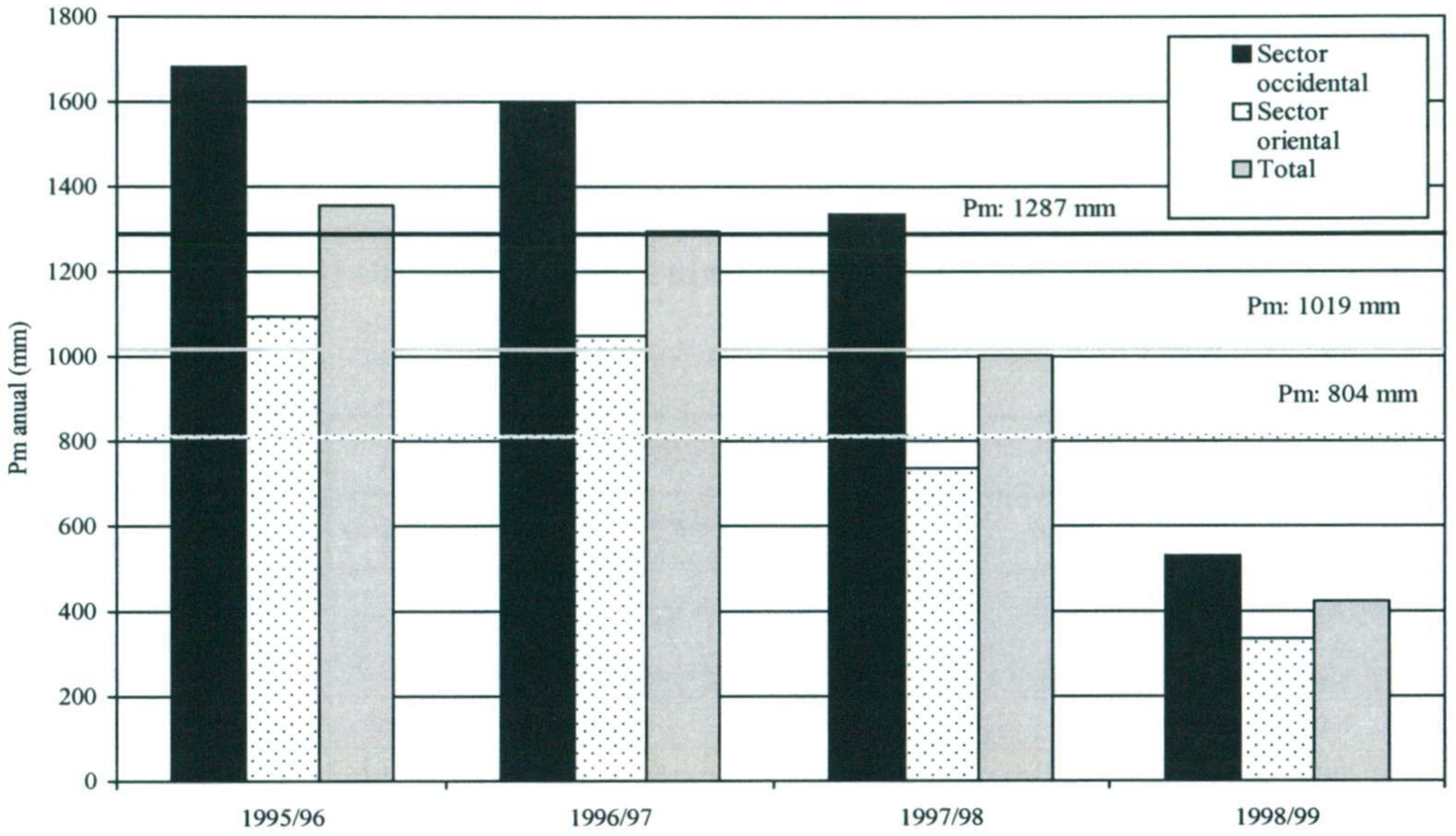


Fig. 3.14. Distribución de la precipitación media anual durante el período de investigación. En negro, considerando las estaciones pluviométricas del sector occidental; con trama de puntos, las del sector oriental y, en gris, todas las estaciones seleccionadas del área de estudio.

3.2.3. Distribución temporal de las precipitaciones

La evolución temporal de las precipitaciones mensuales es similar tanto si se considera el conjunto de estaciones pluviométricas como si se consideran las estaciones del sector occidental y oriental por separado (fig. 3.15).

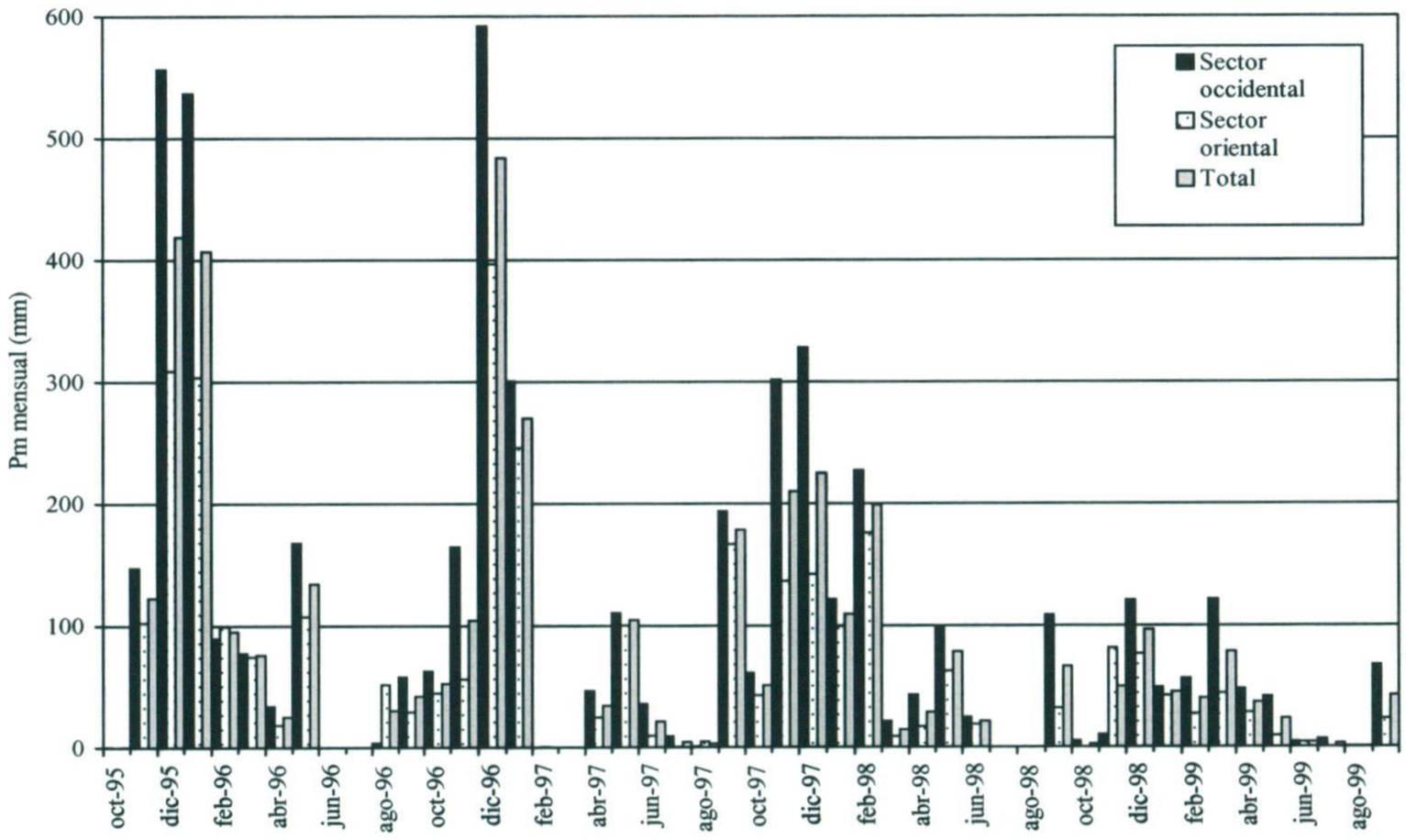


Fig. 3.15. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1995/96-1998/99.

El patrón de distribución de los diversos episodios lluviosos acaecidos durante el período de investigación es muy similar durante los tres primeros años hidrológicos y diferente en el cuarto (fig. 3.16). Así, desde el año hidrológico 1995/96 al 1997/98, las precipitaciones siguen el siguiente esquema general:

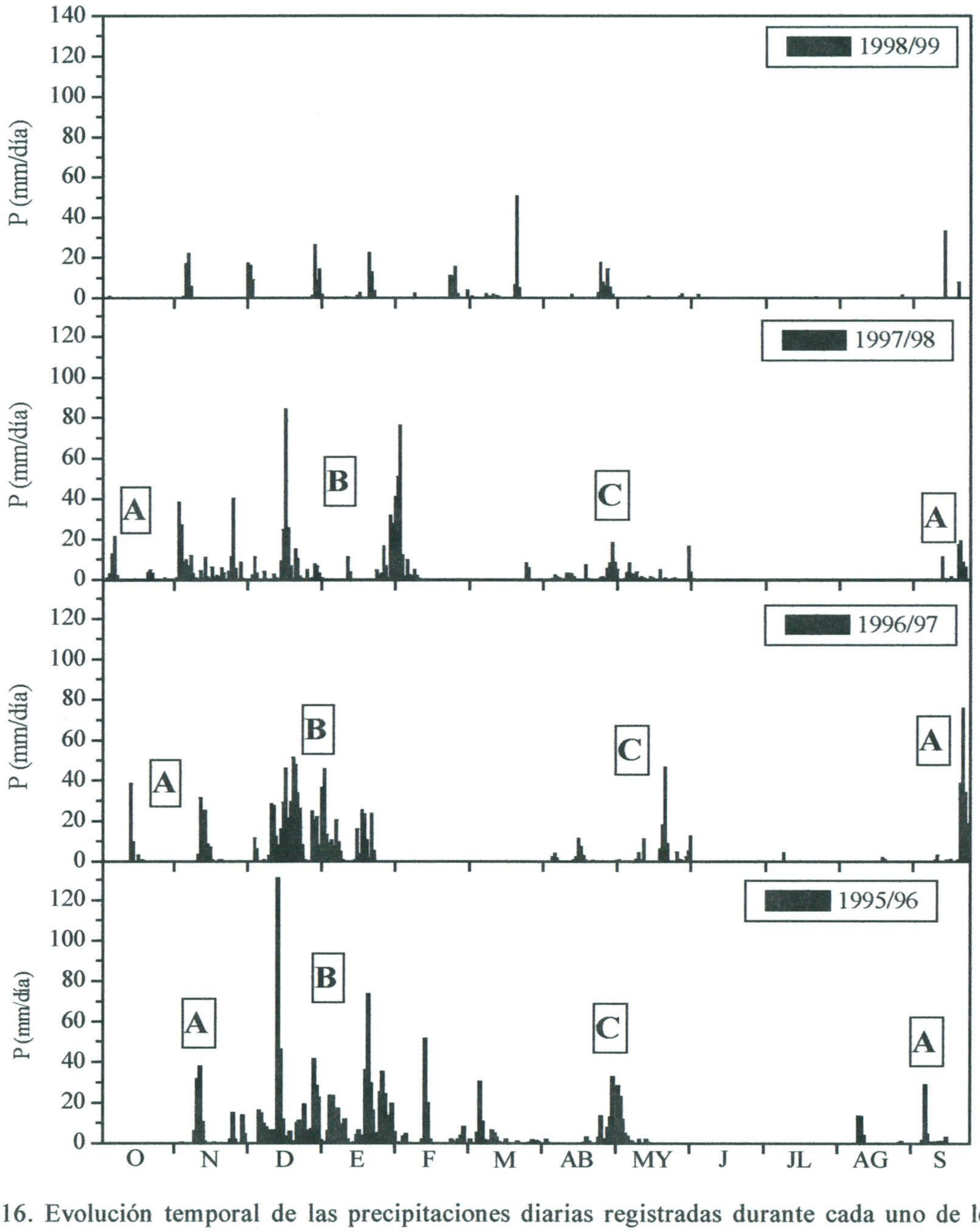


Fig. 3.16. Evolución temporal de las precipitaciones diarias registradas durante cada uno de los años hidrológicos del período de investigación.

A) Precipitaciones aisladas de comienzo de año hidrológico o finales del anterior, durante los meses de otoño.

B) Precipitaciones moderadas-importantes muy continuas, durante los meses de invierno (Diciembre y Enero, fundamentalmente), que conforman el principal periodo lluvioso (por tanto, de recarga).

C) Precipitaciones de primavera (Abril-Mayo), normalmente de pequeña o moderada cuantía.

En el año 1998/99, se diferencian varios períodos lluviosos independientes, claramente aislados y de una magnitud relativamente parecida. Los períodos lluviosos están repartidos a lo largo de todo el año, salvo durante el período estival, en el que se registran lluvias aisladas de muy pequeña magnitud.

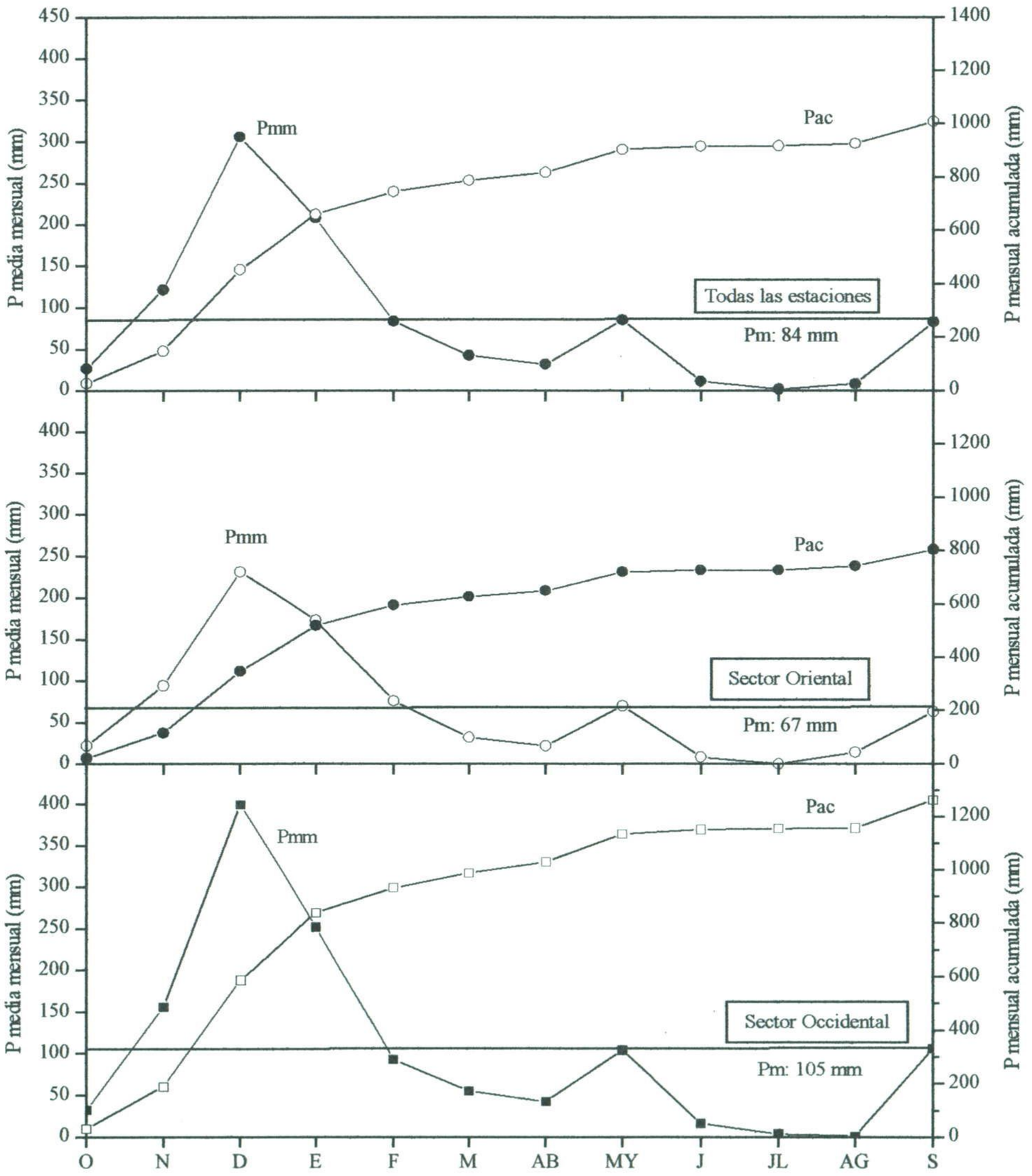


Fig. 3.17. Precipitación media mensual (Pmm) y acumulada (Pac) durante el período 1995/96 a 1998/99, considerando todas las estaciones seleccionadas de la zona de estudio, las estaciones seleccionadas del sector occidental de la zona de estudio y las estaciones seleccionadas del sector oriental de la zona de estudio.

A escala de un año hidrológico medio, la precipitación mensual en el conjunto de estaciones y en las del sector occidental (fig. 3.17) es superior a la media desde Noviembre hasta Enero, mientras que durante el resto del año es inferior a dicho valor. En el caso de las estaciones del sector oriental, la precipitación media mensual supera el valor medio desde Noviembre hasta Febrero y también en el mes de Mayo (fig. 3.17). Las curvas de precipitación acumulada ponen de manifiesto que durante los meses de Octubre a Marzo cae el 78% de la lluvia anual, lo mismo que ocurría en el tratamiento efectuado para el período histórico.

3.3. COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA DE LLUVIA

3.3.1. Características del muestreo

Para conocer la composición química del agua de lluvia caída sobre el área de estudio, se ha recogido un total de 64 muestras de agua en dos puntos situados a diferente altitud, Cuevas del Moro y Llanos de la Nava (fig. 3.1), desde Noviembre de 1995 y Octubre de 1996, respectivamente, hasta Diciembre de 1998. La recogida de las muestras se ha llevado a cabo con una periodicidad quincenal, por lo que en la mayoría de los casos no corresponden a eventos diarios de precipitación sino a determinados períodos lluviosos. Cuando la cantidad de lluvia recogida ha sido suficiente, se ha realizado el análisis de los componentes químicos mayoritarios y se ha guardado muestra para la posterior determinación de isótopos estables (^{18}O y ^{2}H). En caso contrario, se ha analizado en primer lugar el contenido en Cl^-, debido a su especial interés como trazador meteórico en los estudios hidrogeológicos de acuíferos carbonáticos: para estimar la evapotranspiración, para el estudio de la infiltración y para delimitar superficies de recarga.

Desde Diciembre de 1996 ó Enero de 1997, diversos observadores han recogido muestras diarias, dentro de lo posible, de agua de lluvia en otros cuatro puntos: en tres estaciones pluviométricas (Cueva del Agua, Quejigales y Sierra Prieta-Casarabonela) y en la Sierra de Alcaparaín. Estos puntos están repartidos por toda el área de estudio y situados a diferente altitud (fig. 3.1). En algunas de las estaciones, debido a su especial inaccesibilidad, las lluvias recogidas no suelen corresponder a eventos diarios de precipitación, sino a varios períodos lluviosos. El número total de muestras de agua de

3.3.2.1. El contenido en cloruros

En zonas donde no existe contaminación minera ni industrial, la concentración en Cl^- del agua de lluvia depende de factores naturales, como son la distancia al mar, los vientos dominantes, la intensidad y duración de la lluvia y la topografía (Custodio, 1983).

En el área de estudio, el contenido en Cl^- del agua de lluvia muestreada está comprendido entre 4.26 mg/l y 5.86 mg/l, con un valor medio de 5.07 mg/l, calculado a partir de los análisis realizados en 231 muestras. Las mayores concentraciones en Cl^- (fig. 3.19) corresponden a la estación situada a menor altitud (Cuevas del Moro), mientras que los menores contenidos corresponden a la estación situada a mayor cota (Quejigales): al aumentar la altitud aumenta la cantidad de precipitación y, por lo tanto, la dilución del polvo contenido en la atmósfera. Además, las gotas de lluvia caídas sobre cotas elevadas sufren menor evaporación (menor temperatura y menor recorrido hasta la superficie), lo que contribuye a que tengan un menor contenido en cloruros.

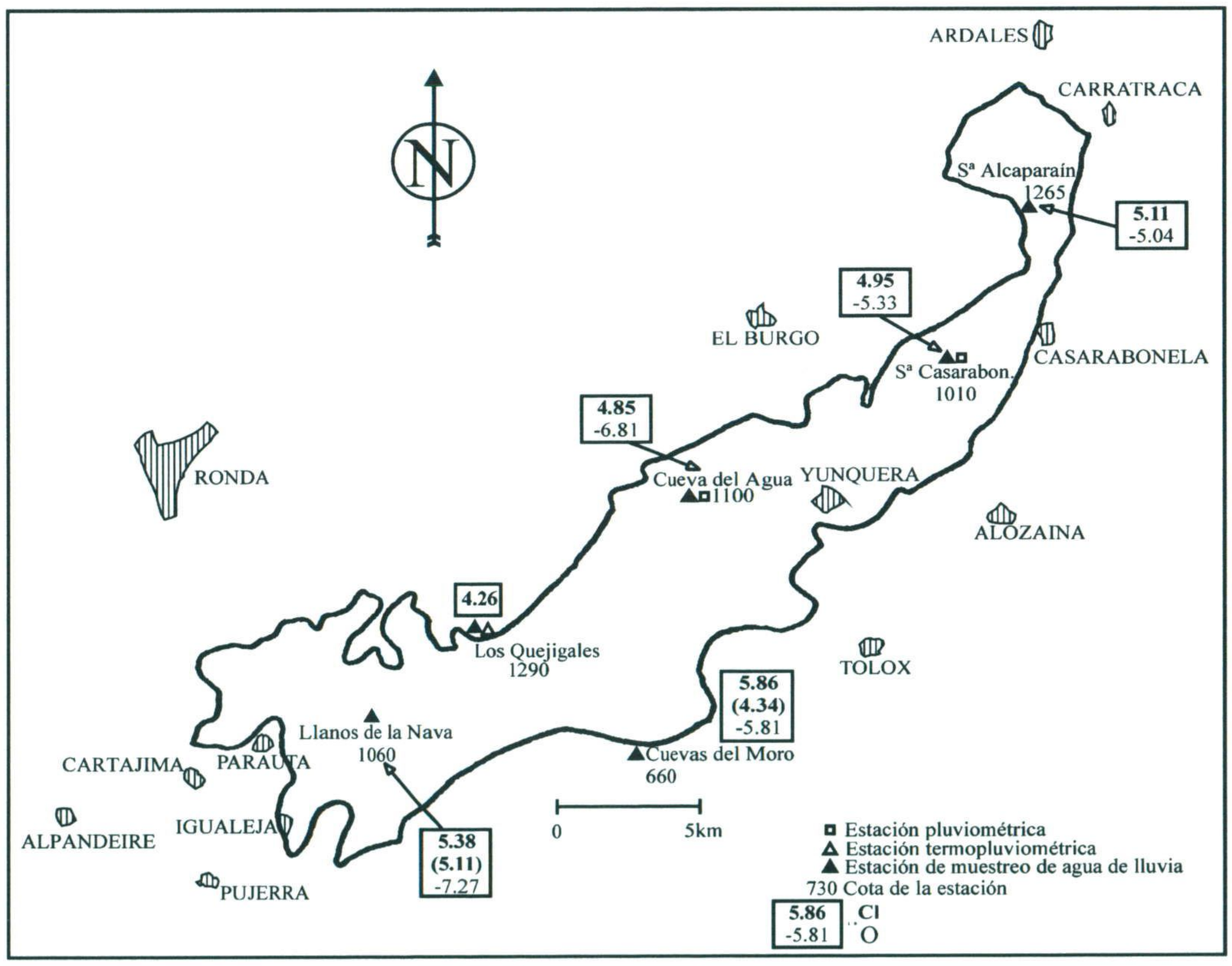


Fig. 3.19. Distribución espacial de los contenidos medios en Cl^- y ^{18}O de las aguas de lluvia muestreadas. Los datos entre paréntesis corresponden a los valores medios de Cl^-, sin considerar las muestras de agua recogidas antes de Noviembre de 1996.

Por otra parte, se detecta un ligero aumento del contenido en cloruros (del orden de 1 mg/l) de SW a NE en el área de estudio. Este tenue gradiente se manifiesta de manera algo más clara si no se consideran las muestras de agua de lluvia recogidas en las estaciones de Llanos de la Nava y Cuevas del Moro antes de Noviembre del 96, es decir, si se considera el mismo período de tiempo para todas las estaciones de muestreo (fig. 3.19). En cualquier caso, el ligero aumento del contenido en cloruros con la longitud está relacionado con la disminución de la cantidad de lluvia caída, por el efecto barrera que ejercen las montañas del área de estudio, fundamentalmente la Sierra de las Nieves.

3.4. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA DE LLUVIA

3.4.1. Los contenidos en ^{18}O y ^{2}H

3.4.1.1. Generalidades

Los isótopos pesados oxígeno 18 (^{18}O) y deuterio (^{2}H), isótopos estables del oxígeno y del hidrógeno respectivamente, constituyen una herramienta muy útil en estudios hidrogeológicos y se utilizan, entre otras cosas, para delimitar las superficies de recarga de los sistemas acuíferos.

La composición isotópica de una muestra de agua se expresa de forma relativa, comparándola con la de un patrón de referencia, el Vienna SMOW (Vienna Standard Mean Oceanic Water), que corresponde a la composición media del agua oceánica (Gonfiantini, 1978). Para ello, se utilizan las unidades delta (δ), es decir, las desviaciones en tanto por mil con respecto al patrón de referencia:

$$\delta\ (‰) = (Rm-Rp)1000/Rp$$

siendo Rm la relación isotópica (isótopo pesado/isótopo ligero) de la muestra ($^{18}O/^{16}O$ y $^{2}H/H$) y Rp la del patrón.

Las muestras con valores positivos de δ estarán enriquecidas en isótopos pesados con respecto al patrón (tendrán más ^{18}O y más ^{2}H), mientras que aquellas que muestren valores negativos de δ estarán empobrecidas en tales isótopos pesados. A las primeras suele denominárselas "pesadas" y, a las segundas, "ligeras".

Las diferentes propiedades físicas y fisicoquímicas existentes entre los isótopos de un mismo elemento, determinan su comportamiento en el ciclo del agua. Así, durante

los procesos de evaporación, las moléculas de agua más ligeras se evaporan más eficientemente que las más pesadas. Como resultado, tiene lugar un cambio en la composición isotópica del agua (fraccionamiento isotópico): el vapor de agua se enriquece en moléculas ligeras y el agua residual a partir de la cual se ha originado se enriquece en moléculas pesadas. Por el mismo motivo, en los procesos de condensación, la fase líquida o sólida (lluvia o nieve) que se forma está enriquecida en isótopos pesados en relación al vapor de agua residual (Gonfiantini, 1982).

El fraccionamiento isotópico es una reacción termodependiente (Dansgaard, 1964; Fritz y Fontes, 1980; Eriksson, 1983; Rozanski *et al.*, 1992), de manera que es posible establecer una correlación entre la temperatura del aire y la composición isotópica de una muestra de agua. A medida que aumenta la temperatura, el agua se enriquece en isótopos pesados.

Otros factores que determinan la composición isotópica de una muestra de agua, algunos relacionados estrechamente con la temperatura, son: la humedad atmosférica (una disminución de ésta provoca un enriquecimiento en ^{18}O y ^{2}H de la fase vapor), el efecto cantidad (cuanto más llueve, menor es el contenido en isótopos pesados), la latitud (a mayor latitud, composiciones isotópicas más ligeras), la altitud (cuanto mayor sea, más ligera será la composición isotópica), el efecto continentalidad (a medida que aumenta la distancia al mar, disminuye el contenido en isótopos pesados de la lluvia) y el efecto estacionalidad (las lluvias de verano son más pesadas que las de invierno).

La existencia de una termodependencia en el fraccionamiento del ^{18}O y del ^{2}H implica una correlación entre estos dos isótopos. Esta relación ha sido definida por diversos autores, entre ellos:

Craig (1961): $\delta^{2}H=8\ \delta^{18}O+10$ (recta meteórica mundial, fig. 3.20)

Rozanski *et al.*, (1993): $\delta^{2}H=8{,}13\ \delta^{18}O+10{,}8$

La recta meteórica mundial (LMM) corresponde a la media de múltiples rectas meteóricas locales, cada una de las cuales está controlada por los factores geográficos y climáticos comentados anteriormente. El valor de la ordenada en el origen de esta recta se conoce con el nombre de exceso en deuterio (d)= $\delta^{2}H-8\ \delta^{18}O$ (Dansgaar, 1964).

El valor de este parámetro se adquiere durante la evaporación, sin que varíe sustancialmente en la historia posterior de la masa nubosa, por lo que es un buen indicador del área fuente del vapor de agua. Valores de *d* próximos al 10 ‰ son

indicativos de aguas de procedencia atlántica y próximos al 20 ‰ son característicos de aguas procedentes del Mediterráneo Oriental (Gat y Carmi, 1987; Rindsberger *et al.*, 1983; Cruz-San Julián *et al.*, 1992). Valores de d cercanos al 14 ‰, intermedios entre los del Atlántico y los del Mediterráneo Oriental, corresponden a aguas procedentes del Mediterráneo Occidental (Celle, 2000).

3.4.1.2. Los contenidos en ^{18}O y ^{2}H del agua de lluvia

Para determinar el contenido en ^{18}O y ^{2}H del agua de lluvia caída sobre la zona de estudio, se han recogido y analizado 53 muestras en cinco puntos que abarcan un rango altitudinal comprendido entre los 660 y los 1265 m s.n.m. (fig. 3.19): Llanos de la Nava (12 muestras), Cuevas del Moro (15 muestras), Cueva del Agua (12 muestras), Sierra Prieta-Casarabonela (10 muestras) y Sierra Alcaparaín (4 muestras).

El contenido en ^{18}O del agua de lluvia analizada está comprendido entre -11.85 y 0.76 ‰, con un valor medio de -6.22 ‰, mientras que el contenido en ^{2}H varía entre -86.0 y 4.6 ‰, con un valor medio de -37.4 ‰. Los valores calculados de exceso en deuterio varían entre -13.9 y 29.3 ‰, con un valor medio de 12.3 ‰ (tabla 3.9).

Al representar los datos isotópicos en un diagrama $\delta^{2}H$-$\delta^{18}O$ (fig. 3.20), se observa que las muestras analizadas describen una línea meteórica local (LMLo) con una pendiente algo menor que la línea meteórica mundial (LMM). La mayoría de las muestras se sitúa entre la LMM y la línea característica del Mediterráneo Oriental (LMO), lo que pone de manifiesto la contribución de dos diferentes fuentes de vapor (Atlántico y Mediterráneo) en la formación de la precipitación caída sobre la zona de estudio. Algunas muestras se sitúan por debajo de la LMM, lo que evidencia que han sufrido procesos de evaporación antes de llegar a la superficie.

En el área de estudio, los menores contenidos en ^{18}O corresponden a las muestras de la parte occidental (situadas a menor longitud), mientras que las muestras recogidas en las estaciones del sector oriental son las que presentan los contenidos isotópicos más altos (fig. 3.19). Esta variación del contenido en ^{18}O con la longitud es del orden del 0.5 al 2.0 ‰, más patente que la detectada para el contenido en Cl^-, aunque ambas están relacionadas con la disminución de la precipitación hacia el NE por el efecto barrera que ejerce Sierra de las Nieves.

Período muestreado	Llanos de la Nava (1060 m s.n.m.)			Cuevas del Moro (660 m s.n.m.)			Cueva del Agua (1100 m s.n.m.)			Sierra de Casarabonela (1010 m s.n.m.)			Sierra Alcaparaín (1265 m s.n.m.)		
	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)
6 al 12/12/95				-8,32	-44,4	22,2									
14 al 20/12/95				-7,70	-44,2	17,4									
22/12/95 al 20/3/96				-5,53	-32,4	11,8									
29/4 al 9/5/96				-6,92	-41,2	14,2									
13 al 17/10/96	-7,06	-41,9	14,6	-7,44	-46,7	12,8									
28/10 al 12/11/96	-4,48	-21,6	14,2	-4,46	-24,6	11,1									
13 al 21/11/96	-8,04	-35,0	29,3	-6,29	-33,7	16,6									
3 al 22/12/96	-10,00	-61,2	18,8	-6,72	-38,5	15,3									
28/12/96 al 8/1/97	-8,17	-45,0	20,4	-6,75											
15 al 20/1/97	-7,52	-47,2	13,0	-6,40	-38,3	12,9									
20 al 29/1/97							-3,01	-9,1	15,0						
9 al 20/4/97	-8,84	-58,9	11,8				-5,00	-25,7	14,3	-9,83	-68,9	9,7	-6,22	-63,7	-13,9
							-11,85	-86,0	8,8						
6 al 24/5/97	-5,68	-31,2	14,2	-4,21	-22,3	11,4	-3,50	-17,2	10,8				-5,58	-29,9	14,7
							-5,39	-30,6	12,5						
24/5 al 5/6/97				0,76	4,6	-1,5				-0,04	-1,1	-0,8	-2,09	-10,3	6,4
										-0,93	-11,8	-4,4			
29/09/97										-7,92	-53,8	9,6			
6 y 7/10/97										-6,40	-39,3	11,9			
18/10 al 6/11/97	-6,83	-38,2	16,4	-5,20	-28,2	13,4				-4,66	-24,8	12,5	-6,25	-39,6	10,4
										-3,77	-19,3	10,9			
7 al 25/11/97	-6,62	-34,1	18,9	-6,73	-37,5	16,3	-9,87	-73,6	5,4	-5,15	-20,7	20,5			
							-4,70	-28,4	9,2						
							-5,91	-31,1	16,2						
							-7,20	-47,0	10,6						
28/11 al 21/12/97	-7,37	-41,6	17,4	-5,31	-28,1	14,4	-10,30	-71,4	11,0	-8,76	-58,5	11,6			
							-6,11	-38,6	10,3	-5,82	-33,3	13,3			
18 al 31/12/97	-6,62	-34,6	18,4				-8,90	-64,8	6,4						
Nº de muestras	12	12	12	15	14	14	12	12	12	10	10	10	4	4	4
Max	-4,48	-21,6	29,3	0,76	4,6	22,2	-3,01	-9,1	16,2	-0,04	-1,1	20,5	-2,09	-10,3	14,7
Min	-10,00	-61,2	11,8	-8,32	-46,7	-1,5	-11,85	-86,0	5,4	-9,83	-68,9	-4,4	-6,25	-63,7	-13,9
Media aritmética	-7,27	-40,9	17,3	-5,81	-32,5	13,4	-6,81	-43,6	10,9	-5,33	-33,2	9,5	-5,04	-35,9	4,4

Tabla 3.9. Contenido isotópico de las muestras de agua de lluvia muestreadas.

La correlación entre el contenido en ^{18}O y la altitud, aunque no es muy elevada (probablemente por el reducido número de estaciones de muestreo), ha permitido obtener un gradiente altitudinal de -0.29 ‰/100 m de altitud. Este valor es muy similar al obtenido por otros autores que han trabajado en macizos carbonatados de la Cordillera Bética: Cardenal (1993) en la Sierra de Lújar (-0.26 ‰), Cruz-Sanjulián *et al.*, (1992) en las Sierras de Lújar y Gádor (-0.30 ‰), Andreo (1996) en las Sierras Blanca-Mijas (-0.31 ‰) o García López (1996) en el SE de Sierra Nevada (-0.30 ‰).

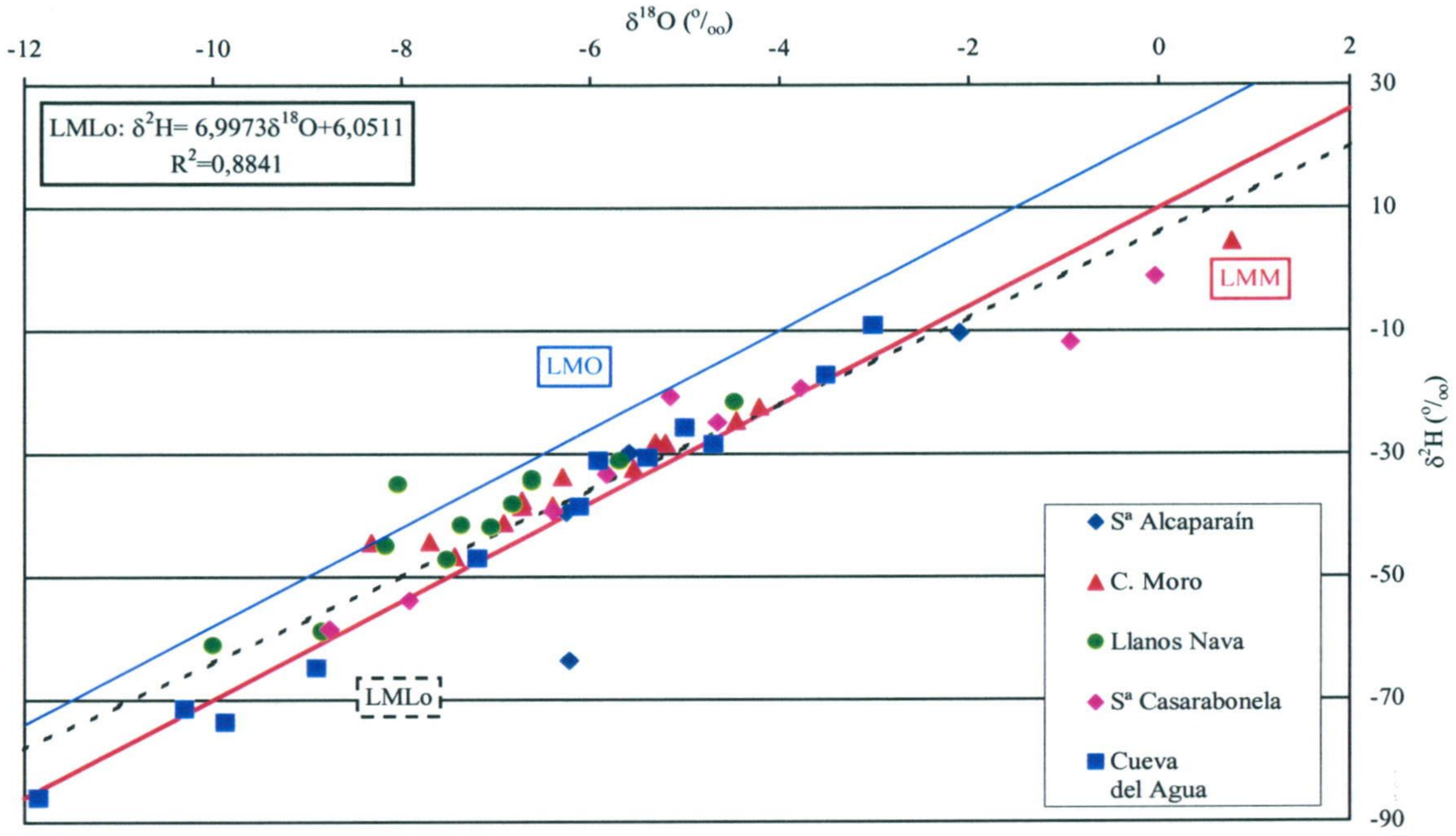


Fig. 3.20. Relación $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ para las muestras de precipitación recogidas en la zona de estudio. LMM: línea meteórica mundial, LMLo: línea meteórica local, LMO: línea del Mediterráneo Oriental.

3.4.2. El contenido en tritio (^{3}H)

El tritio es un isótopo radiactivo del hidrógeno (^{3}H), con un período de semidesintegración de 12,43 años (Gonfiantini, 1982), que se utiliza, entre otras aplicaciones, para determinar la edad del agua subterránea.

El tritio se origina de manera natural, por la interacción de la radiación solar sobre las capas altas de la atmósfera, produciendo concentraciones medias en el agua de lluvia del orden de 2 a 10 unidades de tritio (UT= concentración de átomos de tritio por 10^{18} átomos de hidrógeno), pero también tiene su origen en las pruebas termonucleares desarrolladas desde 1953 hasta 1980, que llegaron a producir concentraciones de hasta 10.000 UT en el agua de lluvia. A partir de 1963, disminuyeron las pruebas nucleares y las que se han realizado inyectaron en la atmósfera cantidades de tritio mucho menores.

La concentración de tritio en el agua de lluvia, una vez que ésta se infiltra en el acuífero, disminuye de acuerdo con su período de desintegración. Un agua infiltrada antes de 1952 tendrá un contenido en tritio entre 2 y 10 UT o incluso no detectable con las técnicas actuales (límite de detección de ±2 UT), mientras que las infiltradas posteriormente a esta fecha tendrán un contenido en tritio que puede ser muy variable,

dependiendo de la época en la que se produjeron, pero en todo caso detectable. El contenido en tritio del agua de lluvia, que es controlado por la OIEA (Organización Internacional de la Energía Atómica) en más de 550 estaciones meteorológicas repartidas por todo el mundo, depende de los siguientes factores geográficos: distancia a los puntos donde se han realizado pruebas nucleares, latitud y distancia al mar (a mayor latitud y mayor distancia al mar, mayor concentración). Asimismo, depende de la estacionalidad de las precipitaciones (fig. 3.21A), con máximos al final de primavera y mínimos en invierno (Eriksson, 1983).

3.4.2.1. Contenido en tritio del agua de lluvia

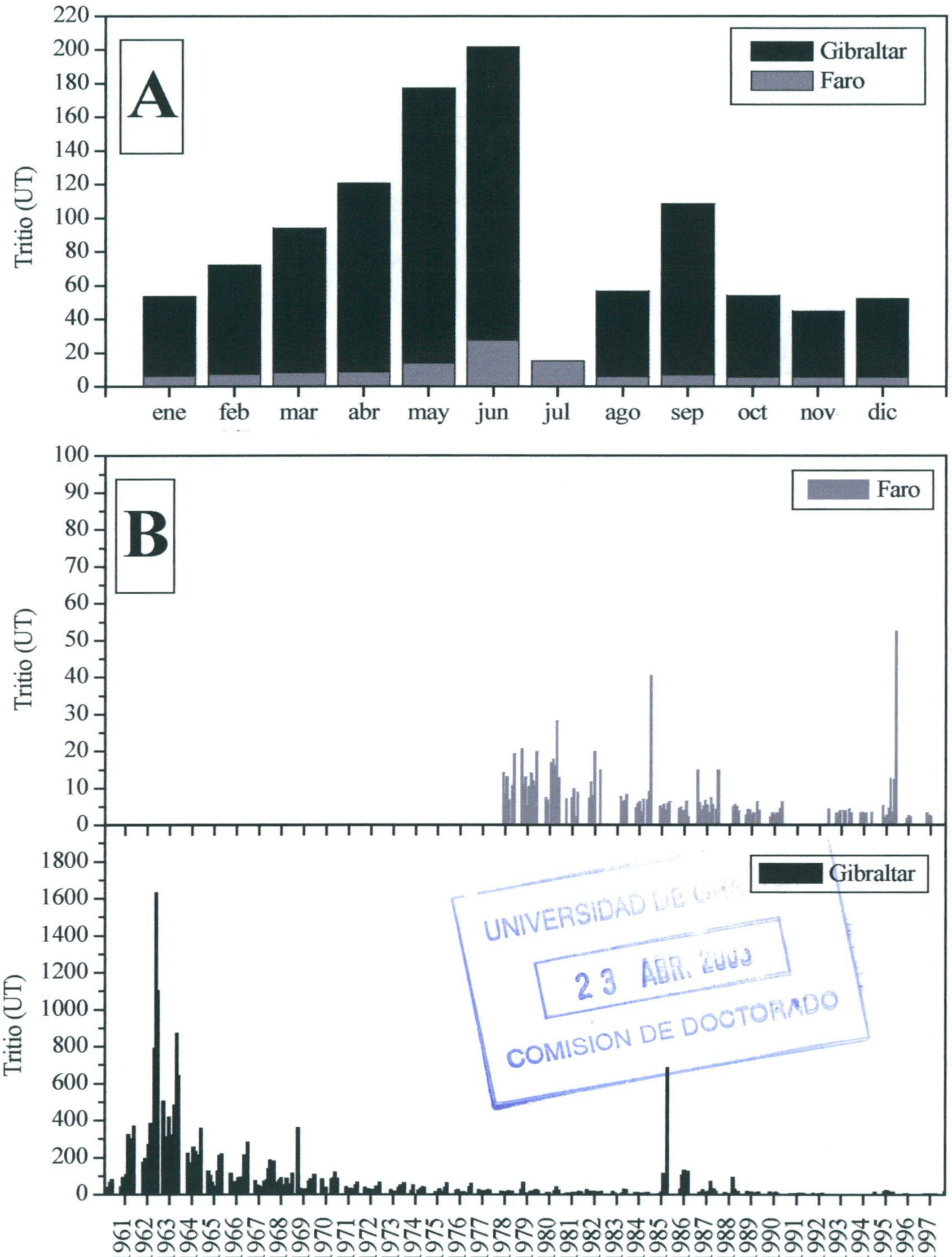
Los datos de contenido en tritio del agua de lluvia utilizados en la presente investigación son los correspondientes a las estaciones de Gibraltar y Faro (Portugal), las más próximas al área de estudio dentro de la red de la OIEA. En la primera, hay 246 datos desde 1961 hasta 1998 y, en la segunda, 111 datos desde 1978 hasta 1997 (fig. 3.21B). Las muestras de agua analizadas están formadas por la precipitación total registrada en la estación durante cada uno de los meses del año. Los análisis han sido realizados en el Weizmann Institute of Science (Rehovoth, Israel), en el IAEA Isotope Hydrology Laboratory (Viena, Austria) y en el Instituto Tecnológico Nuclear (Sacavem, Portugal).

En la estación de Gibraltar, el contenido en tritio ha variado entre 2 UT (Septiembre de 1981) y 1630 UT (Mayo de 1963), mientras que en la estación de Faro ha estado comprendido entre 1,85 UT (Noviembre de 1996) y 52,59 UT (Mayo 1996). En la estación de Gibraltar, la más completa, los valores más elevados del contenido en tritio corresponden a los años 1963 y 1964. En 1986 se observa un período de altos contenidos en tritio, pero de menor magnitud que en los años antes citados.

Durante el período de investigación, el contenido en tritio ha variado entre 3,47 UT (Marzo 1998) y 20,51 UT (Diciembre 1995) en Gibraltar y entre 1,85 UT (Noviembre de 1996) y 52,59 UT (Mayo 1996) en Faro (fig. 3.22).

En la figura 3.22 se observa que los contenidos en tritio de finales de 1995 son más elevados que los registrados en las lluvias invernales de los años siguientes, probablemente, por las escasas precipitaciones registradas durante el año hidrológico seco 1994/95. En estas condiciones la atmósfera estaba más enriquecida en tritio cuando

se produjeron las lluvias de los años hidrológicos 1995/96 y 1996/97, de carácter húmedo.



UNIVERSIDAD DE GR
23 ABR. 2003
COMISION DE DOCTORADO

Fig. 3.21. (A) Variación estacional del contenido en tritio del agua de lluvia recogida en las estaciones de Gibraltar y Faro, durante el período 1961-1998. (B) Evolución temporal del contenido en tritio del agua de lluvia recogida en dichas estaciones, durante el período 1961-1998.

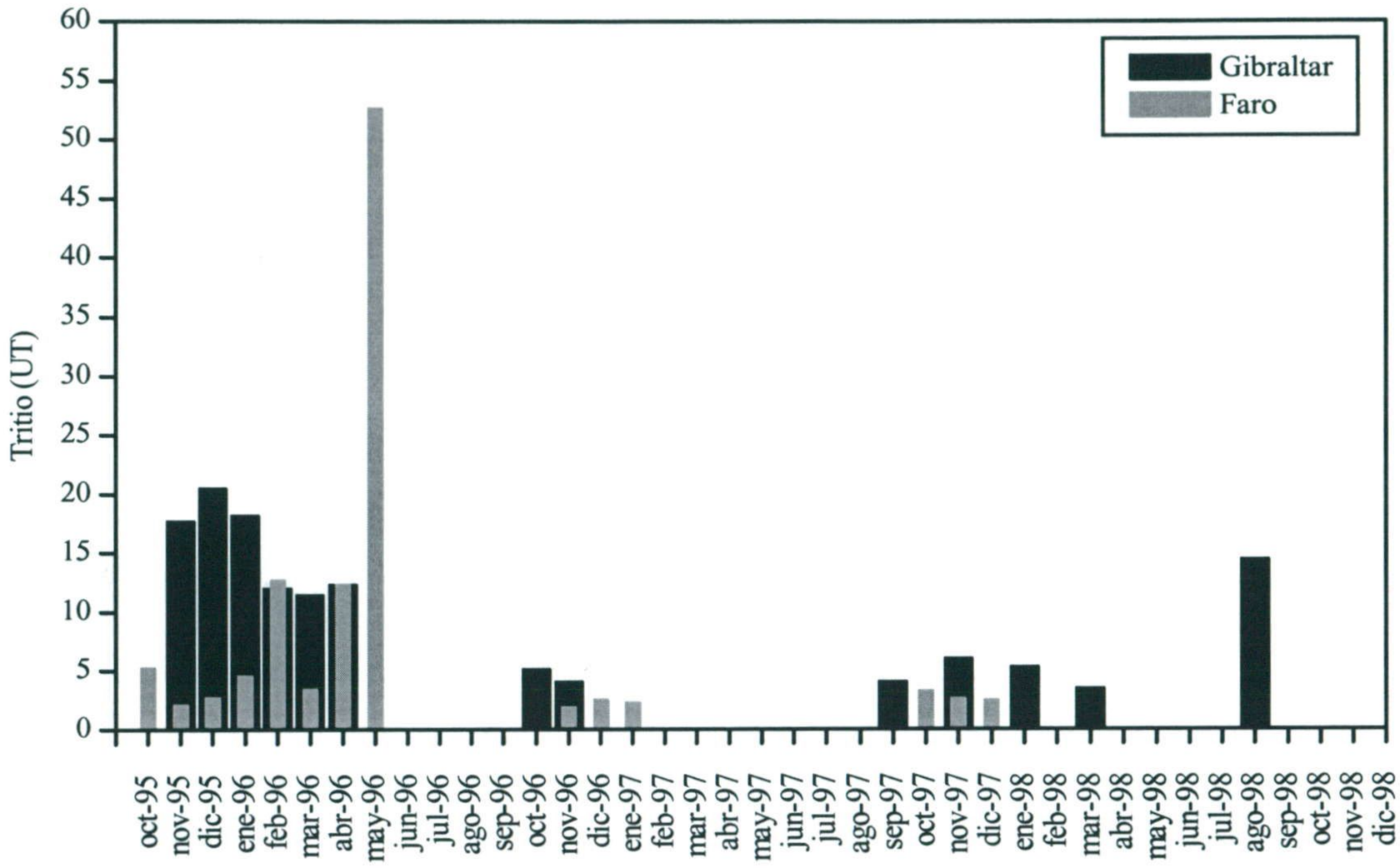


Fig 3.22. Contenido en tritio del agua de lluvia recogida en las estaciones de Gibraltar (negro) y Faro (gris) durante el período de investigación (1995-1998).

3.5. ANÁLISIS DE LAS TEMPERATURAS CORRESPONDIENTES AL PERÍODO 1982/83-1998/99

3.5.1. Aspectos generales

Los factores que determinan el régimen térmico de la región en la que se encuentra el área de estudio son, además de la latitud, la proximidad al mar y el relieve. El relieve introduce importantes diferencias térmicas a nivel local, ya que actúa como una pantalla, bien frente a los vientos fríos del norte (en el caso de zonas costeras) o, por el contrario, frente al efecto suavizante del mar (en poblaciones situadas hacia el interior).

En el Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga (Diputación Provincial de Málaga, 1988), la zona de estudio se incluye dentro de la denominada "área fría", con temperaturas medias anuales inferiores a 16ºC.

Para el estudio de las temperaturas, en el área de trabajo, se dispone de los datos procedentes de 6 estaciones termopluviométricas pertenecientes a la Confederación Hidrográfica del Sur: Alpandeire, Pujerra, Quejigales, El Burgo, Alozaina y Ardales, situadas entre 360 y 1290 m de altitud (fig. 3.1, tabla 3.10). El período de registro varía

entre 9 años (Alpandeire) y 33 años (El Burgo). Tan sólo la estación de Alpandeire presenta un registro completo de datos; en el resto, el número de años incompletos varía entre 3 y 11 años.

Estación termométrica	Longitud W	Latitud N	Altitud (m s.n.m.)	Período de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Tª media años completos (ºC)
Alpandeire	5º 12' 01"	36º 38' 00"	695	1990/91-1998/99	9	0	16,3
Pujerra	5º 09' 06"	36º 36' 50"	769	1982/83-1998/99	17	3	15,7
Quejigales	5º 02' 38"	36º 41' 23"	1290	1982/83-1998/99	17	5	10,8
El Burgo	4º 56' 34"	36º 47' 42"	580	1966/67-1998/99	33	11	15,1
Alozaina	4º 51' 22"	36º 43' 50"	380	1977/78-1998/99	22	3	18,5
Ardales	4º 50' 18"	36º 53' 45"	360	1972/73-1991/92	20	10	15,1

Tabla 3.10. Características de las estaciones termopluviométricas del área de estudio.

3.5.2. Análisis y tratamiento de los datos

El estudio de los datos históricos de temperatura se ha llevado a cabo a partir de cuatro estaciones de las seis existentes en el área de estudio: Pujerra, Quejigales, El Burgo y Alozaina. Las series de datos disponibles sólo permiten analizar el período 1982/83-1998/99 (17 años hidrológicos). Al igual que en el caso de los datos pluviométricos, se ha procedido al completado de los datos de temperatura por el método de regresión lineal. Así, los datos incompletos de una estación se han generado a partir de la ecuación de la recta de regresión que la relaciona con la estación más parecida, es decir, con la que presenta un mayor coeficiente de correlación. En la tabla 3.11 se recogen los valores medios anuales de temperatura, una vez completadas las series de datos, así como los valores medios del período considerado para cada estación.

3.5.3. Temperatura media anual. Distribución temporal de las temperaturas

La temperatura media anual varía entre 10.7 ºC, en la estación de Quejigales y 18.5 ºC en la de Alozaina (tabla 3.10). Los mínimos y máximos históricos no siempre se registran en los mismos años en las diferentes estaciones (fig. 3.23A). Así, el año más frío en las estaciones de Pujerra y Alozaina fue 1996/97 (14.9 y 17.4 ºC, respectivamente), mientras que en la estación de Quejigales fue 1995/96 (10.0 ºC) y en la del Burgo 1983/84 (14.3 ºC). Los años más cálidos fueron 1989/90, para las estaciones de Alozaina y Quejigales (20.0 y 11.4 ºC, respectivamente), 1994/95 en la

estación del Burgo (16.2 ºC) y los años 1985/86, 1989/90 y 1993/94 en la estación de Pujerra (16.6ºC).

A nivel mensual, las temperaturas medias mínimas se registran en Enero, mientras que las temperaturas medias máximas corresponden a los meses de Julio y Agosto (tabla 3.12 y fig. 3.23B). La amplitud térmica de las temperaturas mensuales, dentro de un año medio, es de 15.0 ºC para la estación de El Burgo, 15.7 ºC para Pujerra, 16.4 ºC para Quejigales y 16.6 ºC para Alozaina. En todas las estaciones se registran temperaturas mínimas diarias por debajo de cero durante algunos días al año, lo que favorece que las precipitaciones se produzcan en forma de nieve.

Año hidrológico	Pujerra	Quejigales	El Burgo	Alozaina	Tª Media (ºC)
82/83	15,3	10,8	14,7	18,7	14,9
83/84	15,2	10,6	14,3	18,4	14,6
84/85	15,9	11,0	**14,9**	18,6	15,1
85/86	**16,6**	11,0	**15,6**	18,7	15,5
86/87	**16,3**	11,1	**15,4**	19,0	15,4
87/88	15,6	10,7	15,6	18,4	15,1
88/89	16,2	10,8	15,7	19,1	15,4
89/90	16,6	11,4	**16,0**	20,0	16,0
90/91	16,0	**10,4**	15,2	18,6	15,0
91/92	**15,4**	**10,3**	**14,6**	18,5	14,7
92/93	15,4	10,2	14,5	18,3	14,6
93/94	16,6	10,7	**15,0**	18,9	15,3
94/95	16,5	10,9	16,2	17,6	15,3
95/96	15,1	**10,0**	15,7	17,5	14,6
96/97	14,9	**10,3**	14,5	17,4	14,3
97/98	15,3	**10,8**	**15,7**	17,9	14,9
98/99	15,5	10,7	15,6	19,0	15,2
Máximo	16,6	11,4	16,2	20,0	16,0
Mínimo	14,9	10,0	14,3	17,4	14,3
Media	15,8	10,7	15,2	18,5	15,1

Tabla 3.11. Temperaturas medias anuales durante el período 82/83-98/99 en las estaciones termométricas consideradas. En negrita, datos completados por correlación.

3.5.4. Factores que condicionan las temperaturas

Para determinar qué factor geográfico tiene mayor influencia en las temperaturas se han realizado correlaciones lineales entre la temperatura media registrada en cada estación para el período 1982/83-1998/99 y las siguientes variables: longitud o distancia al Atlántico (medida como la distancia al meridiano que pasa al W de Alpandeire), latitud o distancia al Mediterráneo (medida como la distancia al paralelo que pasa al S

de Marbella) y altitud de cada estación termométrica. La correlación más significativa se obtiene con la altitud (correlación negativa, con R=0.97), por lo que, en la zona de estudio (teniendo en cuenta el reducido número de estaciones termométricas consideradas), las temperaturas dependen fundamentalmente de la altitud a la que se sitúan las diferentes estaciones.

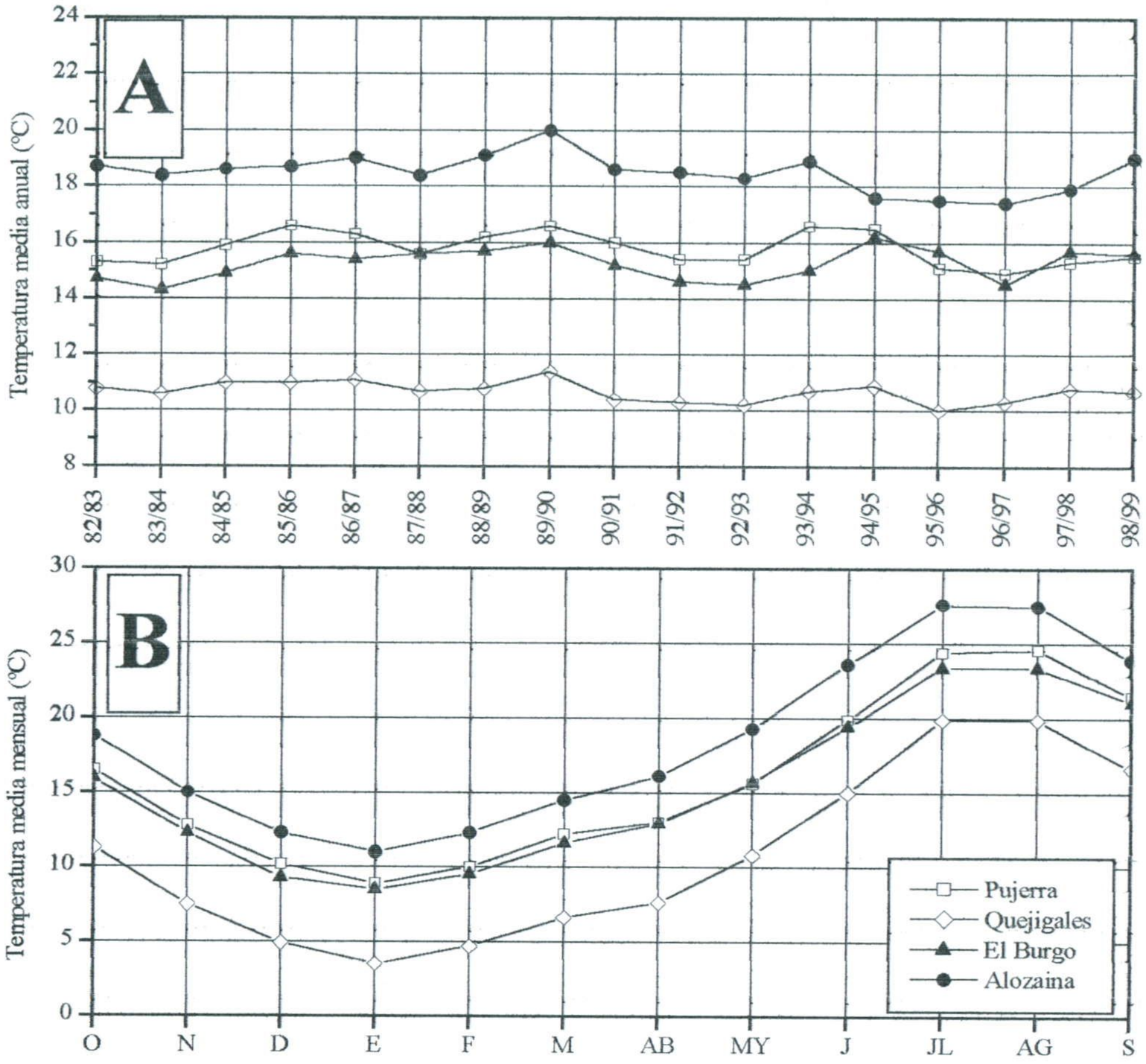


Fig. 3.23. Evolución temporal de la temperatura media anual (A) y de la temperatura media mensual (B), durante el período 1982/83-1998/99.

Para establecer el gradiente termométrico según la altitud, se han efectuado correlaciones lineales entre la temperatura media anual registrada en cinco de las estaciones termométricas (Alpandeire, Pujerra, Quejigales, El Burgo y Alozaina) y la altitud de éstas, para cada uno de los años del período 1990/91-1998/99. La media aritmética de los gradientes calculados (tabla 3.13) es de -0.8ºC/100 m de altitud. Si se consideran los datos de temperatura media en cada estación para el conjunto de años del citado período, se obtiene un gradiente similar (fig. 3.24).

Mes	Pujerra	Quejigales	El Burgo	Alozaina
Octubre	16,5	11,3	15,9	18,8
Noviembre	12,8	7,5	12,3	15,0
Diciembre	10,2	4,9	9,3	12,3
Enero	8,9	3,5	8,5	11,0
Febrero	10,0	4,7	9,5	12,3
Marzo	12,2	6,6	11,6	14,5
Abril	13,0	7,6	12,9	16,1
Mayo	15,6	10,8	15,7	19,3
Junio	19,9	15,0	19,4	23,6
Julio	24,4	19,9	23,4	27,6
Agosto	24,6	19,9	23,4	27,5
Septiembre	21,4	16,6	21,0	23,9
Max	24,6	19,9	23,4	27,6
Min	8,9	3,5	8,5	11,0

Tabla 3.12. Temperaturas medias mensuales durante el período 82/83-98/99.

Año hidrológico	1990/91	1991/92	1992/93	1993/94	1994/95	1995/96	1996/97	1997/98	1998/99
r Tª/Alt	0,95	0,95	0,95	0,89	0,94	0,83	0,89	0,88	0,96
Grad	-0,9	-0,8	-0,8	-0,8	-0,8	-0,9	-0,8	-0,8	-0,9

Tabla 3.13. Gradientes termométricos (ºC/100 m altitud) calculados para cada uno de los años del período 90/91-98/99.

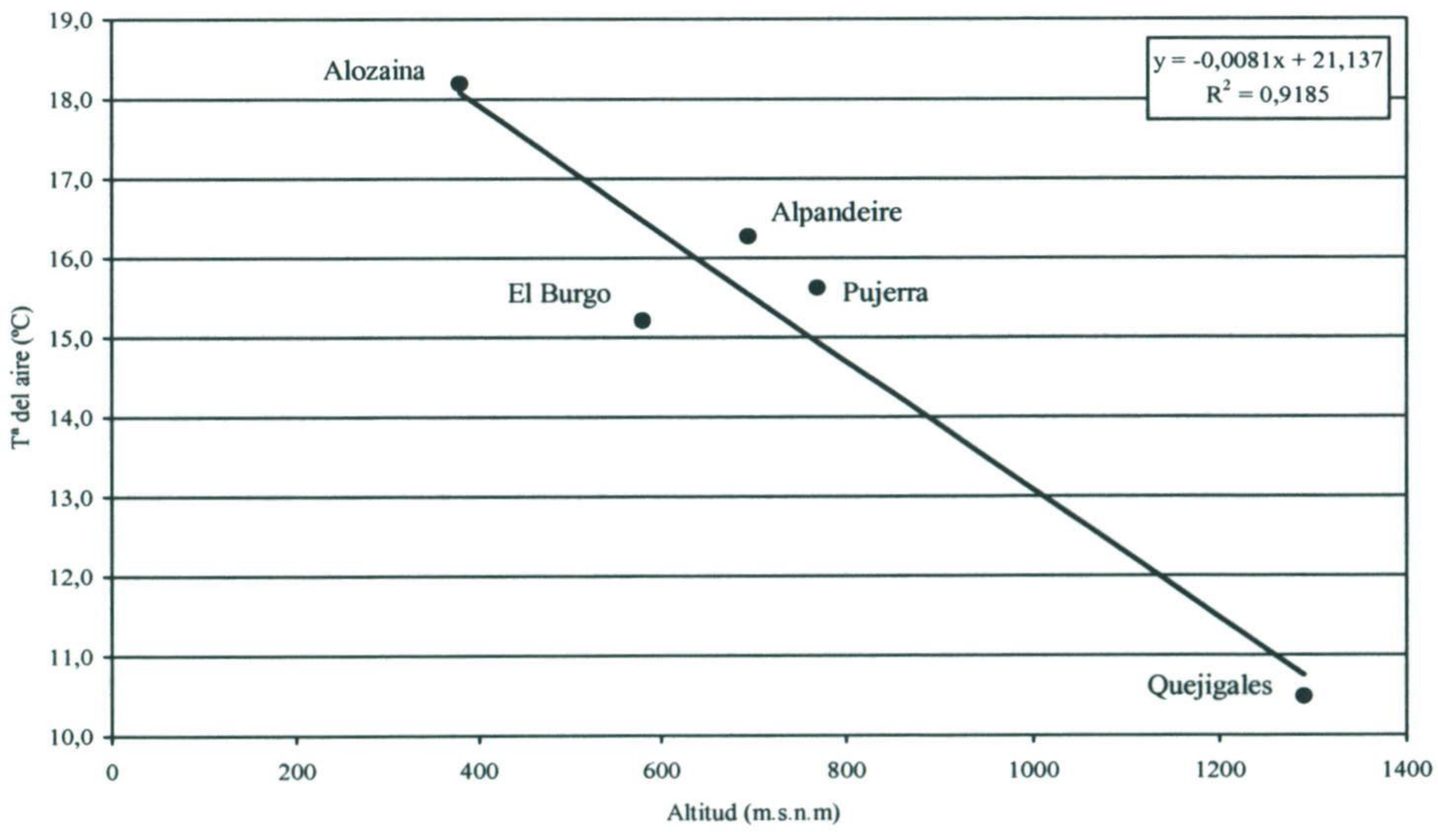


Fig. 3.24. Gradiente termométrico según la altitud calculado para el período 1990/91-1998/99.

El gradiente obtenido es similar al de -0.9 ºC/100 m calculado en Sierra Gorda por López Chicano (1992), aunque claramente superior a los obtenidos por otros autores en otras zonas de la Cordillera Bética: -0.6 ºC/100 m en Sierra Nevada (García López, 1996) ó -0,42ºC/100 m en Sierra de Lújar (Benavente, 1982).

3.6. ANÁLISIS DE LAS TEMPERATURAS CORRESPONDIENTES AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (1995/96-1998/99)

Para el estudio de las temperaturas del período 1995/96-1998/99 se han utilizado los datos procedentes de cinco de las seis estaciones existentes en el área de estudio: Alpandeire, Pujerra, Quejigales, El Burgo y Alozaina.

La temperatura media anual varía entre 10.0 ºC, en la estación de Quejigales y 19.0 ºC en la de Alozaina. El año más frío fue 1995/96 en las estaciones de Alpandeire y Quejigales y 1996/97 en las estaciones restantes. Los años más cálidos fueron 1997/98 en las estaciones de Alpandeire, Quejigales y El Burgo y 1998/99 en las restantes estaciones (tabla 3.14).

Año hidrológico	Alpandeire	Pujerra	Quejigales	El Burgo	Alozaina	Tª Media (ºC)
95/96	16,2	15,1	10,0	15,7	17,5	14,6
96/97	16,5	14,9	10,3	14,5	17,4	14,3
97/98	16,9	15,3	10,8	15,7	17,9	14,9
98/99	16,9	15,5	10,7	15,6	19,0	15,2
Máximo	16,9	15,5	10,8	15,7	19,0	15,2
Mínimo	16,2	14,9	10,0	14,5	17,4	14,3
Media	16,6	15,2	10,5	15,4	17,9	14,7

Tabla 3.14. Temperaturas medias anuales durante el período de investigación (95/96-98/99).

El período de investigación corresponde a una época relativamente fría, pues se registran las temperaturas medias anuales más bajas de todo el período histórico (fig. 3.23A), aunque durante el mismo se detecta una ligera tendencia al aumento de la temperatura en todas las estaciones consideradas (fig. 3.25).

A nivel mensual, las temperaturas más bajas se registran en los meses de Diciembre, Enero y Febrero, mientras que las más altas corresponden a Julio, Agosto y Septiembre (fig. 3.25).

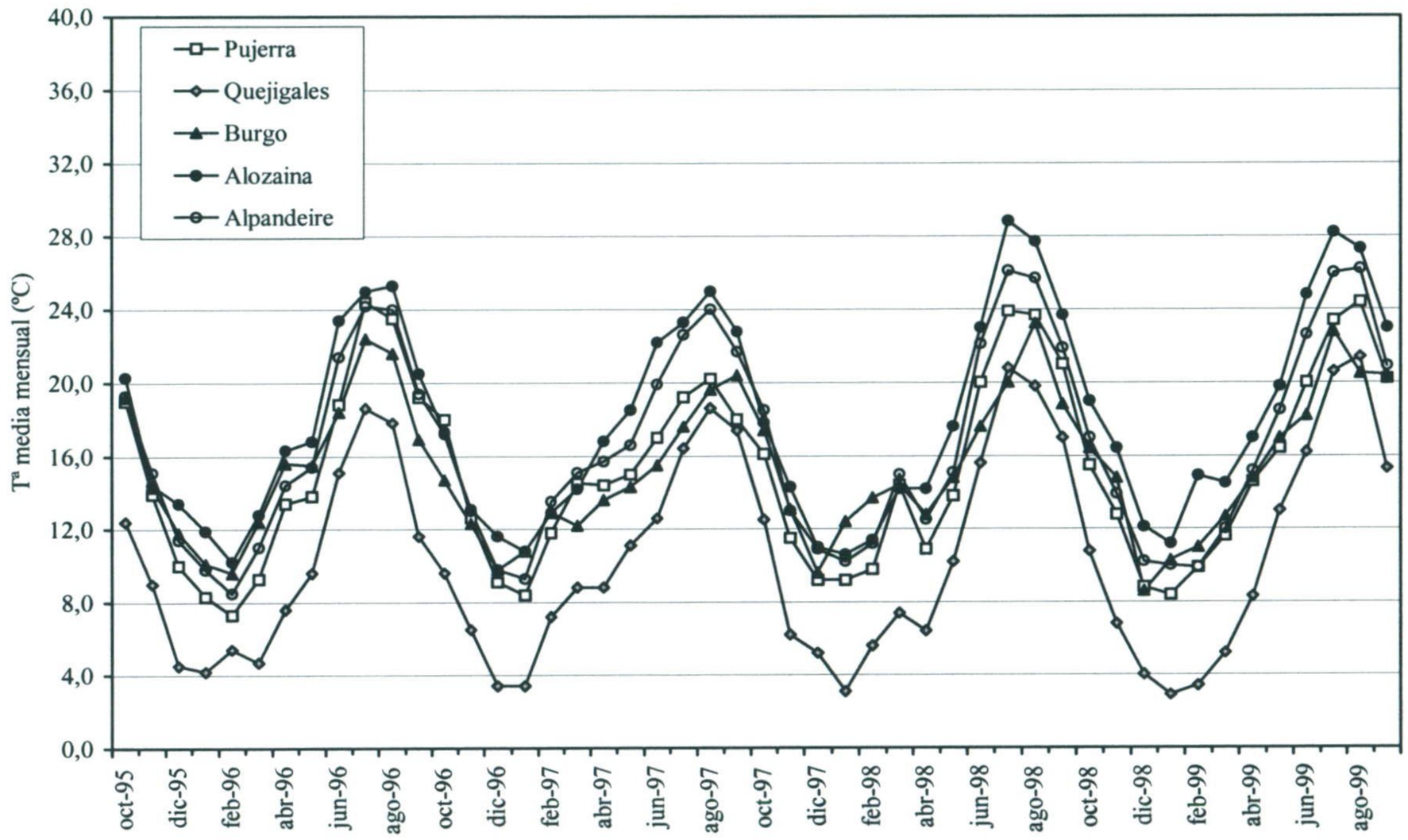


Fig. 3.25. Evolución de las temperaturas mensuales durante el período de investigación.

4. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES

4.1. ANTECEDENTES HIDROGEOLÓGICOS

El antecedente hidrogeológico más significativo acerca del área investigada es un completo estudio realizado por el IGME (1983a). Se trata del informe técnico nº 4 "Sistemas Acuíferos nº 35-Mioceno Detrítico de Ronda y nº 36-Mesozoico Calizo Dolomítico de la Serranía de Ronda", incluido en la "Investigación hidrogeológica de las cuencas del Sur de España (sector occidental)". Según este informe, el Sistema Acuífero nº 36 se divide en cuatro grandes Unidades Hidrogeológicas, una de las cuales es la Unidad de Prieta (o Yunquera)-Nieves. Dentro de ella se distinguieron, a su vez, tres sectores (norte, central y meridional), aunque se matizó que el estado de los conocimientos no permitía diferenciar los sistemas hidrogeológicos que pudieran existir en la Unidad.

Según el informe del IGME (1983a), el sector norte de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves incluye las Sierras de Alcaparaín, Bonela y Prieta. La primera de ellas constituiría un acuífero independiente que descargaría a través de las surgencias de Ardales y Carratraca. Sierra Bonela se drenaría, fundamentalmente, por las surgencias de Casarabonela, mientras que la salida principal de Sierra Prieta sería el manantial de Río Jorox. El sector central descargaría por los manantiales de Río Grande, Río Horcajos y Plano. El sector meridional, constituido por el resto de la Unidad Yunquera-Nieves, descargaría principalmente a través de los manantiales de Río Verde y Río Genal.

El IGME (1983a) cifró los recursos totales del sistema en 72.21 hm^3/año, considerando una pluviometría media de 993 mm y una infiltración eficaz del 42.8 %. La mayor parte de los recursos se drenan por los manantiales de Río Grande, Río Verde y Río Genal.

El IGME (1983b) realizó un estudio hidrogeológico del municipio de Casarabonela para la perforación de un sondeo que mejorara el abastecimiento urbano. En este informe se diferenciaron tres sectores dentro de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, aunque se matiza que no tienen por qué corresponder a tres sistemas acuíferos distintos. El sector más septentrional lo constituirían las Sierras Alcaparaín,

Bonela y Prieta. Según este informe, la Sierra Alcaparaín estaría desconectada, desde el punto de vista hidrogeológico, del resto de los macizos citados, mientras que las Sierras Bonela-Prieta constituirían un solo acuífero, aunque posiblemente compartimentado. El informe incluyó, además, un inventario con 20 puntos de agua (13 manantiales, 5 galerías y 2 sondeos).

A partir de los informes anteriores del IGME (1983a y b), la Diputación Provincial de Málaga (1988) elaboró el "Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga", dedicando uno de sus capítulos a la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Según este trabajo, la Unidad Hidrogeológica tiene una superficie de 170 km^2 y está muy bien delimitada por materiales de baja permeabilidad, tanto en su borde SE (materiales alpujárrides y maláguides), como en su borde NW (materiales del Complejo del Campo de Gibraltar y del Penibético). La recarga de la Unidad se realiza por infiltración del agua de lluvia y de fusión nival, mientras que la descarga tiene lugar, principalmente, a través de manantiales situados en el borde SE, puesto que las extracciones mediante bombeos son de escasa magnitud. El Atlas Hidrogeológico hace referencia a los manantiales más importantes, que presentan un comportamiento típicamente kárstico: Río Verde (con un caudal medio de 750 l/s) y Río Grande (725 l/s), seguidos de las surgencias de Igualeja o nacimiento del Río Genal (230 l/s), Río Jorox (75 l/s), Plano (30 l/s) y Río Horcajos (50 l/s). Asimismo, se cifraron los recursos del sistema en unos 75 hm^3/año.

Durán y López Martínez (1992) publicaron los resultados de un ensayo de trazador realizado en la Sierra de las Nieves. El ensayo consistió en el vertido de fluoresceína en el sifón final de la sima G.E.S.M., con el objetivo de establecer el sentido del flujo subterráneo. Como hipótesis de partida, se consideró que la fluoresceína se detectaría fundamentalmente en el manantial de Río Verde, por razones de proximidad. Sin embargo, el resultado del ensayo puso de manifiesto que la mayor parte del trazador apareció en el manantial de Río Grande, mientras que en los fluocaptores ubicados en las surgencias de Río Horcajos y Río Verde, la cantidad detectada de trazador fue mucho menor (Durán, 1996). Esto indica que el flujo subterráneo en este sector se dirige, mayoritariamente, hacia el NE.

Con motivo de la preocupante sequía que reinaba en la provincia de Málaga desde el año hidrológico 1992/93, la Confederación Hidrográfica del Sur efectuó una

campaña de sondeos de investigación en el borde meridional de la Sierra de las Nieves (CHS, 1993). Se perforaron cinco sondeos, cuatro de investigación y uno de preexplotación, en las proximidades del manantial de Río Verde. En el informe final (CHS, 1993), se señaló que el sondeo de preexplotación no podía aportar un caudal superior al drenado de manera natural por la surgencia.

El ITGE (1994) realizó el informe "Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica en el Bajo Guadalhorce". Una parte de dicho informe se dedicó a la posible regulación hidrogeológica de los manantiales de Río Grande y Río Jorox, incluyendo el cálculo de las descargas subterráneas a partir de la escorrentía total (superficial y subterránea) medida en diversas estaciones de aforo.

El estudio de la Confederación Hidrográfica del Sur (CHS, 1993) tuvo su continuidad en otro realizado por varios Organismos Públicos (ITGE, CEDEX, DGOH y DGPA, 1995) que llevaron a cabo un análisis medioambiental y un plan de investigaciones hidrogeológicas en la Sierra de las Nieves. El objetivo de dicho análisis era definir áreas en las que se pudieran realizar sondeos de investigación para evaluar las posibilidades de extracción de agua subterránea de la sierra, destinada al abastecimiento de las poblaciones de la Costa del Sol durante las épocas de sequía. En este informe, se diferenciaron tres subunidades dentro de la Unidad Hidrogeológica (Sierra Prieta, Río Grande e Igualeja-La Nava) que, a su vez, estarían compartimentadas en distintos bloques pero, al igual que en estudios previos, se insistió en que el grado de relación entre las subunidades no estaba suficientemente establecido. El informe también recogió un modelo de simulación de extracción de aguas subterráneas mediante sondeos, para evaluar el impacto que ésta produciría en los niveles piezométricos del área considerada.

La Confederación Hidrográfica del Sur (CHS, 1995a) inició un plan de actuaciones en la Sierra de las Nieves para mejorar el abastecimiento de la Costa del Sol. Dicho plan incluía la realización de una serie de trabajos hidrogeológicos (lecturas periódicas de escalas limnimétricas, aforos de manantiales y control del quimismo de las aguas subterráneas, fundamentalmente) como paso previo a la perforación de siete nuevos sondeos. Sin embargo, este estudio, al igual que la mayoría de las investigaciones hidrogeológicas realizadas hasta entonces en la Unidad Yunquera-

Nieves, no tuvo la continuidad temporal suficiente como para conocer el funcionamiento de los materiales acuíferos en diferentes situaciones hidrodinámicas.

A finales del año 1995, la Confederación Hidrográfica del Sur llevó a cabo la nueva campaña de sondeos antes citada, aunque el número de perforaciones se redujo a cinco (fig. 4.1A): dos en el Arroyo de la Parra (S-14 y S-15) y tres en el paraje denominado Cuevas del Moro (S-11, S-12 y S-13). Las perforaciones realizadas no tuvieron los resultados esperados en cuanto a su posible aprovechamiento para la explotación del acuífero, lo que volvió a poner de manifiesto la necesidad de acometer una investigación detallada, encaminada a conocer el funcionamiento hidrogeológico y los recursos hídricos de la Unidad Yunquera-Nieves, que permitiera llevar a cabo una adecuada planificación y gestión de los mismos.

4.2. LÍMITES DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA

La Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves (fig. 4.1A) se extiende desde Cartajima hasta las proximidades de Ardales y Carratraca, presenta una forma alargada en dirección NE-SW y ocupa una superficie aproximada de 170 km^2. Está constituida por los materiales dolomíticos y calizos de las unidades tectónicas de Nieves y Yunquera y de las Unidades Frontales.

La Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves está muy bien delimitada en sus bordes por materiales de baja permeabilidad. En el borde NW, está limitada por el cabalgamiento sobre los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (arcillas y areniscas de la Formación Numidoide) y sobre materiales margosos de la Formación Capas Rojas del Penibético (Zona Externa de la Cordillera Bética). En su borde SE, queda limitada por materiales alpujárrides y maláguides (fundamentalmente, peridotitas, gneises, esquistos y pizarras de la Zona Interna de la Cordillera Bética) que cabalgan sobre la Unidad Yunquera-Nieves.

El espesor de la secuencia de materiales acuíferos puede superar los 1000 m en algunos sectores, como en las proximidades del Cerro Alcazaba o en el vértice Torrecilla. Sin embargo, en las proximidades de Parauta, el espesor del acuífero es más reducido al laminarse la unidad tectónica de Nieves, según se deduce de la existencia de una ventana tectónica en la que afloran materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, que son los que constituyen el sustrato impermeable del acuífero (fig. 2.3).

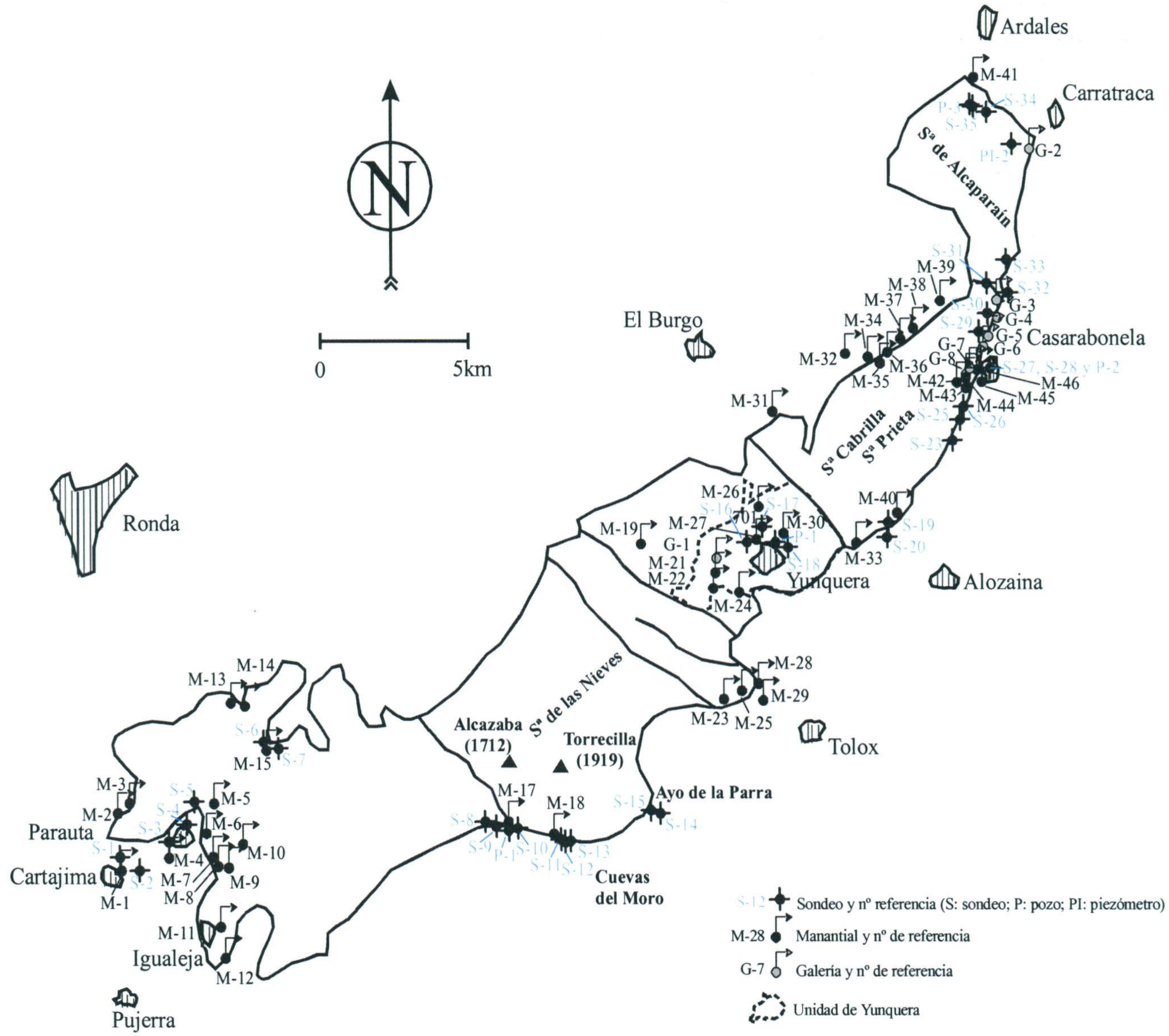


Fig. 4.1.(A) Mapa de inventario de los puntos de agua existentes en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, incluyendo el número de referencia en el inventario.

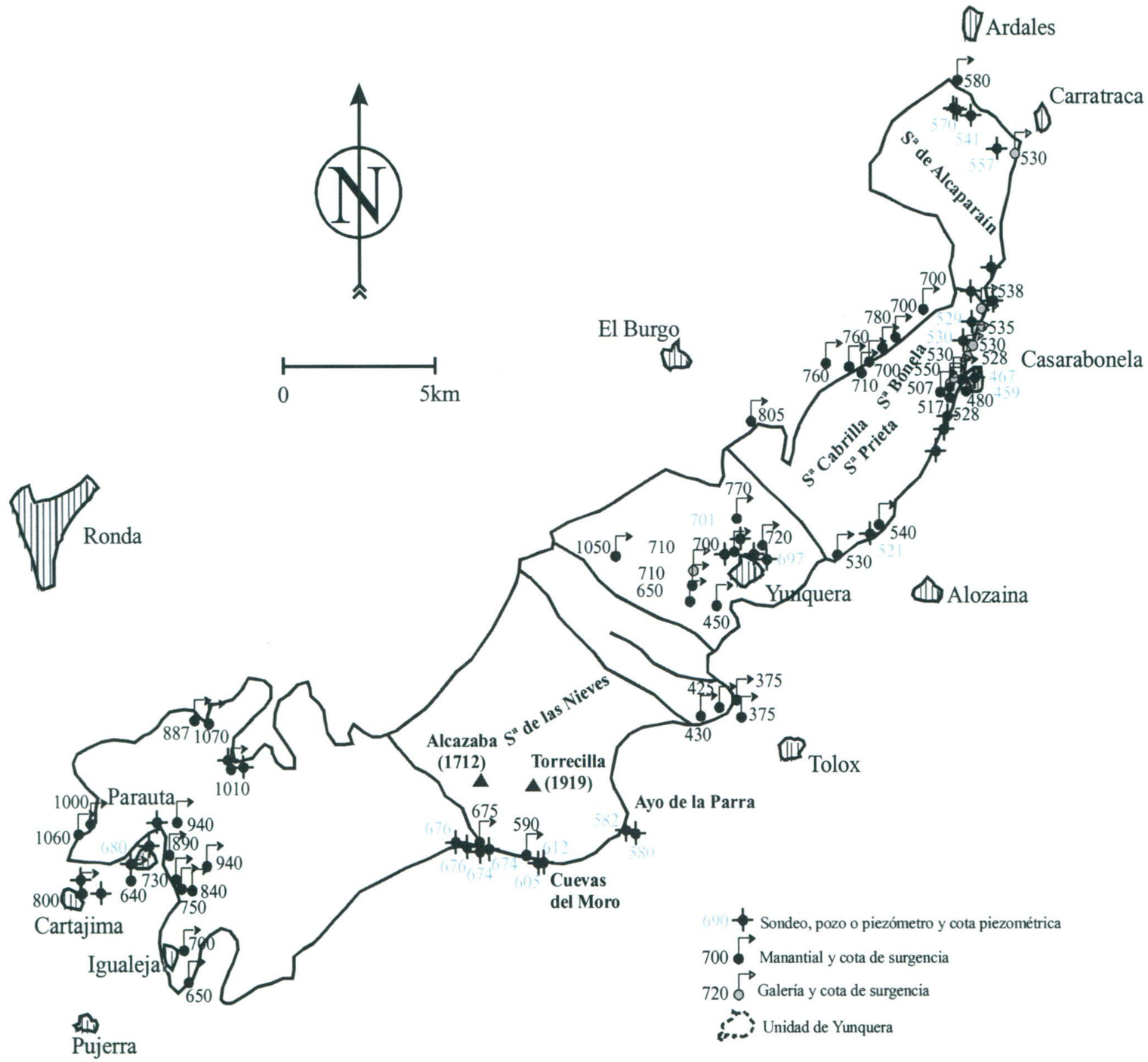


Fig. 4.1. (B). Mapa de inventario de los puntos de agua existentes en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, incluyendo las cotas piezométricas y de surgencia.

Debajo del Flysch se encuentran las margas y margocalizas cretácicas del Penibético, como se ha constatado en un sondeo realizado cerca de Parauta (S-5 en figs. 4.1A y 4.4). El espesor de acuífero es también muy reducido en la región de Yunquera, donde la unidad de Nieves se encuentra laminada tectónicamente, según indica la existencia de otra pequeña ventana tectónica (fig. 2.3), en la que se observa la unidad tectónica de Yunquera cabalgando sobre la unidad de Nieves y ésta, a su vez, cabalgando sobre el Flysch del Campo de Gibraltar.

4.3. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

El IGME (1983a) realizó el inventario de los puntos de agua existentes en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. En 1995, con motivo de la presente investigación, se revisó este inventario y se procedió a su actualización.

Los puntos de agua que constituyen el inventario se recogen en las tablas 4.1 y 4.2. Las coordenadas geográficas (longitud y latitud) se han obtenido del mapa topográfico a escala 1:50.000; la altitud de los puntos más representativos se ha determinado a partir del mapa topográfico a escala 1:10.000 y la de los puntos menos importantes, a partir del mapa topográfico a escala 1:50.000.

4.3.1. Manantiales

En la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves hay inventariados 44 manantiales y 8 galerías (fig. 4.1A y tabla 4.1). La mayor parte de estos puntos de agua están ubicados en el borde SE, ya que el contacto entre los materiales acuíferos y los materiales de baja permeabilidad se encuentra a menor cota que en el borde NW. Como se ha indicado en el apartado 4.1, las cotas de surgencia varían según el sector de la Unidad que se considere (fig. 4.1B). Este hecho, junto con las importantes fracturas N130E existentes, ha hecho pensar a todos los investigadores que han trabajado en la zona en una compartimentación hidrogeológica de la unidad.

Con la excepción del manantial de Algoma (M-4), que surge en las inmediaciones de Parauta a la cota 640 m s.n.m., las cotas de surgencia en la parte SW de la Unidad disminuyen desde el manantial de Río Genal (M-11, 700 m s.n.m.) hasta la surgencia de Río Grande (M-24, 450 m s.n.m.), pasando por los manantiales de Río Verde (M-17, 675 m s.n.m.) y Cuevas del Moro (M-18, 590 m s.n.m.). Los manantiales

de Río Horcajos, no muy caudalosos, son los que surgen a cota más baja (entre 375 y 430 m s.n.m.).

En el sector de Yunquera, el manantial más importante (Plano, M-27) se encuentra a cota 700 m s.n.m.

Término municipal	Toponimia	Ref	Cota (m s.n.m.)
Cartajima	Almola	M-3	1000
	Ayllón	M-1	800
	Cerro Melhacer	M-2	1060
Parauta	Verde	M-17	675
	Algoma	M-4	640
	Granados1	M-7	730
	Granados 2	M-8	750
	Navazo	M-15	1010
	Arroyo Pajarito	M-6	890
	Arroyo Nacimiento	M-9	840
	Oreganal	M-14	1070
	Linarejos	M-13	887
	Arroyo Almargen	M-5	940
Igualeja	Genal	M-11	700
	Seco	M-12	650
	Fuente del Quejigo	M-10	940
El Burgo	Arroyo de las Palomas	M-32	760
Yunquera	Plano	M-27	700
	Grande	M-24	450
	Venta Merino	M-30	720
	7 por 7	G-1	710
	Tronjilar	M-21	710
	Porticali	M-22	650
	Cueva del Agua	M-19	1050
	Chorrito	M-31	805
	Puerto de las Abejas	M-26	770

Término municipal	Toponimia	Ref	Cota (m s.n.m.)
Tolox	Cisnera	M-28	375
	Nacimiento Tolox	M-29	375
	Piloncillo	M-23	430
	Cañada Fuente	M-25	425
	Cuevas Moro	M-18	590
Alozaina	Jorox	M-33	530
	La Cojita	M-40	540
Casarabonela	Nacimiento Casarabonela	G-7	530
	Fuente Quebrada	G-5	530
	Comparate	G-6	528
	Naranjal 1	M-42	507
	Naranjal 2	M-43	517
	Naranjal 3	M-44	528
	Arca del agua	G-8	550
	El Ríillo	M-46	507
	El Burgueño	G-4	535
	Cortijo el Perdigón	M-39	700
	Buen Amor	G-3	538
	La Ventilla	M-38	700
	Tajo la Cáncula	M-45	480
	Chorreón del Pez	M-35	710
	Cortijo Buenavista	M-37	780
	El Vivero	M-36	700
	Cortijo Píldora	M-34	760
Ardales	Nacimiento Ardales	M-41	580
Carratraca	Nacimiento Carratraca	G-2	530

Tabla 4.1. Manantiales de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Leyenda: M: manantial, G: galería.

La descarga de Sierra Prieta se realiza por el manantial del Río Jorox (M-33, 530 m s.n.m.) y las surgencias de Casarabonela. De éstas, las relacionadas con el nivel piezométrico regional se encuentran aproximadamente a cota 535 m s.n.m. A la misma cota se encuentra el manantial de Carratraca (G-2, 530 m s.n.m), que constituye el principal punto de descarga de la Sierra Alcaparaín.

4.3.2. Sondeos

En la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves hay inventariados 32 sondeos, 3 pozos y 2 piezómetros, la mayor parte de los cuales (35 puntos) se localiza en el borde SE (fig. 4.1A y tabla 4.2). De todos estos puntos, 10 corresponden a perforaciones de investigación, 18 a sondeos de explotación y pozos aprovechados para diversos usos (agrícola, abastecimiento a poblaciones, industrial) y 9 son sondeos que no se utilizan.

Término municipal	Toponimia	Ref	Cota (m s.n.m.)	Profundidad (m)	Uso
Cartajima	Cartajima 1	S-2	666	58	agrícola
	Cartajima 2	S-1	746	200	no se utiliza
Parauta	Parauta 1	S-3	780	250	no se utiliza
	Parauta 2	S-4	765	195	no se utiliza
	Parauta 3	S-5	935	300	no se utiliza
	Verde 1	S-10	678	118	investigación
	Verde 2	PI-1	675	215	investigación
	Verde 3	S-9	680	55	investigación
	Verde 4	S-8	680	54	investigación
	Navazo 1	S-6	1010		riego
	Navazo 2	S-7	1005	208	riego
Yunquera	Cañada Felipe	S-17	720	52	abastecimiento
	Pozo Yunquera	P-1	700	5	abastecimiento
	Camino Porticali	S-16	720	100	sellado
	Cementerio	S-18	680	107	no se utiliza
Tolox	Parra 1	S-14	580	400	investigación
	Parra 2	S-15	610	250	investigación
	Moro 3	S-13	620	187	investigación
	Moro 4	S-12	617	160	investigación
	Moro 5	S-11	620	178	investigación
Alozaina	Alozaina	S-19	550	200	abastecimiento
	Granja escuela	S-20	520		granja
Casarabonela	Alcorcal	S-29	530	198	abastecimiento
	Juan Vila	S-30	550	60	planta embotelladora
	Bonela 1	S-27	485	40	planta embotelladora
	Bonela 2	S-28	485	80	planta embotelladora
	Bonela 3	P-2	485	39	planta embotelladora
	Puerto Martínez	S-31	685	300	riego
	Cuesta de Guerra	S-32	608	40	no se utiliza
	Rafael García 2	S-25	645		riego
	Rafael García 3	S-26	685	200	riego
	Rafael García 4	S-23	710	150	riego
	La Chilita Baja	S-33	715	103	no se utiliza
Ardales	Alcaparaín III	P-3	616	50	no se utiliza
	Alcaparaín II	S-34	620	220	abastecimiento
	Alcaparaín I	S-35	605	100	abastecimiento
Carratraca	Carratraca	PI-2	620		investigación

Tabla 4.2. Perforaciones inventariadas en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Leyenda: S: sondeo, P: pozo, PI: piezómetro.

Al igual que en el caso de los manantiales, se observan diferencias en las cotas piezométricas medidas en los sondeos según el sector de la Unidad que se considere (fig. 4.1B): en el sector SW de la Unidad, el nivel piezométrico se sitúa a 680 m s.n.m., según las medidas realizadas en un sondeo perforado en las inmediaciones de Parauta. Al sur del vértice Torrecilla se encuentran los sondeos de Río Verde y Cuevas del Moro, donde el nivel se encuentra a la misma cota que los manantiales, y los sondeos del Arroyo de la Parra, en los que el nivel se sitúa aproximadamente a la cota 580 m s.n.m, por debajo de la del manantial de Cuevas del Moro.

En el sector de Yunquera, el nivel piezométrico se encuentra, aproximadamente, a la cota 700 m s.n.m, coincidente con la del manantial del Plano.

En Sierra Prieta, los sondeos de Casarabonela y el sondeo de abastecimiento a la población de Alozaina, tienen el nivel piezométrico a la cota 530 m s.n.m, igual que la cota de los manantiales. En Sierra Alcaparaín, la cota piezométrica se encuentra entre 570-541 m s.n.m, congruente con una descarga hacia el manantial de Carratraca.

4.4. HIDRODINÁMICA

4.4.1. Manantiales

Los manantiales de mayor caudal de la Unidad Hidrogeológica son: el manantial de Río Grande, que constituye el principal punto de descarga, Río Verde, Río Genal y Río Jorox. Les siguen en importancia las surgencias de Algoma, Plano, Carratraca, Cuevas del Moro y Fuente Quebrada (Casarabonela). En la tabla 4.3 se recogen las características principales de estos manantiales significativos de la Unidad Hidrogeológica.

La descarga de la Unidad se produce, fundamentalmente, en régimen natural a través de los manantiales y sólo en algunos casos excepcionales hay influencia de bombeos, como ocurre en las inmediaciones del manantial del Plano, donde se extrae agua para el abastecimiento a Yunquera. Dicha surgencia se vió afectada por las extracciones que se realizaron en un sondeo próximo (S-16) perforado en el año 1991 que fue, por este motivo, sellado definitivamente. Fuente Quebrada (G-5), en Casarabonela, también está afectada por el bombeo en el cercano sondeo de Alcorcal (S-29), especialmente en períodos de sequía, cuando aumentan las extracciones. Los

bombeos en los sondeos perforados en las inmediaciones del manantial de Río Verde afectaban también a esta surgencia.

Manantial	Ref	Cota (m s.n.m.)	Período de observación	Q máx (l/s)	Q mín (l/s)	Q med (l/s)	Aportación anual (hm^3)	Fuente
R. Grande	M-24	450	oct-66 a sep-94	3117	11	625	19,71	datos mensuales (ITGE, 1994) limnígrafo CHS (estación de Las Millanas)
R. Verde	M-17	675	feb-95 a oct-98	1980	23	354	11,16	aforos (CHS, Tesis)
			abr-94 a dic-98	9141	80	552	17,41	limnígrafo CHS
R. Genal	M-11	700	feb-76 a oct-98	2080	6	374	11,79	aforos (CHS, IGME, Tesis)
			ago-97 a dic 98	8070	106	398	12,55	limnígrafo CHS
R. Jorox	M-33	530	abr-76 a oct-98	1194	12	108	3,41	aforos (CHS, IGME, Tesis)
			ago-97 a dic 98	16622	28	332	10,47	limnígrafo CHS
Algoma	M-4	640	mz-96 a oct-98	589	21	115	3,63	aforos Tesis
Plano	M-27	700	abr-76 a oct-98	200	20	90	2,84	aforos (CHS, IGME, Tesis)
Carratraca	G-2	530	feb-97 a oct-98	95	61	77	2,43	aforos Tesis
C. Moro	M-18	590	feb-95 a oct-98	542	0	73	2,30	aforos Tesis
Fte. Quebrada	G-5	530	abr-96 a oct-98	106	25	48	1,51	aforos Tesis

Tabla 4.3. Principales características de los manantiales más importantes de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves.

En Octubre de 1995, cuando comenzó la presente investigación, todos los manantiales estaban en situación de agotamiento puesto que, como se ha indicado en el apartado 3.1.6., las precipitaciones registradas en la provincia de Málaga desde 1990 habían sido progresivamente decrecientes (los años hidrológicos 1992/93, 1993/94 y 1994/95 fueron secos desde el punto de vista pluviométrico). El manantial de Río Grande es el que presentaba el mayor caudal (174 l/s), seguido del de Río Verde (52 l/s), Río Jorox (12 l/s) y Río Genal (10 l/s). El manantial del Plano estaba seco desde Mayo de 1994 (CHS, 1995b) y era necesario bombear agua para abastecer a la población de Yunquera.

A partir de Diciembre de 1995 se registraron lluvias importantes, observándose en los manantiales controlados una clara respuesta hidrodinámica (Liñán *et al.*, 1996). Los hidrogramas de Río Grande y del manantial de Río Verde (fig. 4.2), obtenidos a partir de limnigramas, ponen de manifiesto el rápido y espectacular aumento del caudal que se produce en respuesta a las precipitaciones. En los manantiales de Río Grande, Río Genal y Río Jorox fue imposible aforar con micromolinete, estimándose caudales superiores a 2.500 l/s (fig. 4.3). En Río Verde, el caudal punta deducido del análisis del limnigrama fue superior a los 5.000 l/s. Esta respuesta hidrodinámica, con crecidas de

forma muy puntiaguda y grandes diferencias de caudal entre la punta de la crecida y el final del agotamiento, pone de manifiesto la existencia de karstificación funcional en el sector de acuífero que drenan.

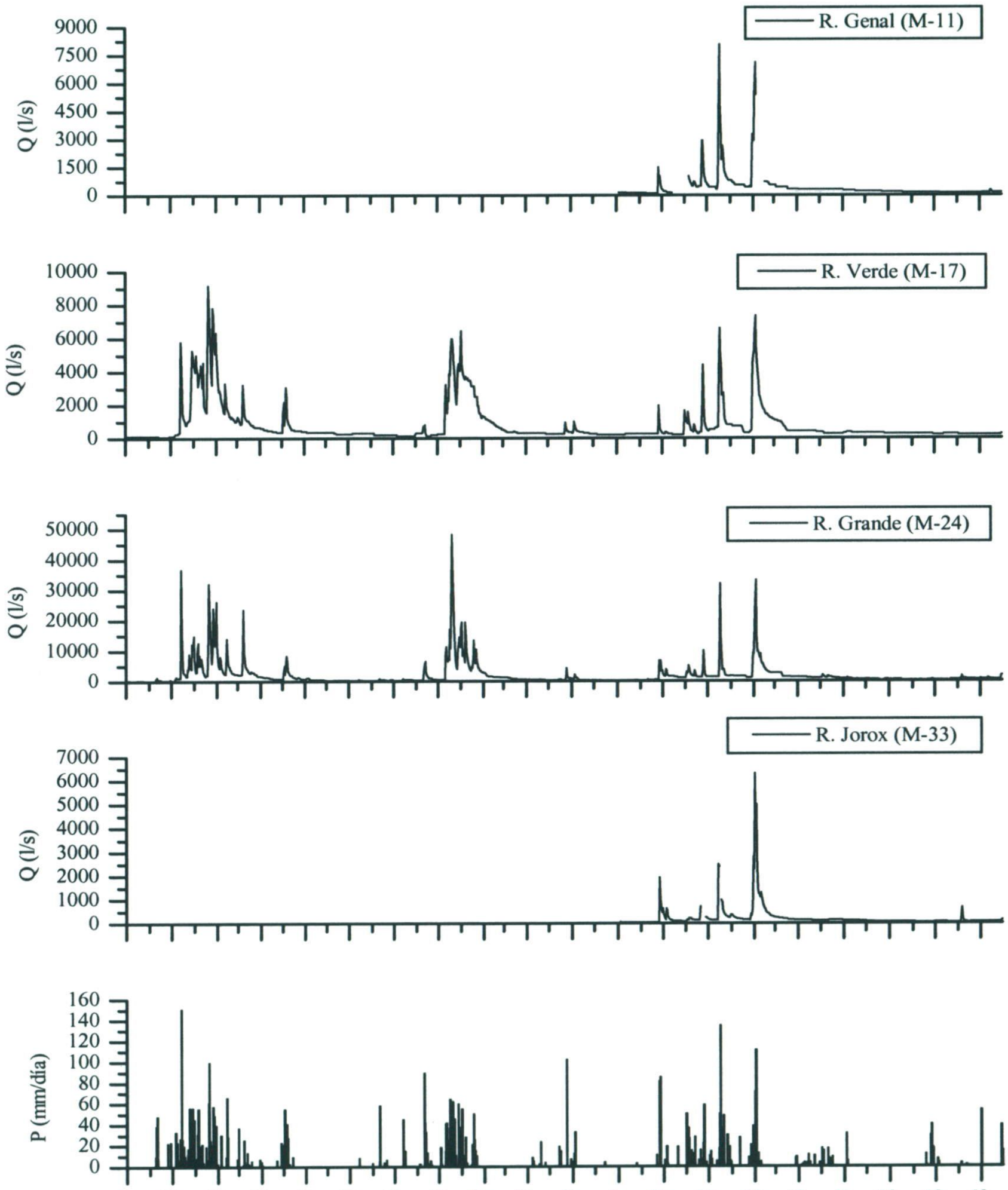


Fig. 4.2. Hidrogramas de las principales surgencias de la Unidad Hidrogeológica, elaborados a partir de los datos de los limnígrafos, desde Octubre de 1995 a Diciembre de 1998. El hidrograma de Río Grande incluye agua de escorrentía superficial y de otros manantiales.

Los hidrogramas de otros manantiales de la Unidad (Plano, Fuente Quebrada y Carratraca) muestran también incrementos de caudal en respuesta a las precipitaciones, aunque de menor magnitud y con distinta morfología. Los hidrogramas de estas surgencias (fig. 4.3) no se han elaborado con datos de caudal deducidos de limnigramas, sino con datos procedentes de los aforos quincenales realizados durante el período de investigación. Al margen de las limitaciones propias del método de medida, es evidente que en el manantial del Plano (M-27) las variaciones de caudal son de menor importancia que en los manantiales anteriores y se producen de forma más lenta (el manantial tarda más tiempo en responder a las lluvias). Esta respuesta hidrodinámica, más amortiguada frente a las precipitaciones, pone de manifiesto un menor grado de karstificación funcional del acuífero drenado por esta surgencia.

Fuente Quebrada (G-5) muestra un hidrograma con crecidas de pequeña magnitud, con menores diferencias de caudal entre la punta de la crecida y el inicio del agotamiento (fig. 4.3). Es decir, muestra una respuesta todavía más amortiguada frente a las lluvias.

El hidrograma del manantial de Carratraca (G-2), que drena el extremo nororiental de la Unidad Hidrogeológica, presenta una forma diferente a la del resto de manantiales (fig. 4.3). Aunque se registran ligeros incrementos del caudal en respuesta a las lluvias, no se observan tan claramente los picos de caudal que aparecen en los hidrogramas de las demás surgencias, lo cual denota un escaso grado de karstificación funcional.

Por lo tanto, una primera observación de los hidrogramas de las surgencias muestra que el sector occidental de la Unidad Hidrogeológica (Sierra de las Nieves), drenado fundamentalmente por los manantiales de Río Grande, Río Verde y Río Genal, es el que presenta el mayor grado de karstificación funcional. En el sector central (área de Yunquera), drenado por el manantial del Plano, la karstificación funcional está menos desarrollada. El sector de Sierra Prieta, drenado, principalmente, por el manantial de Río Jorox, muestra evidencias de karstificación, similares a las de sector occidental del acuífero. Por último, los hidrogramas de los manantiales de Fuente Quebrada y Carratraca, situados en la parte nororiental de la Unidad Hidrogeológica, presentan una respuesta propia de un acuífero poco karstificado.

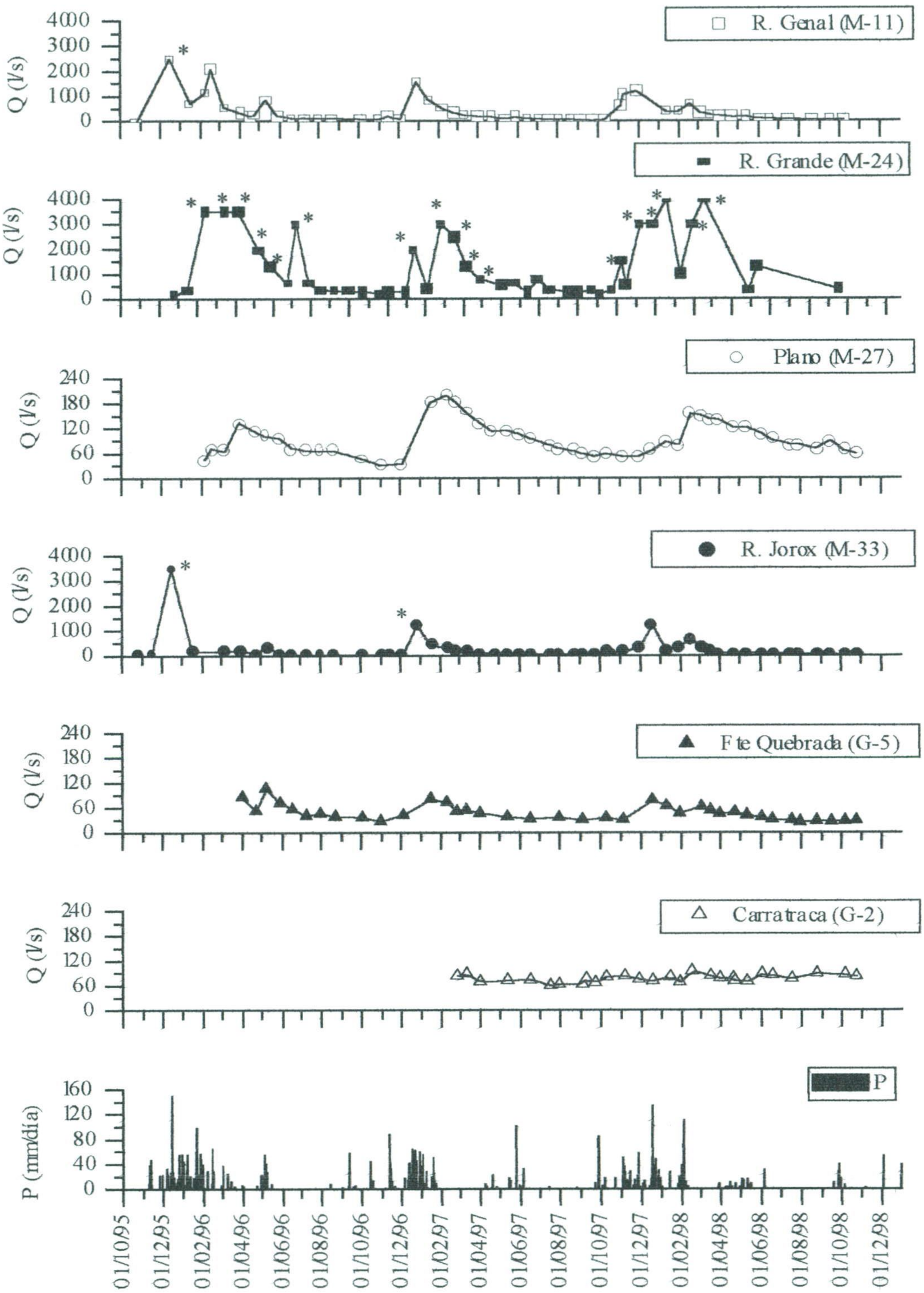


Fig. 4.3. Hidrogramas elaborados a partir de los aforos puntuales realizados en los manantiales de Río Genal, Río Grande, Plano, Río Jorox, Fuente Quebrada y Carratraca, desde Octubre de 1995 a Diciembre de 1998. Los asteriscos señalan caudales estimados.

4.4.2. Sondeos

4.4.2.1. Control de la columna litológica

El control geológico (litología, grado de fracturación, cavidades kársticas) de las columnas de sondeos perforados en la zona de estudio, así como de la posición del nivel piezométrico durante la perforación y de su evolución una vez finalizada ésta, proporciona información acerca del grado de karstificación funcional del acuífero en el que se encuentran dichas perforaciones.

Sólo se conoce la columna litológica en 17 de los 37 sondeos inventariados. Excepto en los sondeos del Arroyo de la Parra (S-14 y S-15 en figura 4.1B) y del paraje de las Cuevas del Moro (S-11, S-12 y S-13), cuya perforación se controló durante el período de investigación, la información restante procede de informes técnicos realizados por diversas empresas y organismos. El grado de detalle de dichas columnas no es demasiado elevado y sólo en algunos casos se hace una ligera referencia al grado de karstificación y/o de fracturación observado en el material acuífero. En la figura 4.4. se presenta una recopilación de las columnas de las que se tiene información, atribuyendo las litologías a las formaciones geológicas descritas en el apartado 2.1.3.

En el sector de Parauta, el sondeo S-5 llegó a las margas y margocalizas del Penibético.

Únicamente se han detectado cavidades en dos de los sondeos existentes cerca del manantial de Río Verde (S-9 y S-8), dos de ellas de 5 metros de altura y una de 1,6 m de altura, en ambos casos por debajo del nivel piezométrico. En ambos sondeos hay tramos en los que no se recuperó detritus.

De los sondeos del Arroyo de la Parra y de las Cuevas del Moro se dispone de una columna litológica más detallada, así como un registro completo del grado de fracturación y de karstificación. En el paraje de Cuevas del Moro, los sondeos (S-11, S-12 y S-13) están ubicados en una zona donde el contacto entre los mármoles y las peridotitas está muy verticalizado. La columna litológica de los sondeos S-11 y S-13 está constituida por mármoles dolomíticos y calizas grises y negras de la unidad tectónica de las Nieves y por peridotitas de la unidad de los Reales, mientras que la del sondeo S-12 atraviesa, esencialmente, peridotitas. El sondeo S-13 es surgente desde los 66 m de profundidad, cuando cortó un tramo de mármoles entre las peridotitas,

proporcionando un caudal medio muy bajo, de 0,2 l/seg. El rendimiento de estos sondeos es nulo ó muy escaso, debido a la baja permeabilidad de los materiales acuíferos en este sector; las dolomías se encuentran muy recristalizadas a causa del metamorfismo de contacto producido por las peridotitas. Además, la propia ubicación de las perforaciones, muy próxima a las peridotitas, impide que los sondeos atraviesen mármoles en toda su columna.

En el Arroyo de la Parra, la columna litológica de los dos sondeos perforados (S-14 y S-15) está constituida en su totalidad por mármoles dolomíticos poco o nada karstificados, con tramos afectados por diferente grado de fracturación, que condicionan la permeabilidad de estos materiales. Los valores de permeabilidad obtenidos en un ensayo de tipo Lefranc efectuado por la empresa perforadora en toda la columna del sondeo S-14 son del orden de 10^{-3} m/día, lo cual indica una baja permeabilidad de las rocas carbonáticas en este sector. En épocas de recarga, este sondeo es surgente.

Se ha interpretado que el contacto litológico citado en el informe sobre el sondeo S-16 (PYR, 1991) corresponde a los esquistos y gneises de la unidad de Yunquera.

4.4.2.2. Control del nivel piezométrico

El análisis de la evolución temporal de las cotas piezométricas medidas durante el período de investigación pone de manifiesto, al igual que en el caso de los manantiales, una clara respuesta hidrodinámica frente a las precipitaciones (fig. 4.5). Así, durante los principales períodos lluviosos de cada uno de los años analizados, se producen ascensos del nivel piezométrico en todos los sondeos, de magnitud variable según el sector considerado.

Las mayores variaciones piezométricas corresponden a sondeos situados en el sector occidental de la Unidad Hidrogeológica (S-3 y S-15), aunque existen variaciones en la forma de las crecidas y decrecidas piezométricas (fig. 4.5), que ponen de manifiesto diferencias en el grado de karstificación funcional existente en los materiales acuíferos de dicho sector. No obstante, en el sondeo S-9, las variaciones piezométricas registradas son de escasa magnitud, porque se encuentra en la inmediata proximidad de un punto de descarga importante, como es el manantial de Río Verde.

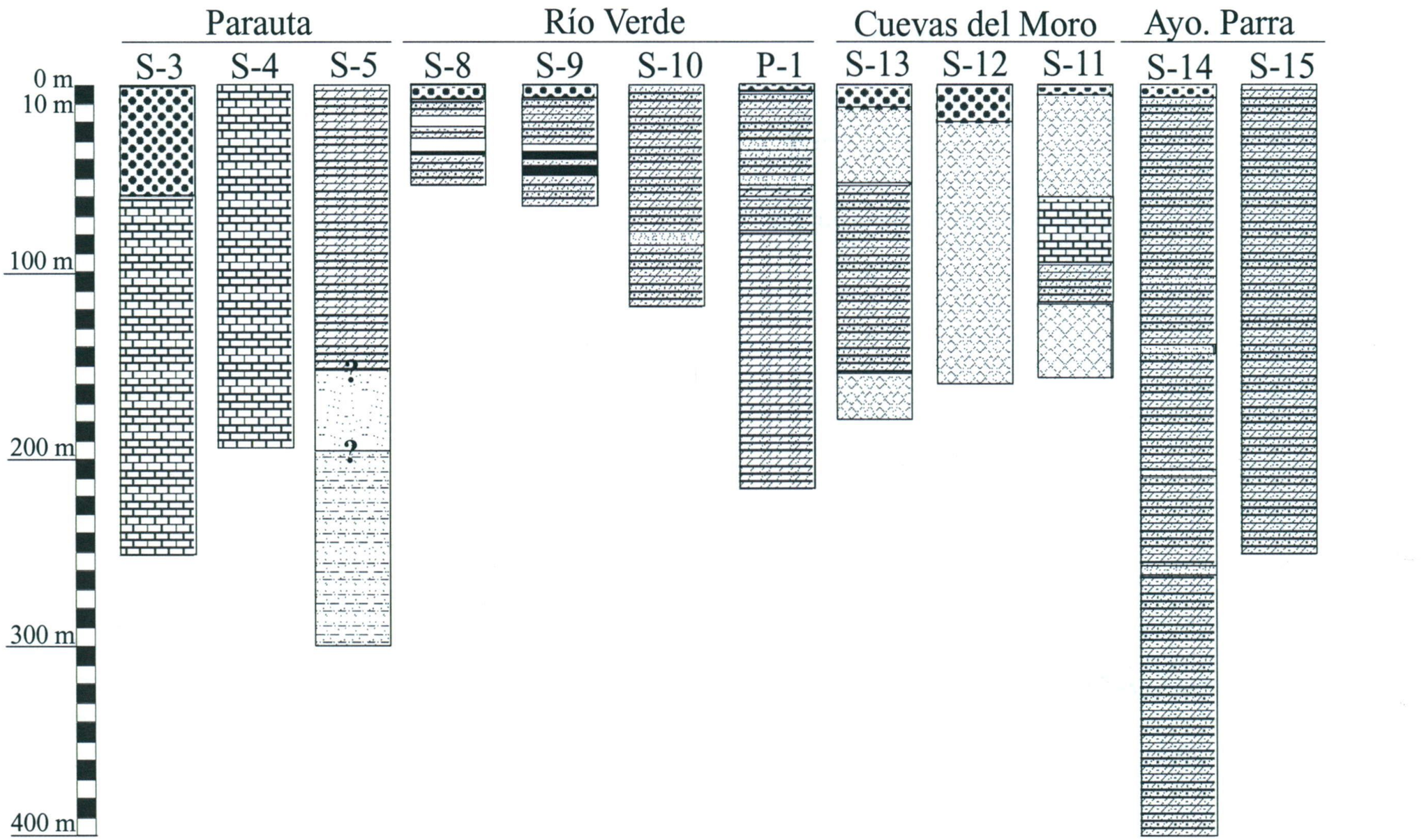


Fig. 4.4. Columna litológica de algunos de los sondeos perforados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves.

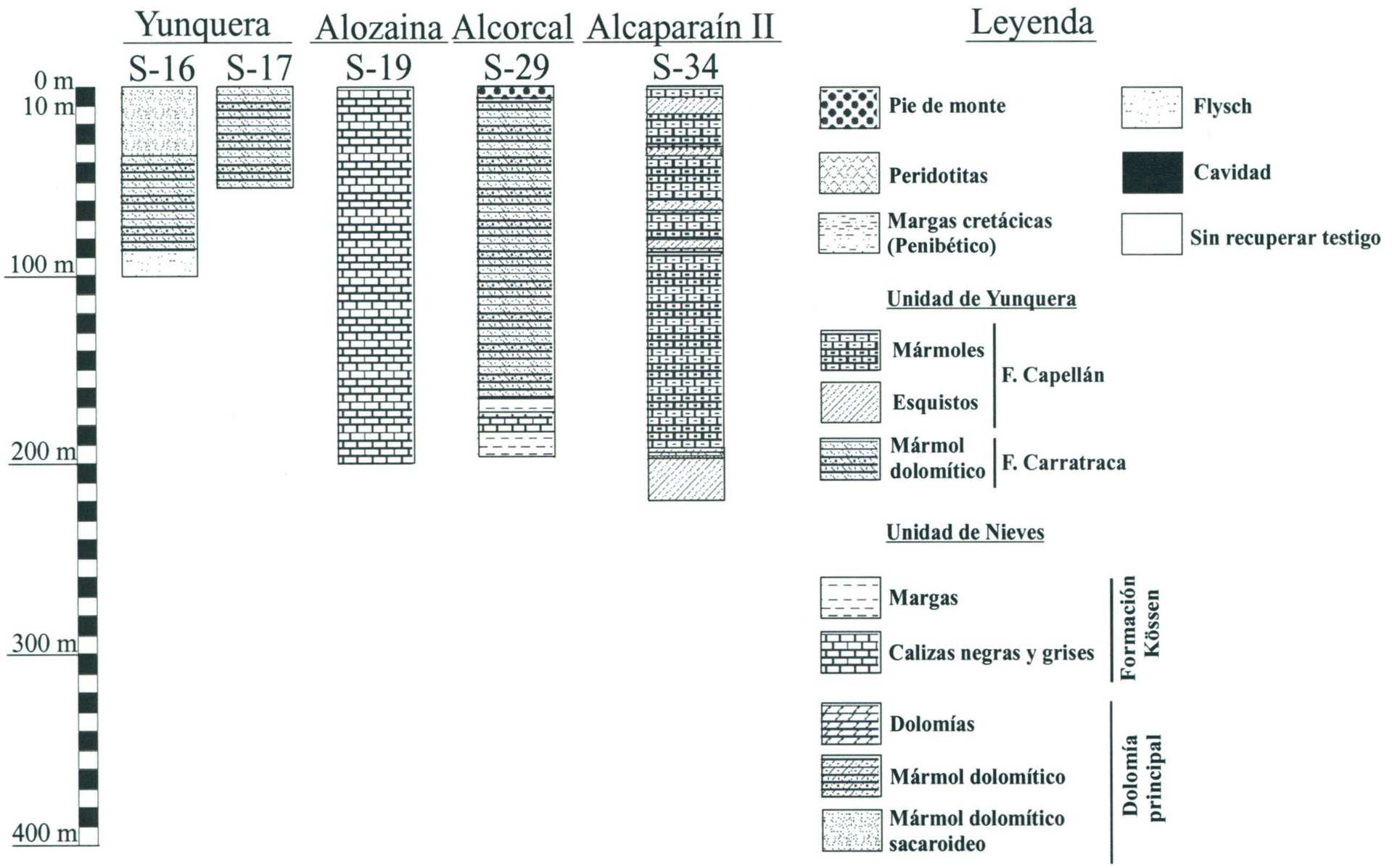


Fig. 4.4. (Continuación). Columna litológica de algunos de los sondeos perforados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves.

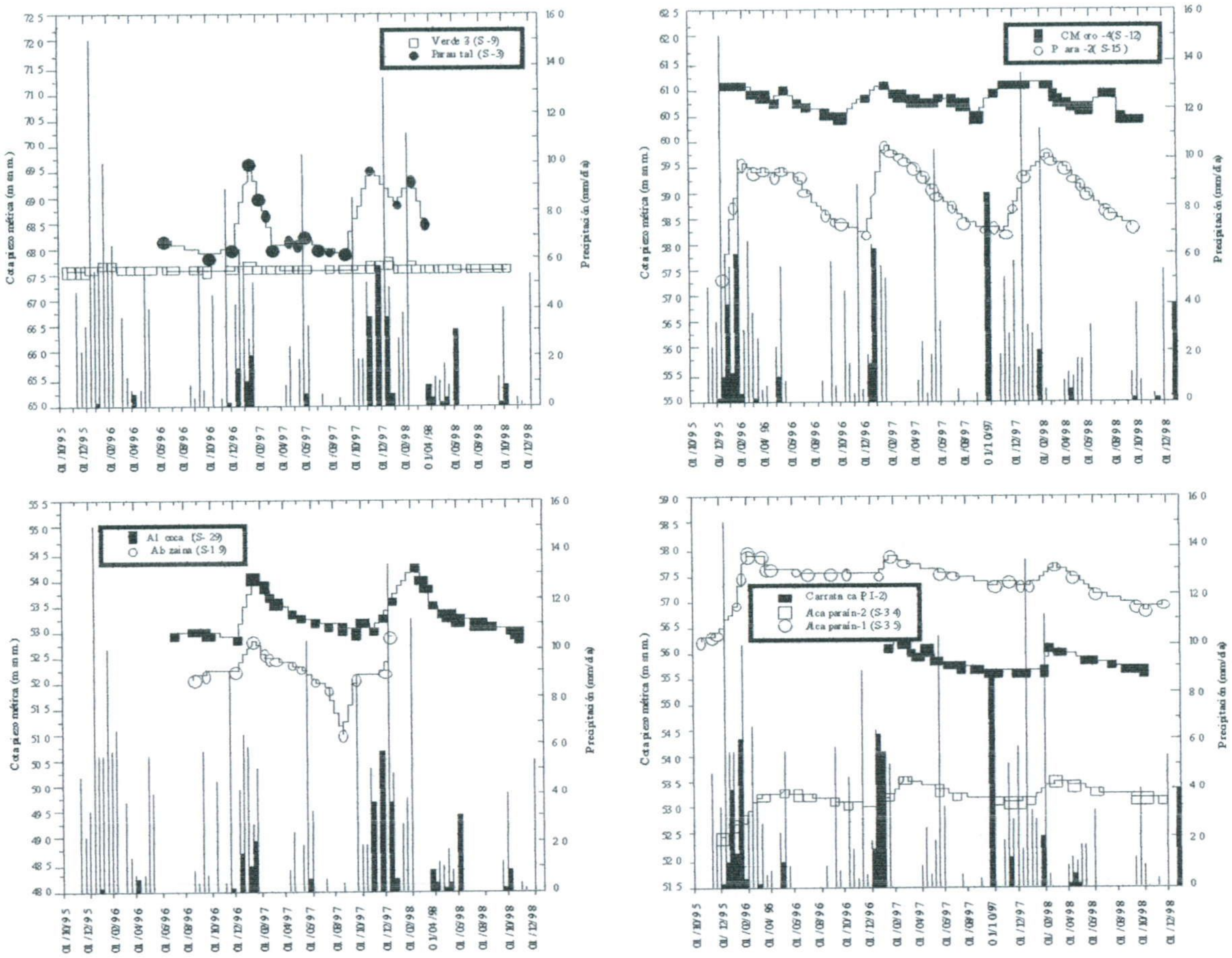


Fig. 4.5. Evolución temporal de las cotas piezométricas de algunos de los sondeos de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, durante el período de investigación.

Los sondeos situados en el extremo oriental del acuífero (S-34, S-35 y PI-2), muestran ascensos del nivel piezométrico de menor cuantía y, además, responden a las lluvias más tarde que el resto de sondeos (fig. 4.5). Los descensos de nivel se producen también de manera lenta y poco marcada, de forma que transcurren varios meses hasta que se alcanza el nivel piezométrico anterior a la recarga.

Los sondeos S-19 y S-29, durante las épocas de recarga, muestran ascensos piezométricos de magnitud intermedia entre los registrados en los sondeos anteriores.

4.5. HIDROTERMIA

La temperatura del agua drenada por las diferentes surgencias constituye, al igual que la hidrodinámica y la hidroquímica, una fuente adicional de información acerca del funcionamiento y de las características hidrogeológicas de los acuíferos

carbonatados (Lacas, 1976; Andrieux, 1978). En el área de estudio, la temperatura media del agua subterránea varía entre 12.9 ºC en el manantial del Río Verde y 22.5 ºC, en el manantial de Cisnera (tabla 4.4). Existe una correlación negativa (R^2=0.47) entre la altitud de la surgencia y la temperatura del agua drenada por ésta (fig. 4.6). El gradiente de temperatura calculado es de -1.5 ºC/100 m de altitud, casi el doble del de temperatura del aire, -0.8 ºC/100 m de altitud (apartado 3.5.4.). Las aguas drenadas por los manantiales del sector occidental son más frías que las drenadas por las surgencias del sector oriental.

La figura 4.6 permite, asimismo, distinguir las aguas del área del Río Horcajos (de mayor temperatura), debido probablemente a la existencia de una anomalía térmica en este lugar. En el caso del manantial de Cisnera (M-28), la temperatura del agua supera en 4 ºC la temperatura media anual del aire en este sector del acuífero (18.5 ºC, según datos de la estación de Alozaina), por lo que se puede considerar como un manantial termal (Schoeller, 1962; Custodio y Llamas, 1976).

Manantial	Referencia	Cota (m s.n.m.)	n	Tª max	Tª min	Tª med	Rango
Algoma	M-4	640	32	15,7	15,2	15,5	0,5
R. Genal	M-11	700	56	14,4	13,3	13,4	1,1
Granados 2	M-8	750	10	15,2	14,1	14,4	1,1
Seco	M-12	650	16	19,7	14,0	14,9	5,7
R. Verde	M-17	675	58	13,5	12,5	12,9	1,0
C. Moro	M-18	590	51	17,0	14,2	15,1	2,8
Piloncillo	M-23	430	36	18,9	18,0	18,6	0,9
C. Fuente	M-25	425	30	20,6	17,6	19,9	3,0
Cisnera	M-28	390	36	22,7	22,1	22,5	0,6
R. Grande	M-24	450	56	15,5	12,5	13,8	3,0
Plano	M-27	700	55	14,9	14,5	14,8	0,4
R. Jorox	M-33	530	56	16,5	15,7	15,9	0,8
Fte.Quebrada	G-5	530	42	16,6	15,6	16,3	1,0
N.Casarabonela	G-7	530	13	16,5	15,6	16,0	0,9
Carratraca	G-2	530	28	15,9	15,7	15,8	0,2

Tabla 4.4. Temperatura máxima, mínima y media (en ºC) del agua drenada por los manantiales de la zona de estudio. n: número de muestras.

El rango de variación de la temperatura del agua en los manantiales (fig. 4.6), pone de manifiesto el diferente grado de karstificación funcional de los acuíferos que drenan. La menor variabilidad corresponde a surgencias que drenan el sector central

(Plano) y oriental (Carratraca) de la Unidad Hidrogeológica, mientras que la mayor variabilidad se detecta en el agua de los manantiales del sector occidental (tabla 4.4): Río Grande, Cuevas del Moro, Cañada Fuente y Seco. En este último, debido a la proximidad del manantial al Arroyo Seco, hay aportes del río al acuífero que modifican los valores de temperatura del agua. En cualquier caso, en el sector occidental de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, los mayores rangos de variación de temperatura del agua demuestran la existencia de un mayor grado de karstificación funcional que en el resto de la Unidad.

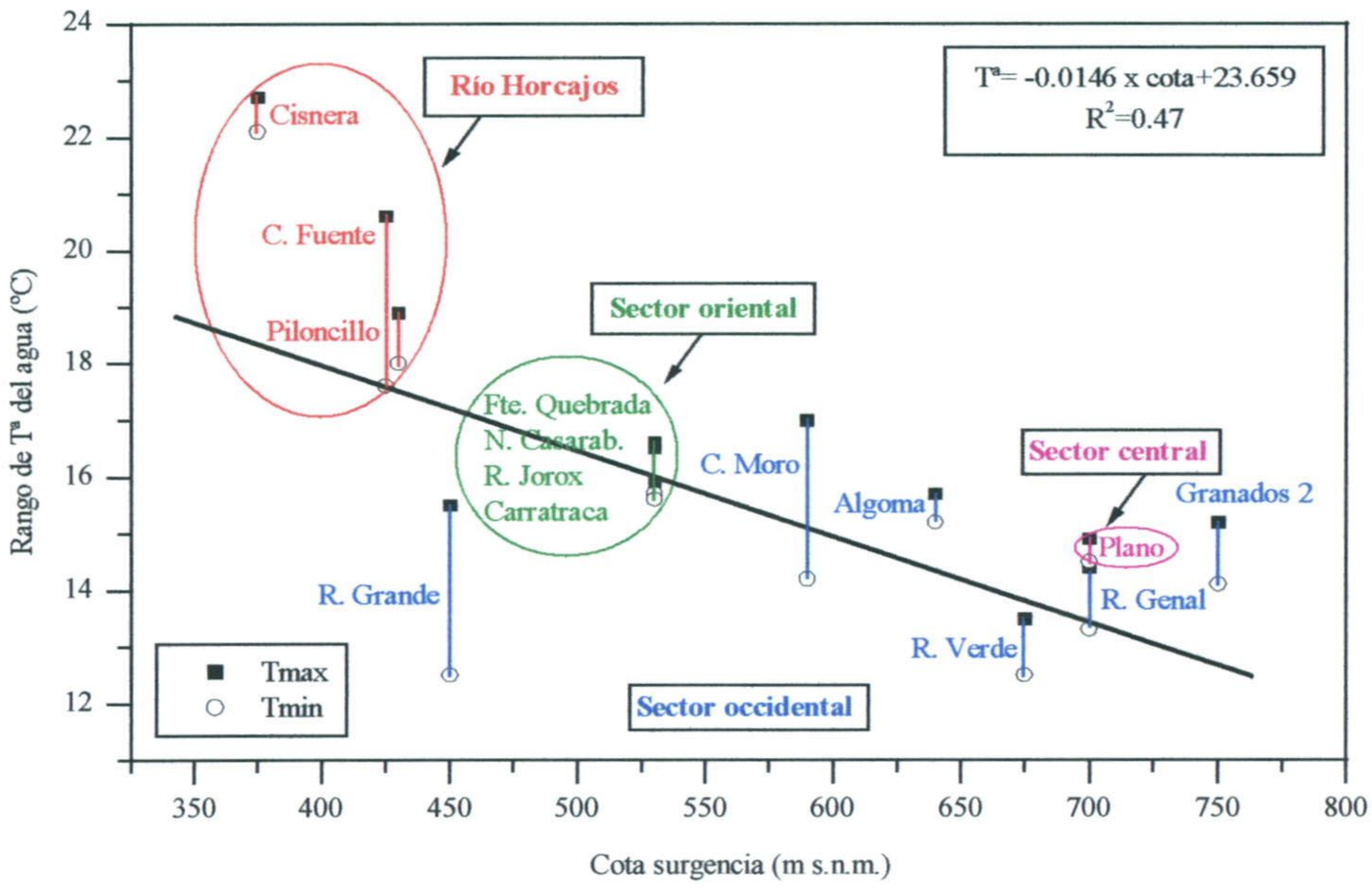


Fig. 4.6. Correlación lineal entre la cota de surgencia de los manantiales y la temperatura del agua. Para cada manantial se indica el rango de variación de la temperatura del agua.

La figura 4.7 muestra la evolución de la temperatura del agua en varios manantiales. Los manantiales de Río Grande, Río Verde y Fuente Quebrada presentan las disminuciones de la temperatura del agua más importantes durante las épocas de recarga. En el manantial de Río Jorox también se observan descensos de temperatura en respuesta a las lluvias, pero de menor cuantía. En el manantial de Río Genal, la temperatura de base del agua permanece prácticamente constante a lo largo del período de estudio, salvo durante y después de las crecidas, en los que aparecen picos de temperatura más elevada. Las surgencias de Carratraca y Plano o bien no muestran variaciones de temperatura de sus aguas o son aún menores que en los casos anteriores.

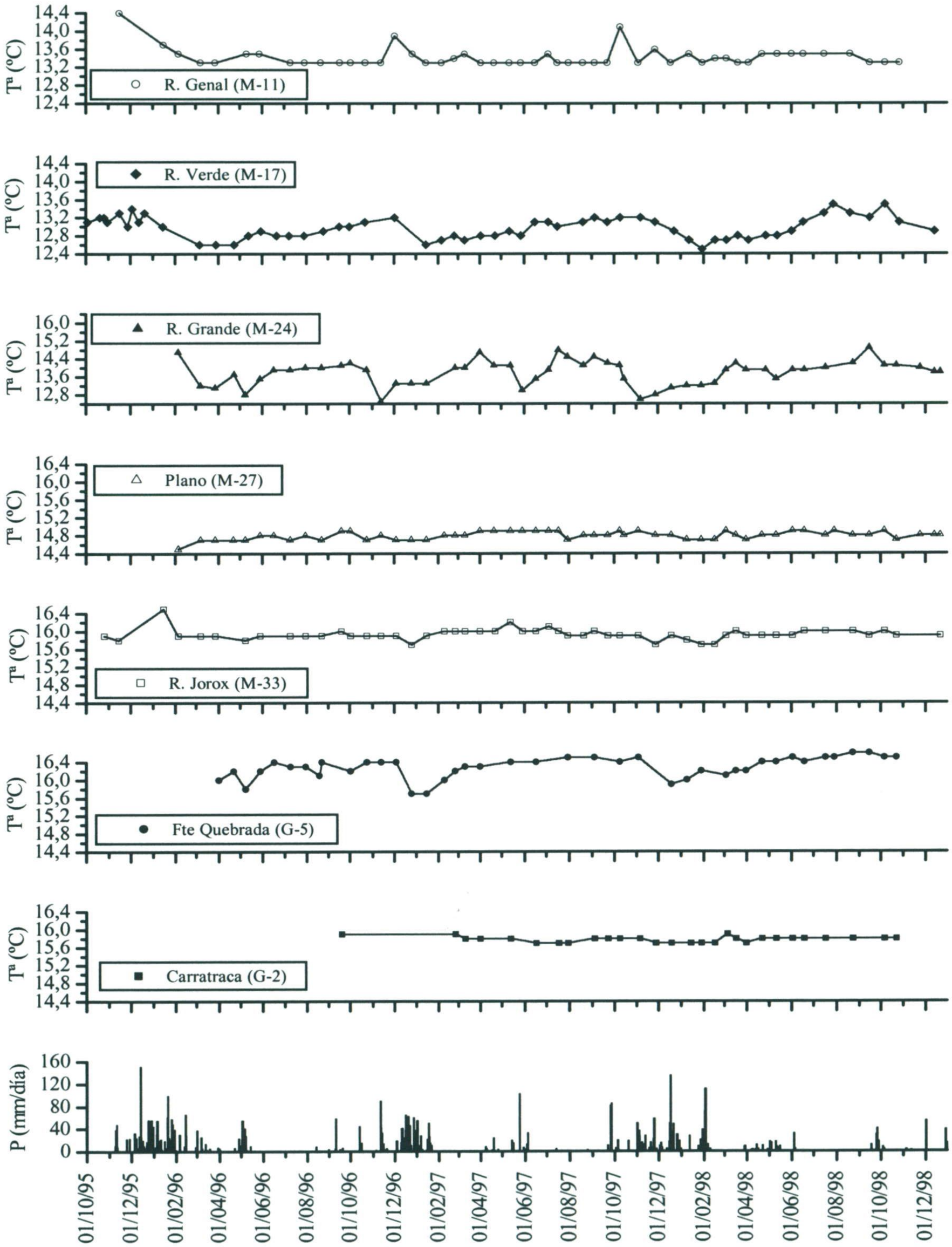


Fig. 4.7. Evolución temporal de la temperatura del agua drenada por algunos de los manantiales de la Unidad Yunquera-Nieves.

4.6. HIDROQUÍMICA

4.6.1. Introducción

La composición química de las aguas subterráneas depende del tipo de materiales atravesados, pero también del tiempo de residencia del agua en el acuífero y de las condiciones de flujo (Bakalowicz, 1979, 1994; Custodio, 1986; Antigüedad, 1986a; Mudry, 1987). Por este motivo, el estudio del quimismo del agua drenada por los manantiales de un acuífero carbonatado constituye una herramienta importante para obtener información acerca del funcionamiento hidrogeológico y del grado de karstificación funcional del mismo (Bakalowicz, 1979; Antigüedad, 1986a, 1988; Morales, 1991; Lastennet y Mudry, 1997).

Según estos autores, un análisis químico del agua de una surgencia tiene sólo un valor puntual pero el estudio de la variación espacial del quimismo de las aguas de un acuífero y, sobre todo, de la evolución temporal de la composición química del agua, proporciona información sobre las características hidrodinámicas del mismo, siempre que los muestreos sean representativos de las distintas fases hidrodinámicas (crecida, decrecida y agotamiento).

En el área de estudio se han realizado muestreos, a paso de tiempo quincenal, en las principales surgencias de la Unidad Hidrogeológica, para determinar la composición química de sus aguas y estudiar su evolución temporal. La mayoría de las muestras recogidas son de facies bicarbonatada cálcica y cálcico-magnésica, aunque también aparecen algunas muestras bicarbonatadas magnésicas (fig. 4.8).

En la tabla 4.5. se muestran los contenidos medios en todos los elementos químicos analizados. Los valores medios de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas en la Unidad Yunquera-Nieves varían entre 301 μS/cm (Cuevas del Moro) y 537 μS/cm (Carratraca), con un valor medio de 406 μS/cm. El coeficiente de variación de este parámetro es relativamente bajo, entre el 1 y el 8 %, a excepción del manantial de Río Grande, en el que alcanza un valor del 19 %. Los valores medios de TAC, Ca^{2+} y Mg^{2+} son 244, 51 y 22 mg/l, respectivamente. El contenido medio en Cl^- es de 10 mg/l, el doble del contenido medio de este ión en el agua de lluvia (5 mg/l), por lo que debe existir una importante reconcentración del agua de lluvia a nivel del epikarst. Los valores medios del índice de saturación en calcita indican que se trata de aguas ligeramente sobresaturadas en calcita.

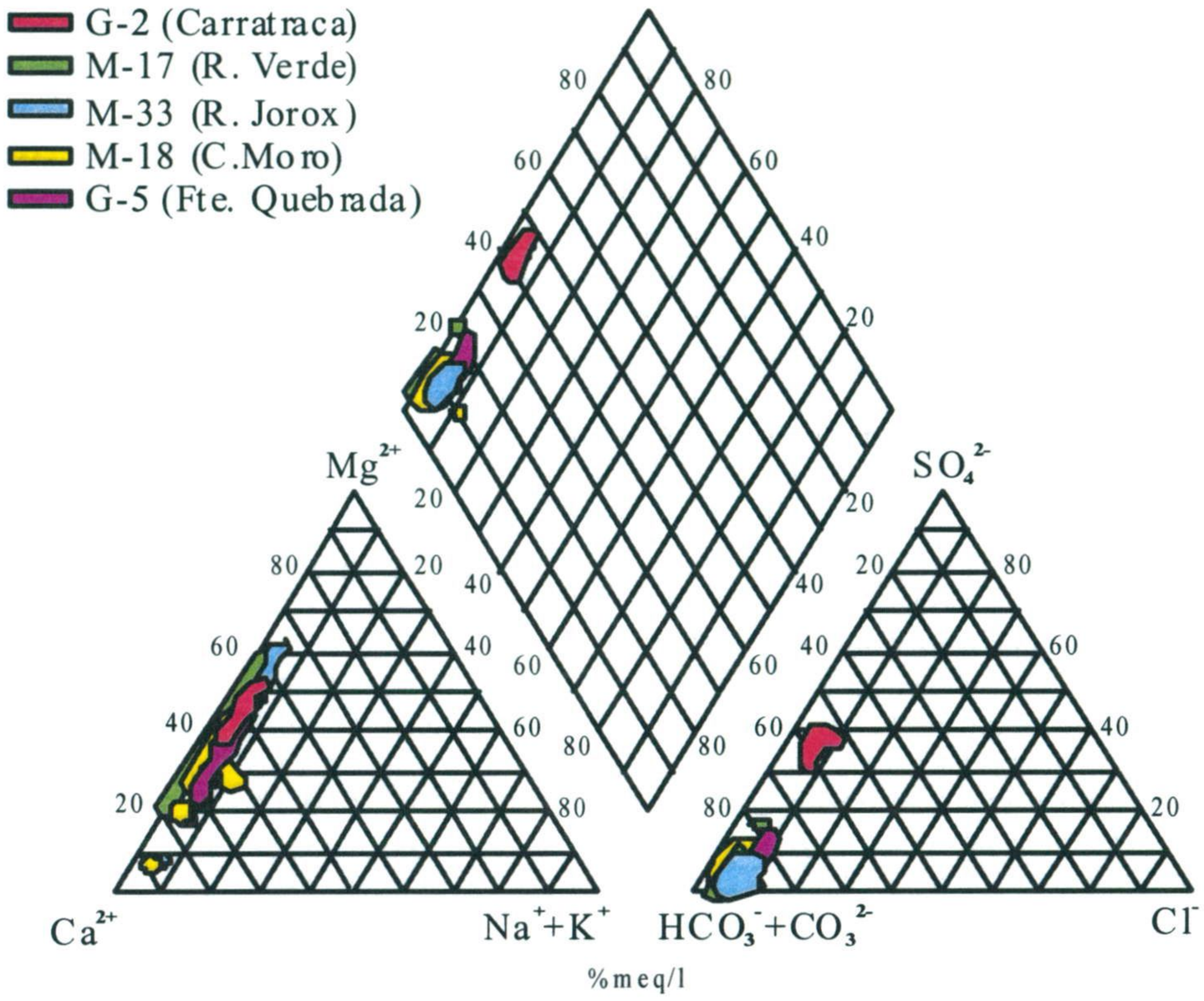


Fig. 4.8. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves.

	Manantial (Referencia)	pH	C (µS/cm)	T^{a} (°C)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	TAC (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^{-} (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	dpH	IsDol	P_{CO2} (%)
n	Algoma (M-4)	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
med		7,61	357	15,5	51,6	16,8	3,3	0,5	235	7,9	7,8	1,7	10,5	0,12	-0,06	0,54
n	Río Genal (M-11)	57	257	50	57	57	56	51	57	254	53	55	51	50	50	50
med		7,58	350	13,4	54,2	10,9	2,6	0,3	230	7,1	4,6	1,2	7,6	0,02	-0,55	0,62
n	Río Verde (M-17)	62	223	47	156	156	62	62	73	208	164	62	62	60	60	60
med		7,70	337	12,9	42,5	17,6	2,6	0,4	225	7,6	6,3	0,7	12,9	0,03	-0,24	0,41
n	C. Moro (M-18)	34	34	33	34	34	34	34	34	34	34	34	34	33	33	33
med		7,80	301	15,1	44,4	13,5	2,7	0,5	202	7,2	6,3	0,6	6,7	0,18	0,01	0,29
n	Río Grande (M-24)	84	410	48	80	80	75	372	84	407	66	66	66	59	59	68
med		7,90	370	13,8	45,1	18,1	3,6	0,6	226	8,5	9,4	0,7	8,8	0,10	-0,12	0,37
n	Cisnera (M-28)	37	40	39	31	31	31	31	31	31	31	31	31	30	30	30
med		7,51	533	22,5	56,2	36,9	5,7	1,0	301	12,2	51,7	0,8	29,4	0,24	0,57	0,90
n	Plano (M-27)	50	76	44	51	51	48	48	51	73	49	49	49	44	44	47
med		7,56	430	14,8	53,1	25,3	4,5	0,8	273	12,1	13,3	3,6	10,3	0,05	-0,02	0,72
n	Río Jorox (M-33)	61	368	52	61	61	61	61	61	346	59	61	61	51	51	51
med		7,60	427	15,9	51,2	24,7	4,4	0,4	275	11,0	10,1	1,3	6,6	0,11	0,10	0,72
n	Fte. Quebrada (G-5)	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
med		7,55	414	16,3	54,1	20,5	4,9	0,5	250	13,2	20,7	1,7	11,9	0,10	-0,04	0,63
n	Carratraca (G-2)	13	14	14	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
med		7,57	537	15,8	61,5	32,3	4,9	1,0	223	13,7	117,9	0,5	12,2	0,06	0,02	0,54

Tabla 4.5. Contenidos medios en los componentes químicos mayoritarios de las muestras de agua recogidas en las principales surgencias de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Leyenda: n: número de muestras; med: media aritmética.

En el sector occidental de la Unidad (Sierra de las Nieves), la conductividad eléctrica es 370 µS/cm, mientras que, en el resto de la Unidad, la conductividad eléctrica es 414 µS/cm (tabla 4.5). Dado que las litologías son similares, este hecho podría indicar que los flujos son más rápidos en el sector occidental. Además, las aguas subterráneas del sector occidental de la Unidad Hidrogeológica muestran valores más bajos de alcalinidad, así como menores contenidos en Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Na^{+} y Cl^{-}. Por lo general, se trata de aguas más subsaturadas en dolomita y con menores valores de P_{CO2} que las del sector oriental.

4.6.2. Distribución espacial de la composición química del agua

El diagrama de Piper de la figura 4.8 no permite diferenciar de forma clara grupos de manantiales, atendiendo a la composición química de sus aguas; prácticamente todas las muestras analizadas se agrupan en una nube de puntos. Con los datos hidroquímicos disponibles de los diez manantiales más importantes, se ha realizado un Análisis de Componentes Principales (ACP), cuyos resultados se recogen en las tablas 4.6 y 4.7 y en la figura 4.9, para conocer la variabilidad espacial de la composición química de las aguas en el área de estudio.

El ACP transforma las relaciones complejas que existen entre variables interdependientes (las del conjunto de muestras) en relaciones más sencillas entre un número sensiblemente más reducido de variables independientes (denominadas factores), sin que se produzca una pérdida significativa de información (Antigüedad, 1986b). Cada una de las variables originales tiene una determinada contribución o peso en las nuevas, es decir, en los distintos factores del ACP. En este caso, se han considerado 14 variables (conductividad eléctrica, temperatura, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, TAC, Cl^{-}, SO_4^{2-}, NO_3^{-}, SiO_2, P_{CO2}, IsDol y dpH) y 366 muestras o unidades estadísticas.

La matriz de correlación (tabla 4.6) muestra coeficientes de correlación poco elevados y pone de manifiesto que la conductividad eléctrica está correlacionada con distintas variables hidroquímicas pero, principalmente, con Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Cl^{-}, T^a y TAC, lo que significa que las aguas más mineralizadas son las que tienen mayores contenidos en estos elementos y mayor temperatura.

	C	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	TAC	Cl^{-}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	SiO_2	T^a	dpH	IsDol	P_{CO2}
C	1,00													
Ca^{2+}	0,53	1,00												
Mg^{2+}	0,77	0,11	1,00											
Na^{+}	0,15	0,06	0,18	1,00										
K^{+}	0,42	0,20	0,36	0,08	1,00									
TAC	0,68	0,30	0,59	0,10	0,19	1,00								
Cl^{-}	0,73	0,35	0,58	0,18	0,41	0,49	1,00							
SO_4^{2-}	0,74	0,47	0,57	0,12	0,40	0,08	0,48	1,00						
NO_3^{-}	0,25	0,23	0,18	0,02	0,13	0,23	0,19	0,06	1,00					
SiO_2	0,55	0,17	0,48	0,06	0,30	0,44	0,29	0,34	0,04	1,00				
T^a	0,71	0,28	0,61	0,17	0,35	0,60	0,49	0,44	0,00	0,62	1,00			
dpH	0,13	0,37	-0,05	0,07	0,16	0,12	0,10	0,11	-0,11	0,07	0,28	1,00		
IsDol	0,39	0,19	0,46	0,15	0,29	0,33	0,32	0,27	-0,04	0,27	0,51	0,80	1,00	
P_{CO2}	0,47	0,28	0,34	0,04	0,09	0,58	0,34	0,08	0,26	0,33	0,36	-0,50	-0,36	1,00

Tabla 4.6. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias de la Unidad Yunquera-Nieves.

Los tres primeros factores del ACP sólo explican el 63 % de la varianza total, es decir, la composición química de las aguas es relativamente homogénea en todo el acuífero. El factor I (fig. 4.9) explica el 38 % de la varianza total y viene definido fundamentalmente por la conductividad eléctrica, la temperatura, la TAC y los contenidos en Mg^{2+} y Cl^-; es decir, por los elementos que caracterizan la mineralización de las aguas (tabla 4.7). Por lo tanto, el factor I es el eje de la mineralización. El factor II, que explica el 16 % de la varianza total, queda definido por la oposición entre los parámetros del sistema calcocarbónico (P_{CO2} frente a dpH e IsDol) y representa el factor desgasificación o pérdida de CO_2 antes de tomar la muestra. El factor III sólo da cuenta del 9 % de la varianza y queda definido fundamentalmente por el contenido en Ca^{2+} (tabla 4.7).

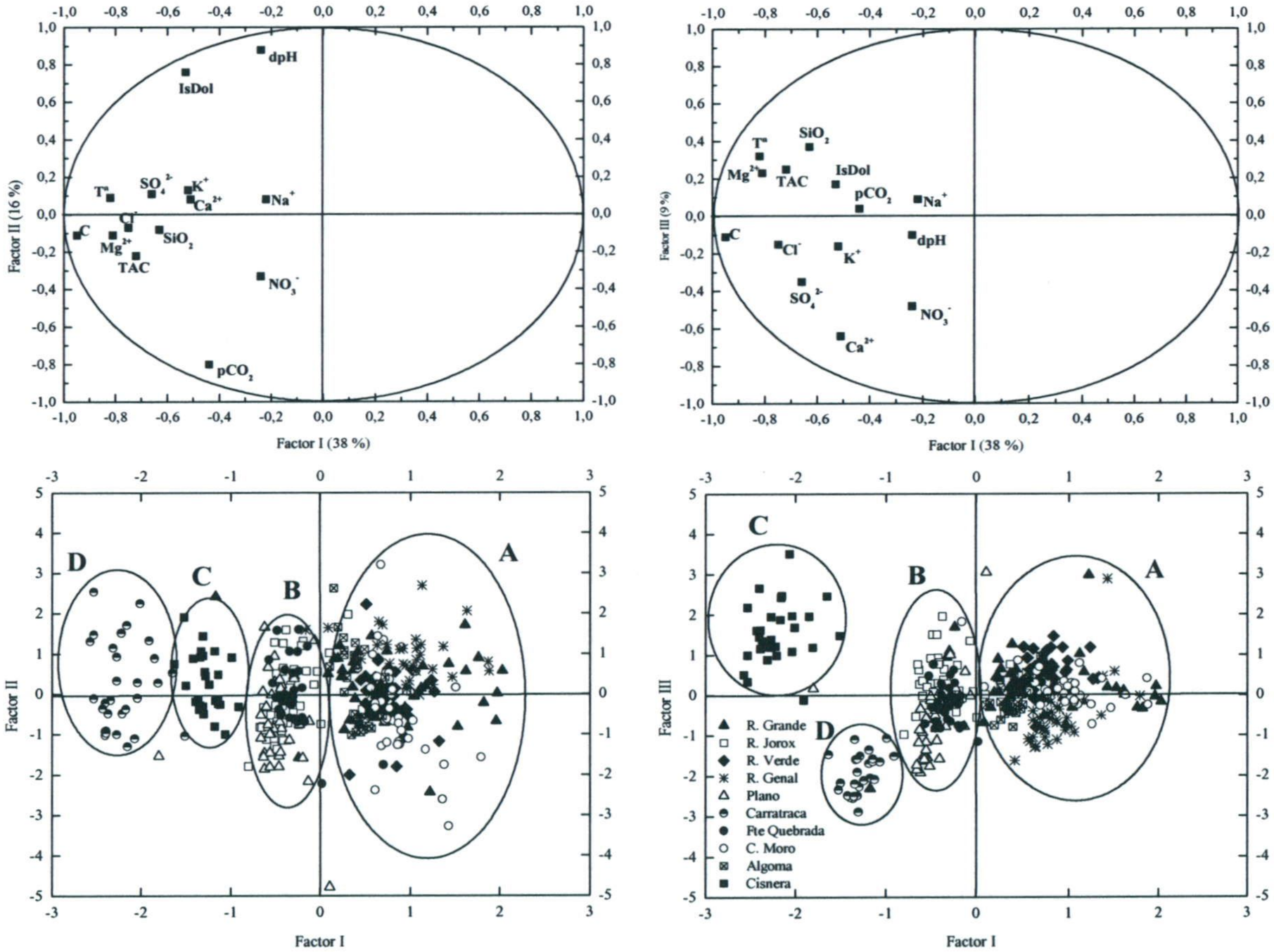


Fig. 4.9. Representación de los planos factoriales I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes a las principales surgencias de la Unidad HidrogeológicaYunquera-Nieves.

Variable	C	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	TAC	Cl^{-}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	SIO_2	T^a	dpH	IsDol	P_{CO2}
Factor I	**-0,95**	-0,51	**-0,81**	-0,22	-0,52	**-0,72**	**-0,75**	-0,66	-0,24	-0,63	**-0,82**	-0,24	-0,53	-0,44
Factor II	-0,11	0,08	-0,11	0,08	0,13	-0,22	-0,07	0,11	-0,33	-0,08	0,09	**0,88**	**0,76**	**-0,80**
Factor III	-0,11	-0,64	0,23	0,09	-0,16	0,25	-0,15	-0,35	-0,48	0,37	0,32	-0,10	0,17	0,04

Tabla 4.7. Contribución de cada variable a los distintos factores del ACP. En negrita se señalan los valores más significativos.

Al representar las muestras en los planos factoriales I-II y I-III (fig. 4.9) se pueden distinguir cuatro grupos o familias de aguas, alineados según el factor I del gráfico:

- Grupo A: muestras correspondientes a los manantiales del sector occidental de la Unidad (Río Grande, Río Verde, Río Genal, Cuevas del Moro y Algoma). Se sitúan en el extremo más positivo del eje I. Son las aguas menos mineralizadas y, por lo general, más frías. Presentan menores valores de alcalinidad (TAC) y contenidos más bajos en Mg^{2+} y en SO_4^{2-}. Estas características son atribuibles a un flujo más rápido a través del acuífero, probablemente debido a una mayor karstificación funcional en este sector, que conlleva un menor tiempo de contacto entre el agua y la formación acuífera. Presentan también menores concentraciones en Cl^-, de acuerdo con los menores contenidos en el agua de lluvia en este sector de la Unidad Hidrogeológica y con una infiltración más rápida del agua de lluvia a través del acuífero, lo cual provoca que el tiempo de estancia en el epikarst y en la zona no saturada sea menor y, consecuentemente, la concentración del Cl^- por evapotranspiración sea menos marcada. La mayor abundancia de formas exokársticas de absorción en este sector de la Unidad Hidrogeológica apoya esta hipótesis.
- Grupo B: muestras correspondientes a manantiales de la parte central y oriental del área de estudio (Plano, Río Jorox y Fuente Quebrada). Los valores de conductividad eléctrica del agua y los contenidos en Mg^{2+} y en SO_4^{2-} son superiores a los del grupo A. Esto significa que el agua está más tiempo en contacto con los materiales acuíferos, debido a una menor karstificación funcional. También presentan mayores contenidos en Cl^- y Na^+, como consecuencia de la mayor concentración en estos iones en el agua de lluvia que cae sobre este sector de la Unidad Hidrogeológica.

- Grupo C: formado por las muestras recogidas en la surgencia termal de Cisnera. Presentan valores elevados de conductividad eléctrica y mayores concentraciones en SO_4^{2-}, así como los valores más altos de temperatura del agua, de TAC y del contenido en Mg^{2+} (tabla 4.5).
- Grupo D: formado por las muestras recogidas en la surgencia de Carratraca, que drena la Sierra Alcaparaín. Presentan los valores más elevados de conductividad eléctrica porque tienen las máximas concentraciones en SO_4^{2-}. Los altos contenidos en SO_4^{2-} deben estar relacionados con la oxidación de los sulfuros que constituyen las mineralizaciones dispersas de pirita en los mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca (Martín Algarra, 1986). Los altos valores de conductividad eléctrica y los elevados contenidos en Mg^{2+} y en SO_4^{2-} son indicativos de mayores tiempos de residencia en el interior del acuífero (Bakalowicz, 1986; Scanlon, 1989; Blavoux *et al.*, 1992) es decir, de flujos lentos a través de éste y, por lo tanto, de un bajo grado de karstificación funcional.

Se ha realizado un nuevo ACP, sin tener en cuenta las muestras de los manantiales de Carratraca y Cisnera. Los resultados obtenidos son muy similares, si bien se diferencian más claramente los dos grupos de aguas correspondientes a los sectores occidental y central y oriental del área de estudio (fig. 4.10).

4.6.3. Evolución temporal del quimismo

A partir de los análisis químicos de las aguas drenadas por las surgencias más importantes de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves es posible estudiar la variación temporal de la composición química para las diferentes situaciones hidrodinámicas. Como parámetro característico de la mineralización de las aguas se ha elegido la conductividad eléctrica, un parámetro que da cuenta del total de los componentes químicos y su variabilidad temporal es indicativa del tipo de flujo (Shuster y White, 1971; Miserez, 1973; Jacobson y Langmuir, 1974; Bakalowicz, 1977; Lepiller, 1980). En la surgencia aparecerán aguas de mineralizaciones diferentes si existe una karstificación desarrollada, mientras que habrá una homogeneidad química y poca variación de la mineralización si la karstificación es escasa.

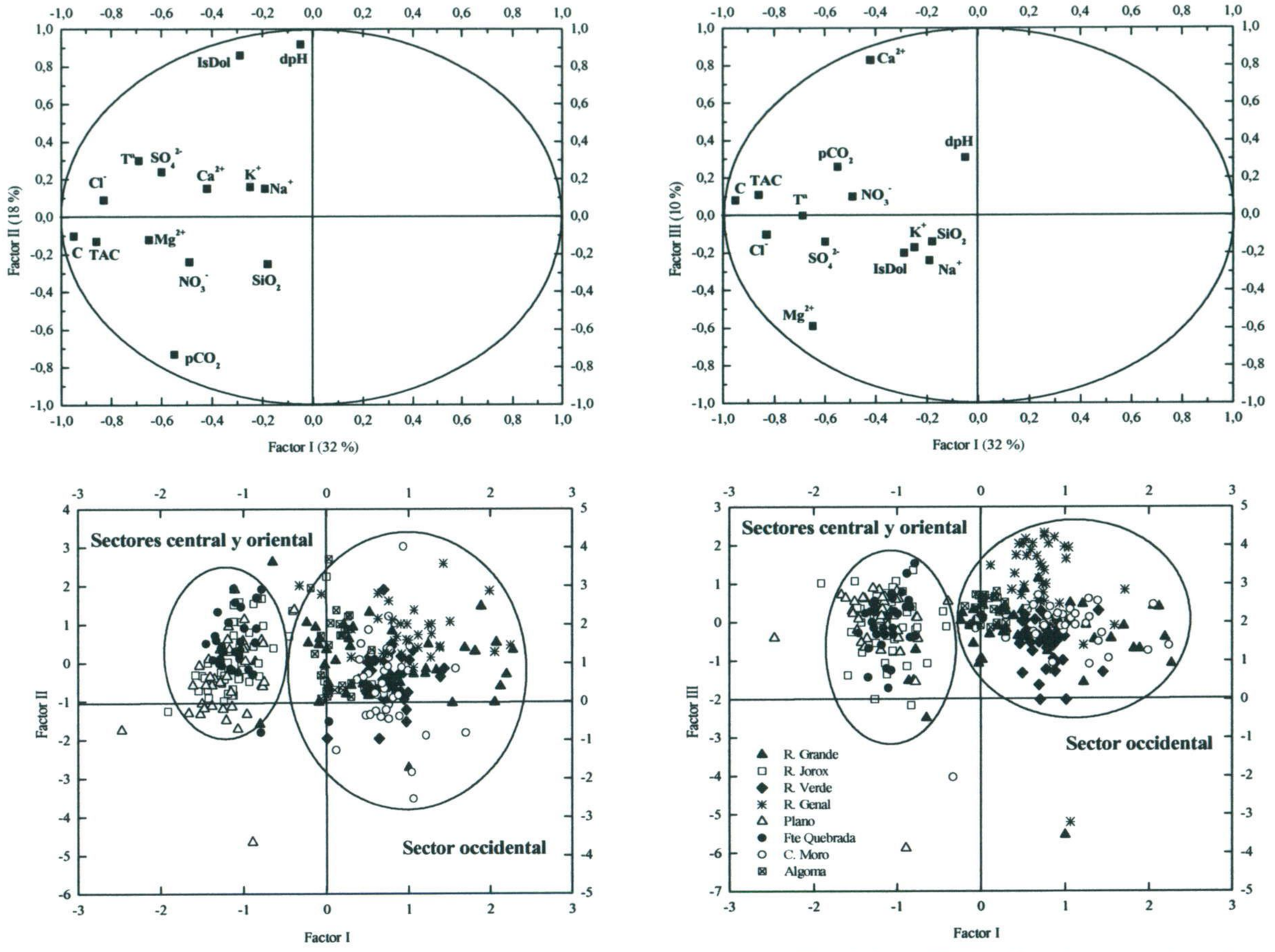


Fig. 4.10. Representación de los planos factoriales I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes a las principales surgencias de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, exceptuando los manantiales de Cisnera (M-28) y Carratraca (G-2).

En la figura 4.11 se representa la evolución temporal de la conductividad eléctrica del agua en algunos de los principales manantiales de la Unidad Hidrogeológica, con objeto de mostrar las diferentes respuestas de estas surgencias frente a las lluvias. En las surgencias de Río Genal, Río Verde y Río Jorox se observan claros descensos en los valores de conductividad eléctrica del agua durante los períodos lluviosos, que se interpretan como procesos de dilución por mezcla del agua de lluvia infiltrada, menos mineralizada, con el agua subterránea del acuífero. En el manantial de Río Grande, los procesos de dilución van acompañados de importantes efectos pistón: las aguas de lluvia infiltradas provocan el empuje hacia la surgencia de aguas con mayor tiempo de residencia en el acuífero y, por lo tanto, más mineralizadas. En la surgencia de Fuente Quebrada, se observan disminuciones puntuales de la conductividad eléctrica del agua durante los períodos lluviosos, pero de menor magnitud que en los manantiales

anteriores. En el manantial del Plano, las variaciones de la conductividad eléctrica son de una magnitud muy reducida si se comparan con las observadas en otras surgencias. En el manantial de Carratraca, no se detectan variaciones de la conductividad eléctrica del agua que sean fácilmente atribuibles a la infiltración de las precipitaciones.

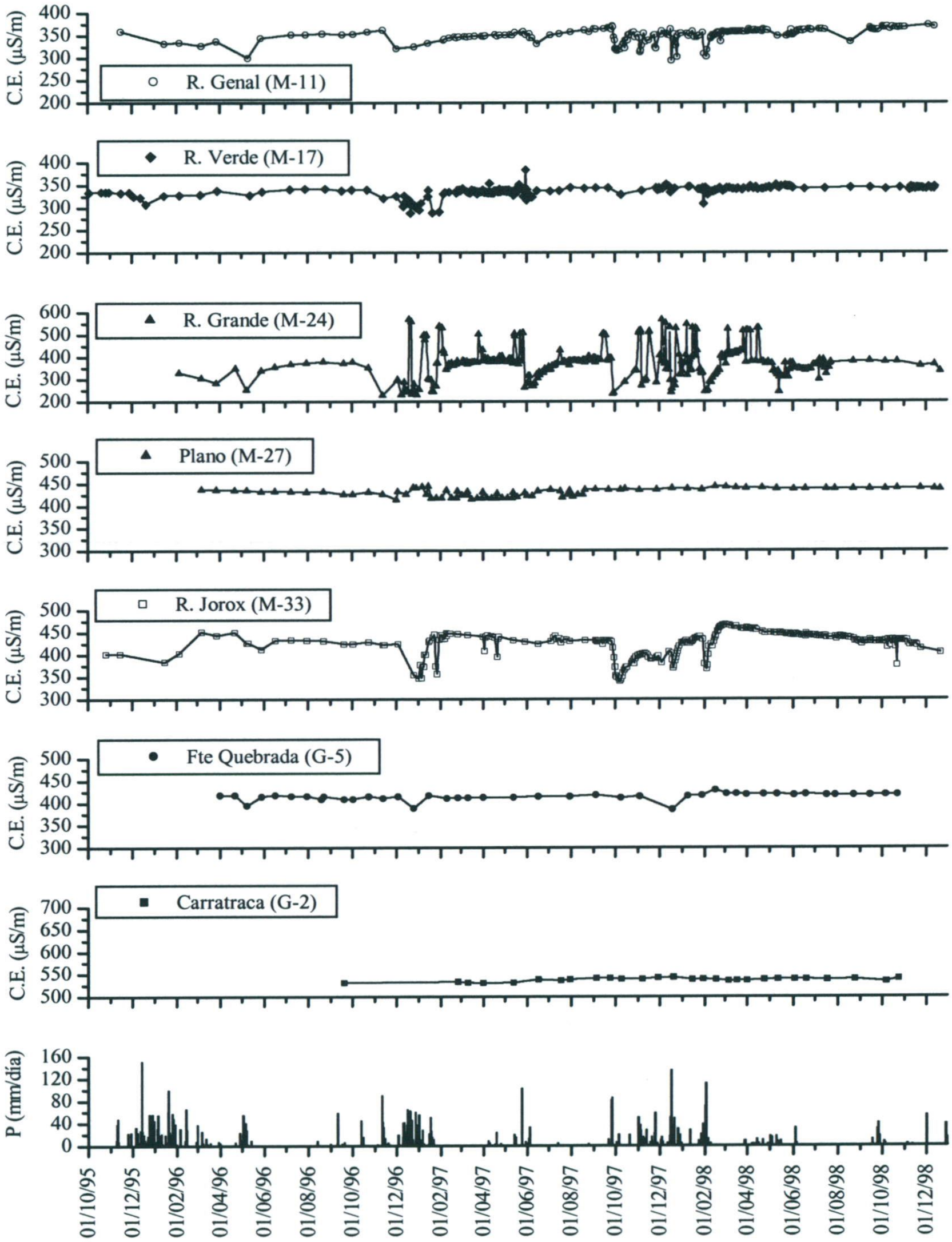


Fig. 4.11. Evolución temporal de la conductividad eléctrica, durante el período de investigación, en algunos de los principales manantiales de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves.

El análisis de la evolución temporal de la conductividad eléctrica del agua en los manantiales aporta información sobre el diferente grado de karstificación funcional del sector de acuífero que drenan: en el caso del sector occidental, drenado por Río Genal, Río Verde y Río Grande, la karstificación está más desarrollada, lo que produce la aparición en las surgencias de aguas de tipos diferentes. La aparición de flujos tipo pistón, en el manantial de Río Grande, es interesante desde el punto de vista hidrogeológico, puesto que se considera indicativa de la existencia de reservas. Por el contrario, la homogeneización de las aguas y la escasa variabilidad de la mineralización observada en las aguas del manantial del Plano, en respuesta a las precipitaciones, pone de manifiesto un escaso desarrollo de la karstificación funcional en el sector de la Unidad. El sector oriental presenta un grado de karstificación funcional variable, alto en el sector de Sierra Prieta, drenado por la surgencia de Río Jorox, y más bajo en la Sierra de Bonela, drenada por el manantial de Fuente Quebrada, a tenor de las variaciones de conductividad registradas. Por último, el hecho de que la conductividad eléctrica del agua del manantial de Carratraca prácticamente no varíe con la pluviometría, refleja un grado de karstificación funcional muy escaso en este sector del acuífero (Sierra Alcaparaín).

4.7. LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

4.7.1. Los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ del agua subterránea

Desde Febrero de 1996 hasta Enero de 1998, se han tomado muestras de agua de los cuatro manantiales más importantes de la Unidad Hidrogeológica para determinar su composición isotópica. Los contenidos isotópicos de las muestras analizadas (tabla 4.8) están comprendidos entre -6.70 y -8.85 ‰ para el $\delta^{18}O$ y entre -36.5 y -52.1 ‰ para el $\delta^{2}H$. El menor rango de variación y los valores medios más negativos de la composición isotópica de las aguas subterráneas demuestran la importancia que tienen en la recarga de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves las aguas de lluvia invernales, por lo general más cuantiosas y más empobrecidas isotópicamente. El exceso en deuterio varía entre 10.80 y 20.08 ‰, con un valor medio de 16.34 ‰, indicativo de que las aguas

subterráneas son mezcla de frentes lluviosos atlánticos y mediterráneos (Gat y Carmi, 1970; Plata, 1994; Liñán *et al.*, 1999).

Al representar los datos isotópicos en un diagrama $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ (fig. 4.12), se observa que todas las muestras se sitúan entre la línea meteórica mundial y la línea característica del Mediterráneo Occidental (Craig, 1961; Gat y Carmi, 1970; Gat y Dansgaard, 1972; Gat y Carmi, 1987; Rindsberger *et al.*, 1983), lo que evidencia, una vez más, la influencia de las fuentes de vapor atlántica y mediterránea. Las aguas subterráneas definen una recta (LagS) con una pendiente similar a la de la línea meteórica local.

Las muestras correspondientes al manantial de Río Grande, situadas en el extremo inferior izquierdo de la nube de puntos (fig. 4.12), son las más empobrecidas isotópicamente, mientras que las muestras del manantial de Río Jorox, las menos negativas, se sitúan en el extremo superior derecho del diagrama. Las aguas drenadas por las surgencias de Río Genal y Río Verde, con composiciones isotópicas intermedias y muy similares entre sí, se sitúan en una posición central. Este rango de variación en el contenido isotópico del conjunto de muestras se interpreta como una respuesta a la distribución espacial de la lluvia (efecto cantidad de precipitación), en parte condicionada por el efecto altitud (Liñán *et al.*, 1999). La composición isotópica más ligera de las aguas del Río Grande indica una mayor altitud de su área de recarga, en la que se encuentra el Pico Torrecilla (1919 m), donde las precipitaciones son más abundantes y, a veces, en forma de nieve. Los contenidos isotópicos menos negativos de las aguas del manantial de Río Jorox estarían relacionados con el mayor contenido isotópico de las aguas de precipitación caídas en su área de recarga, donde se registra la cantidad de precipitación más baja, ya que en el área de estudio existe una disminución de la cantidad de precipitación de Oeste a Este (ver apartados 3.1.3. y 3.2.1.)

Las diferencias de composición isotópica entre los sectores occidental y oriental del área de estudio se hacen más marcadas cuanto mayor es la cantidad de precipitación. Así, los valores de $\delta^{18}O$ son más negativos durante el primer año del periodo de estudio (1996) que durante el segundo (1997) y, además, la diferencia entre las composiciones isotópicas de los dos sectores es también mayor durante el primer año (tabla 4.8). Consecuentemente, la distribución espacial del exceso en deuterio también presenta variaciones más acusadas cuanto mayor es la cantidad de precipitación.

	R. Genal (700 m s.n.m.)			R. Verde (675 m s.n.m.)			R. Grande (450 m s.n.m.)			R. Jorox (530 m s.n.m.)		
FECHA	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)
05-feb-96	-7,51	-41,40	18,68	-7,72	-43,40	18,36	-8,42	-48,00	19,36	-7,45	-41,90	17,70
06-mar-96	-7,67	-44,70	16,66	-7,77	-45,40	16,76	-8,18	-47,60	17,84	-7,19	-40,80	16,72
28-mar-96	-7,42	-44,30	15,06	-7,57	-43,10	17,46	-8,59	-49,80	18,92	-7,21	-40,30	17,38
08-may-96	-7,83	-44,80	17,84	-7,81	-45,70	16,78	-8,17	-50,90	14,46	-6,94	-41,30	14,22
28-may-96	-7,51	-42,70	17,38	-7,64	-43,20	17,92	-7,85	-47,40	15,40	-7,38	-44,90	14,14
08-jul-96	-7,18	-43,80	13,64	-7,67	-44,60	16,76	-7,62	-47,00	13,96	-6,90	-39,90	15,30
29-jul-96	-7,40	-42,60	16,60	-7,73	-45,00	16,84	-7,58	-46,00	14,64	-7,32	-42,00	16,56
22-ago-96	-7,38	-41,40	17,64	-7,35	-43,30	15,50	-7,52	-45,00	15,16	-7,18	-42,80	14,64
17-sep-96	-7,42	-42,60	16,76	-7,32	-44,10	14,46	-7,32	-45,90	12,66	-7,37	-40,80	18,16
01-oct-96	-7,51	-43,30	16,78	-7,51	-43,70	16,38	-7,66	-45,40	15,88	-7,21	-41,50	16,18
22-oct-96	-7,50	-42,60	17,40	-7,40	-42,50	16,70	-7,56	-43,50	16,98	-7,18	-44,70	12,74
13-nov-96	-7,49	-45,00	14,92					-46,90		-7,15	-42,80	14,40
02-dic-96	-7,13			-7,54			-7,33	-43,30	15,34	-7,14	-39,90	17,22
26-dic-96		-44,90					-8,85	-52,10	18,70	-7,59	-44,20	16,52
15-ene-97	-7,86	-44,00	18,88	-8,26	-46,00	20,08		-51,90		-7,69		
06-feb-97	-7,00			-7,50			-7,70			-7,30		
24-feb-97	-7,10			-7,50			-7,40			-7,10		
10-mar-97	-7,10			-7,30			-7,40			-6,90		
02-abr-97	-7,00			-7,40			-7,00			-6,90		
21-abr-97	-6,70			-7,20			-7,30			-6,90		
12-may-97	-6,90			-7,20			-7,30			-7,10		
28-may-97	-7,10			-7,30			-7,80			-7,00		
16-jun-97	-7,00			-7,30			-7,50			-6,80		
04-jul-97	-6,90			-7,20			-7,30			-7,10		
17-jul-97	-7,00			-7,50			-7,10			-7,00		
01-ago-97	-7,00			-7,40			-7,30			-7,00		
20-ago-97	-7,10			-7,30			-7,40			-6,90		
05-sep-97	-7,10			-7,10			-7,20			-7,00		
22-sep-97	-7,20			-7,30			-7,30			-7,00		
04-nov-97	-7,10			-7,10			-7,10			-7,00		
27-nov-97	-6,90			-6,80			-7,00			-6,90		
18-dic-97	-6,70			-6,80			-6,90			-6,70		
12-ene-98	-7,00			-7,20			-7,20			-6,80		
n	32	14	13	31	12	12	31	15	13	33	20	20
max	-6,70	-41,40	18,88	-6,80	-42,50	20,08	-6,90	-43,30	19,36	-6,70	-36,50	18,16
min	-7,86	-45,00	13,64	-8,26	-46,00	14,46	-8,85	-52,10	12,66	-7,69	-47,60	10,80
med. aritm	-7,21	-43,44	16,79	-7,41	-44,17	17,00	-7,54	-47,38	16,10	-7,10	-41,32	15,81
med. (1996)	-7,43	-43,50	16,63	-7,61	-44,12	16,89	-7,81	-47,32	15,65	-7,25	-42,09	15,62
med. (1997)	-4,83			-5,11			-5,14			-4,73		
v (%)	-4,14	-2,87	8,93	-3,97	-2,60	8,27	-6,25	-5,84	12,98	-3,21	-6,62	12,01

Tabla 4.8. Composición isotópica de las muestras de agua subterránea recogidas. n: número de muestras; max: valor máximo; min: valor mínimo; med. aritm: media aritmética; med. (1996): media aritmética de los datos del año natural 1996; med. (1997): media aritmética de los datos del año natural 1997 y del dato de 1998; v: coeficiente de variación.

En cualquier caso, en el área de estudio se detecta una disminución del exceso en deuterio desde el SW al NE, que debe estar relacionada con la disminución de cantidad de precipitación en el mismo sentido.

La variación de $\delta^{18}O$ es de gran interés a la hora de delimitar las altitudes medias de las zonas de recarga de sistemas acuíferos poco conocidos (Blavoux y Mudry, 1990; Blavoux *et al.*, 1979; Mudry, 1981; Custodio *et al.*, 1992). Si a la composición isotópica del agua muestreada en los manantiales de Río Genal y Río Verde se les aplica el gradiente de -0.29 ‰ obtenido para el agua de lluvia (ver apartado 3.4.1.2), se deduce que la altitud media de recarga del manantial de Río Grande debe ser del orden de 100 metros superior a la de los otros dos manantiales. Este dato es coherente con la información topográfica, geológica e hidrogeológica disponible.

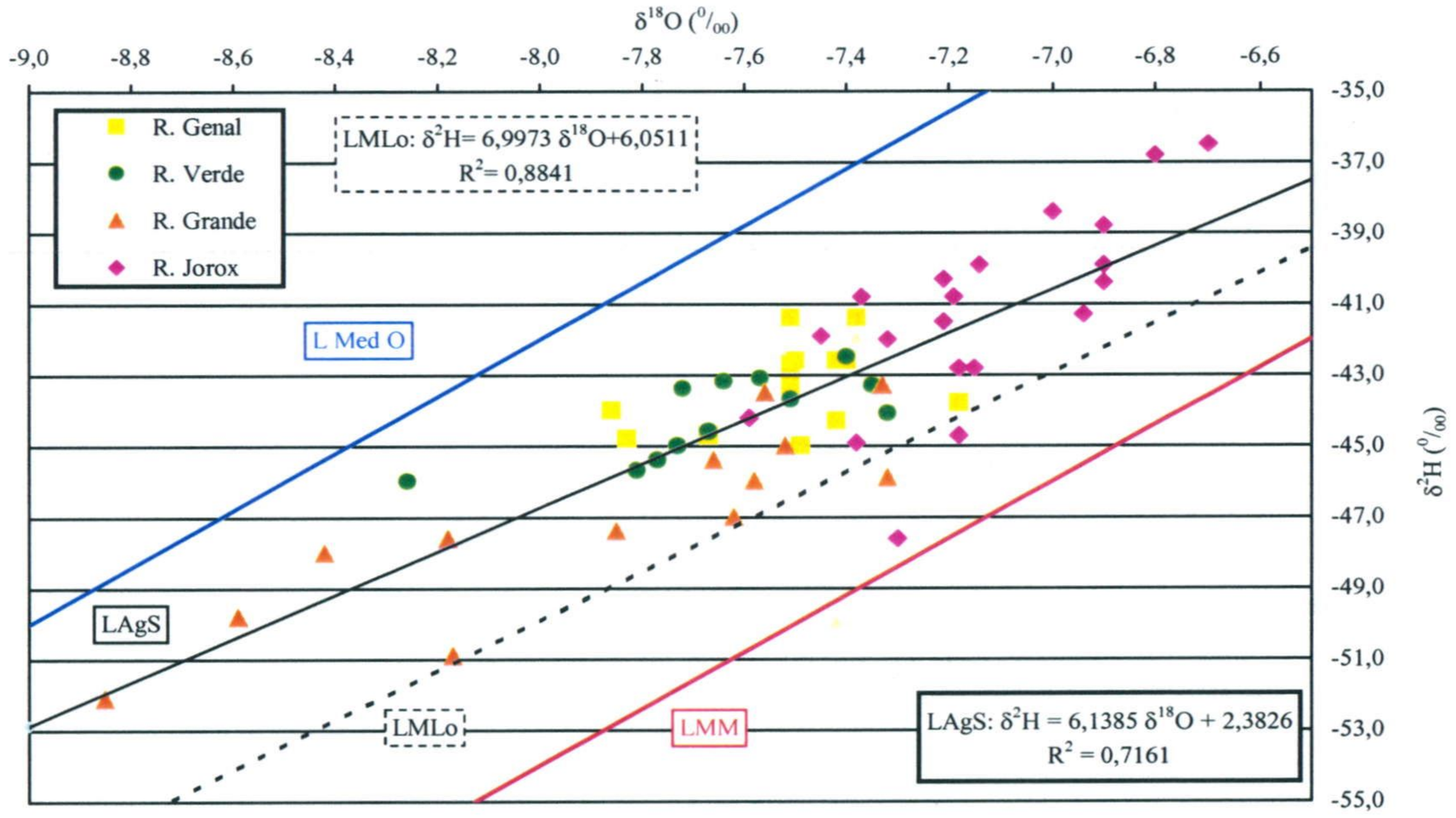


Fig. 4.12. Diagrama δ^2H-$\delta^{18}O$ de las muestras de agua subterránea. LMM: línea meteórica mundial, LMLo: línea meteórica local, L Med O: línea meteórica del Mediterráneo Occidental, LAgS: línea de las aguas subterráneas.

4.8. SISTEMAS ACUÍFEROS DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA YUNQUERA-NIEVES

El estudio de las características geológicas (estructura geológica y fracturación) e hidrogeológicas (hidrodinámica, hidroquímica, hidrotérmica e isotópica) generales de

la Unidad Yunquera-Nieves descritas en este capítulo y en otros previos y, en particular, de las cotas de surgencia de los manantiales y las cotas piezométricas en los sondeos existentes, permite diferenciar tres grandes sectores en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves: occidental, central y oriental (fig. 4.13).

4.8.1. Sector occidental. El sistema de la Sierra de las Nieves

El sector occidental está comprendido entre la población de Cartajima y el contacto de cabalgamiento existente entre la unidad tectónica de Nieves y la de Yunquera, en las inmediaciones de la localidad de Yunquera. Está formado, fundamentalmente, por materiales de la Unidad de las Nieves y, en menor medida, por calizas y dolomías de las Unidades Frontales. Este sector se ha definido como el sistema acuífero de la Sierra de las Nieves (Liñán *et al*., 2001).

Los hidrogramas de los principales manantiales de este sector (Río Grande, Río Verde y Río Genal) muestran crecidas bruscas, con grandes incrementos de caudal en respuesta a las lluvias. En algunos de los sondeos existentes, durante las épocas de recarga, se registran los mayores ascensos de nivel piezométrico de toda la Unidad. Por tanto, los datos hidrodinámicos ponen de manifiesto un elevado grado de karstificación funcional.

Las aguas drenadas por dichas surgencias, mayoritariamente de facies bicarbonatada cálcica y, en menor medida, bicarbonatada cálcico-magnésica, son las más frías, las menos mineralizadas, las que presentan los valores más bajos de TAC y los menores contenidos en Mg^{2+}, características típicas de flujos relativamente rápidos a través del acuífero, lo cual puede considerarse indicativo de un cierto grado de karstificación funcional. Los menores contenidos en Cl^- están de acuerdo con las menores concentraciones en el agua de lluvia en este sector de la Unidad Hidrogeológica pero también reflejan cortos tiempos de estancia en el epikarst, lo que está en consonancia con una infiltración rápida del agua de lluvia a través de los conductos kársticos. La evolución temporal de la conductividad eléctrica, con importantes procesos de dilución durante las épocas de recarga, también apoya la existencia de karstificación funcional, que permite la aparición en la surgencia de aguas con distinto grado de mineralización. Asimismo, se registran descensos de la temperatura del agua de los manantiales (a excepción de Río Genal), al producirse una

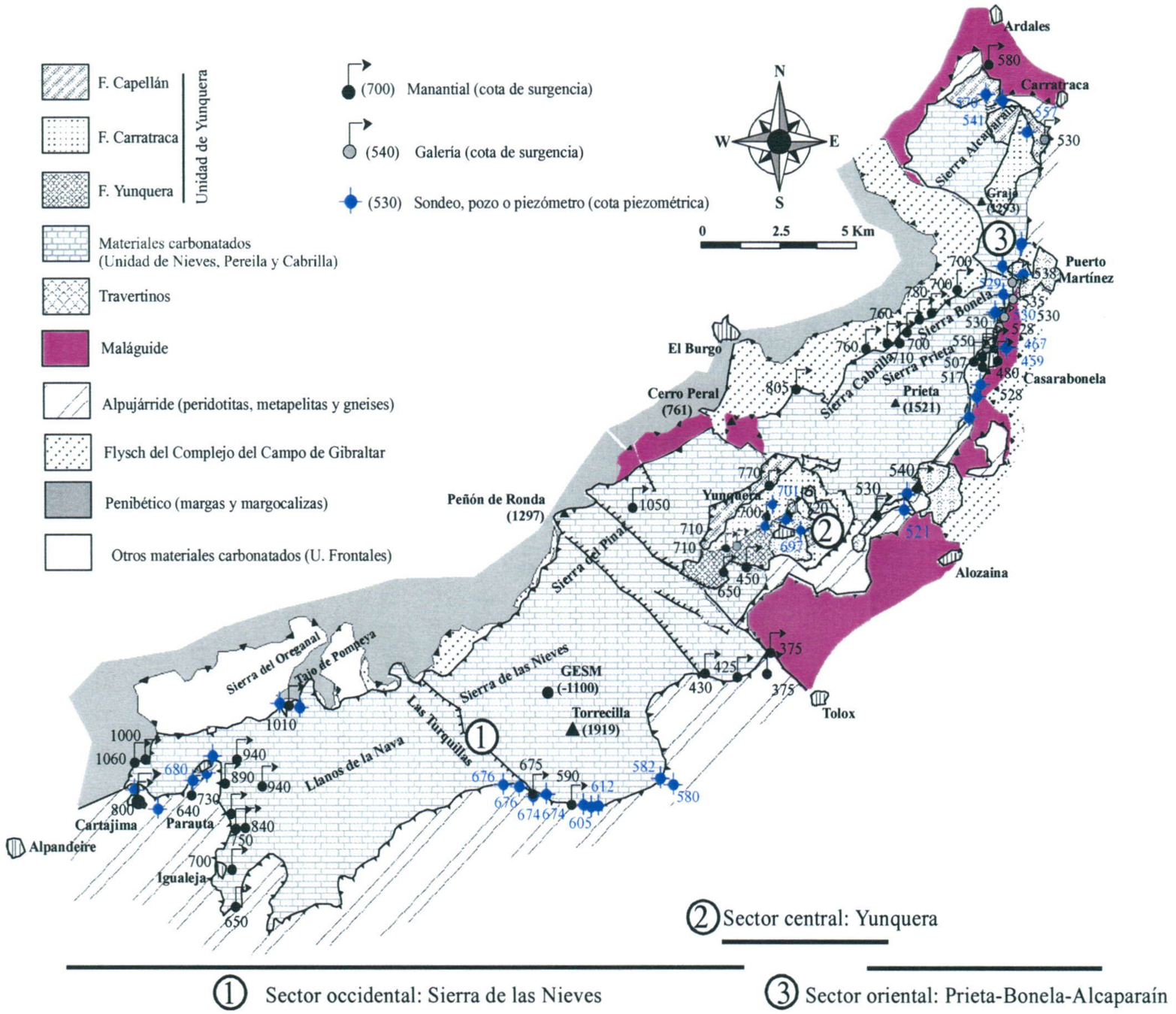


Fig. 4.13. Sistemas acuíferos diferenciados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves.

rápida e importante mezcla del agua de lluvia, más fría, con el agua subterránea del acuífero.

Las aguas subterráneas del sector occidental son las más ligeras de la Unidad desde el punto de vista isotópico, ya que se encuentran donde más llueve y su área de recarga se sitúa a mayor altitud (Sierra de las Nieves). Las ligeras diferencias en el contenido isotópico y en las cotas de surgencia entre el manantial de Río Grande (450 m s.n.m.) y las de los manantiales de Río Verde (675 m s.n.m.) y Río Genal (700 m s.n.m.), sugieren una posible subdivisión del sector occidental en dos sistemas acuíferos separados por la falla de las Turquillas: uno occidental (desde la citada falla hacia el Oeste), cuya área de recarga correspondería a los Llanos de la Nava, drenado por Río Verde y Río Genal, y otro oriental (desde la falla de las Turquillas hacia el Este), con su área de recarga situada en la zona del vértice Torrecilla, drenado principalmente por el manantial de Río Grande. Sin embargo, no existen argumentos geológicos ni hidrogeológicos que apoyen esta hipótesis. La continuidad de la estructura geológica a lo largo de todo el sector y el gran espesor de los materiales acuíferos en esta zona (una potente serie carbonatada que a su vez está plegada), sugieren que el accidente de las Turquillas no debe constituir una barrera hidrogeológica propiamente dicha, sino que puede permitir el flujo hacia el Este. Aunque el drenaje kárstico se ha organizado preferentemente hacia el manantial de Río Grande, la heterogeneidad inherente al medio kárstico comporta, en este caso, la existencia de distintos niveles de karstificación entre los cuales no existe una conexión hidraúlica total, como prueba la existencia de manantiales permanentes en el tiempo, situados a diferentes cotas (Río Genal, Algoma, Granados 1 y 2, Cuevas del Moro, Cisnera...).

4.8.2. Sector central. El sistema de Yunquera

El acuífero de Yunquera está limitado, al Este, por la falla plurikilométrica de dirección N135E, situada al Este del Cerro Peral y, al Oeste, por el contacto de cabalgamiento existente entre la unidad tectónica de Nieves y la de Yunquera, en las inmediaciones de dicha localidad (fig. 4.13). El sistema coincide, por lo tanto, con el "canal tectónico" definido por Martín Algarra (1987). Afloran materiales pertenecientes a la unidad tectónica de Yunquera (mármoles, micaesquistos y gneises), en el borde Sur,

y a la unidad de Nieves (dolomías y brechas), en el borde Norte, aunque estos últimos están muy laminados debido a la estructura geológica (fig. 2.6, corte V).

El principal punto de descarga, el manantial del Plano (700 m s.n.m.), muestra una respuesta retardada frente a las precipitaciones, con incrementos de caudal muy inferiores a los del sector occidental y decrecidas más lentas, lo cual indica un menor grado de karstificación funcional en este sector de la Unidad.

Las aguas drenadas por el manantial del Plano, de facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada magnésica, muestran valores más elevados de conductividad eléctrica y de TAC y tienen mayores contenidos en Mg^{2+} y SO_4^{2-} que las del sector occidental, debido a su mayor tiempo de residencia en el acuífero, por la existencia de flujos lentos a través de éste y, en definitiva, por la existencia de un bajo grado de karstificación funcional. Los contenidos en Cl^- reflejan procesos de reconcentración del agua de lluvia a nivel del epikarst, lo que supone un mayor tiempo de residencia en el epikarst y, por lo tanto, una infiltración más lenta. Se observa, asimismo, una escasa variabilidad de la conductividad eléctrica y de la temperatura del agua del manantial, en respuesta a las lluvias, lo que confirma el escaso desarrollo de la karstificación funcional en este sector. Este comportamiento hidrodinámico responde al hecho de que el sistema de Yunquera está formado por mármoles dolomíticos diaclasados, poco favorables a la karstificación, como ocurre en otras unidades alpujárrides (Cardenal, 1993; García López, 1996; Andreo, 1997).

4.8.3. Sector oriental. El sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín

El sector oriental de la Unidad Hidrogeológica comprende desde la falla plurikilométrica que discurre al Este del Cerro Peral hasta las proximidades de las poblaciones de Ardales y Carratraca (fig. 4.13). En él se incluyen las Sierras Prieta, Bonela y Alcaparaín, que dan nombre al acuífero. Éste está formado, fundamentalmente, por materiales de la unidad tectónica de Nieves (dolomías, calizas y brechas) aunque también aparecen mármoles, micaesquistos y gneises de la unidad de Yunquera, especialmente en el extremo septentrional (Sierra Alcaparaín).

Los manantiales que drenan este sector del acuífero muestran diferentes respuestas hidrodinámicas frente a las lluvias: el hidrograma correspondiente al manantial de Río Jorox, principal punto de descarga de Sierra Prieta, es similar a los de

las surgencias del sector occidental, con rápidos e importantes incrementos de caudal, lo cual refleja un importante grado de karstificación funcional. El hidrograma de Fuente Quebrada muestra una respuesta más amortiguada, con incrementos de caudal de menor magnitud, indicativa de un menor desarrollo de la karstificación en el sector de la Unidad drenado por la surgencia (Sierra de Bonela). Por su parte, en el hidrograma del manantial de Carratraca, que drena la Sierra Alcaparaín, no aparecen los picos de caudal observados en el resto de surgencias, mostrando un comportamiento propio de un acuífero de flujo difuso. Los sondeos ubicados en esta sierra muestran ascensos piezométricos de escasa cuantía durante las épocas de recarga y, además, se producen más tarde que en el resto de sondeos de este sector oriental. Los descensos del nivel piezométrico, una vez que cesan las lluvias, se producen igualmente de forma muy lenta, lo que corrobora el escaso desarrollo del drenaje kárstico en el interior del acuífero.

La composición química de las aguas es similar al de las del sector central de la Unidad, a excepción del manantial de Carratraca, que presenta valores más elevados de conductividad eléctrica y del contenido en Mg^{2+}, SO_4^{2-} (procedentes de la oxidación de sulfuros e indicativos de flujos lentos a través del acuífero) y Cl^- (reflejo de los mayores contenidos en Cl^- de las lluvias caídas en este sector de la Unidad así como de tiempos de estancia en el epikarst más elevados), lo cual apoya de nuevo la idea de una escasa karstificación en este sector de acuífero. Salvo en esta surgencia, en la que la conductividad eléctrica (y la temperatura del agua) permanecen invariables frente a la recarga pluviométrica, en el resto de manantiales se registran procesos de dilución por mezcla con el agua de lluvia menos mineralizada, más acusadas en el caso de Río Jorox. Este manantial drena un sector de acuífero donde existe un cierto desarrollo de la karstificación funcional.

El contenido isotópico del agua drenada por el manantial de Río Jorox está en consonancia con la disminución de la cantidad de precipitación de SW a NE en la Unidad Hidrogeológica (efecto cantidad).

La respuesta hidrodinámica, hidroquímica e hidrotérmica del manantial de Carratraca es diferente de la del resto de manantiales de este sector oriental, lo que parece sugerir la existencia de dos sistemas distintos, separados por la falla de Puerto Martínez: el sistema de Sierra Prieta-Bonela, drenado por las surgencias de Río Jorox y

de Casarabonela y el sistema de Sierra Alcaparaín, drenado por el manantial de Carratraca. Sin embargo, la igualdad observada en las cotas piezométricas, tanto al Norte como al Sur de dicha falla y la continuidad geológico-estructural no permiten confirmar esta subdivisión. Se trataría, por lo tanto, de un único sistema acuífero, pero con un grado de karstificación variable, relacionado con las características geológicas de cada zona. Así, en la Sierra Alcaparaín, la karstificación estaría poco desarrollada por la presencia de los mármoles dolomíticos de la Unidad de Yunquera, litología poco favorable a la karstificación.

5. HIDROGEOLOGÍA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS DIFERENCIADOS EN LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES

5.1. EL SISTEMA DE LA SIERRA DE LAS NIEVES

5.1.1. Límites y geometría

El sistema de la Sierra de las Nieves ocupa una superficie de 109 Km^2 (fig. 5.1). Su límite Norte es el contacto de cabalgamiento de la unidad tectónica de Nieves sobre las arcillas del Flysch del Campo de Gibraltar. Al Sur y Oeste, está limitado por el cabalgamiento que superpone los materiales alpujárrides de baja permeabilidad (fundamentalmente peridotitas, metapelitas y gneises) sobre los materiales acuíferos de la Unidad Yunquera-Nieves. El límite Este, difícil de precisar, se interpreta que corresponde básicamente al cabalgamiento de la unidad tectónica de Yunquera sobre la de Nieves.

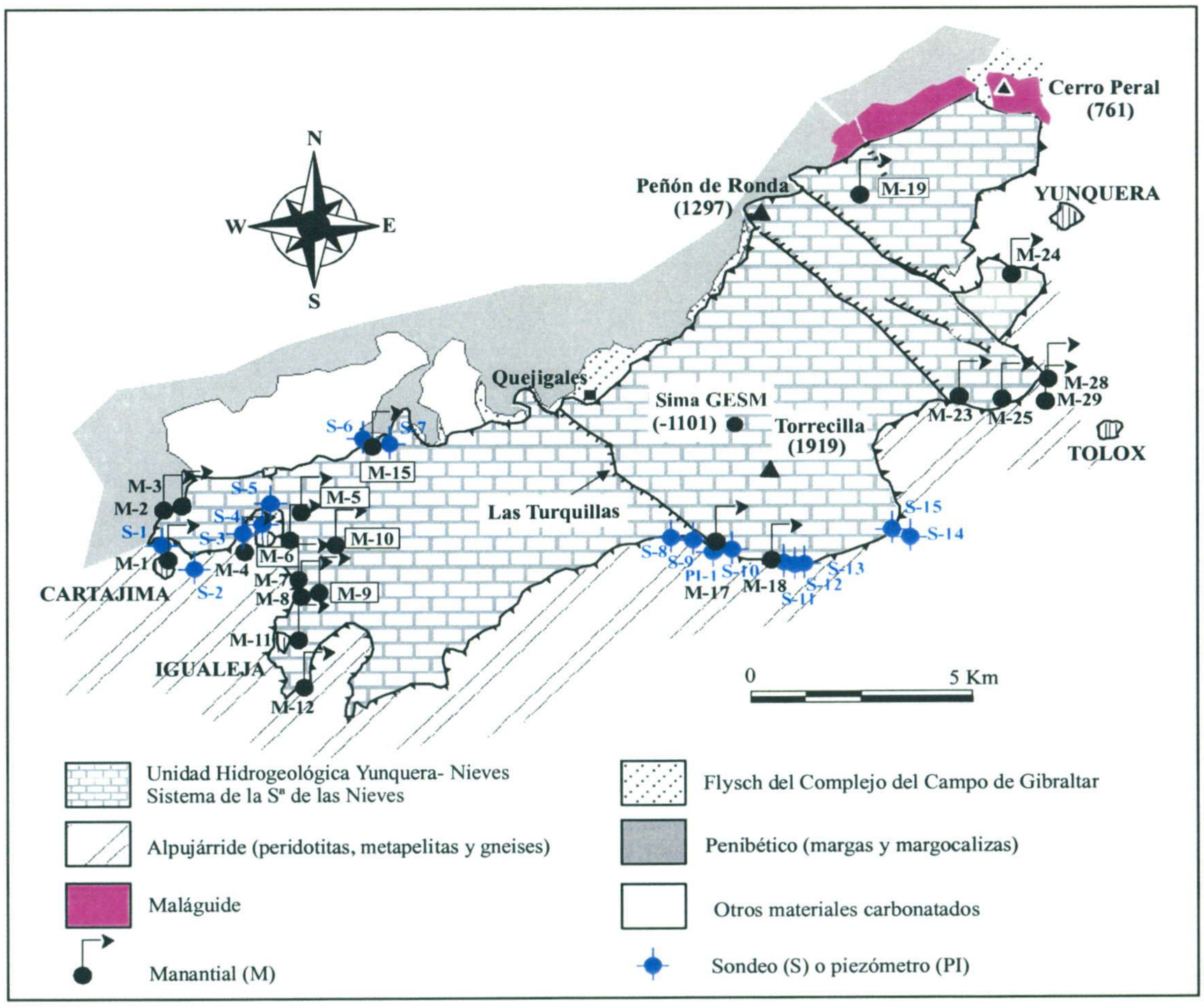


Fig. 5.1. El sistema de la Sierra de las Nieves.

La geometría del sistema corresponde a la configurada por una estructura sinclinal tumbada, vergente al NW (fig. 2.6, corte III).

5.1.2. Puntos de agua

Los principales manantiales del sistema (fig. 5.1, lámina B) son los de Río Grande (M-24), Río Verde (M-17) y Río Genal (M-11), que constituyen los nacimientos de tres de los principales ríos de la provincia de Málaga. El primero surge en el extremo NE del sistema, a cota 450 m s.n.m., ligado a una de las importantes fracturas plurikilométricas de dirección NW-SE. La surgencia de Río Verde, a cota 675 m s.n.m, se localiza en el borde meridional del sistema, en el contacto con las peridotitas alpujárrides y está ligada a la falla de las Turquillas, otra de las importantes fracturas plurikilométricas de dirección NW-SE que atraviesan la Unidad Hidrogeológica. Por su parte, el nacimiento de Río Genal se localiza en el extremo SW del sistema, a una cota de 700 m s.n.m (fig. 5.1).

Otros manantiales importantes (fig. 5.1) son el de Algoma (M-4, 640 m s.n.m.), ubicado también en el borde SW del sistema, en el contacto con las metapelitas alpujárrides, y el de Cuevas del Moro (M-18, 590 m s.n.m.), ubicado en el borde S, en el contacto con las peridotitas. Ambos manantiales presentan *trop-pleins* que entran en funcionamiento en épocas de lluvias importantes. En el caso de Algoma, el *trop-plein* presenta cierto desarrollo espeleológico (fig. 2.18).

Finalmente, otras surgencias significativas son las del Nacimiento de Tolox (M-29) y Cisnera (M-28), situadas a 375 m s.n.m, en el Río Horcajos, cerca del borde meridional del sistema, en el contacto con las peridotitas.

Con respecto a los sondeos, se trata de perforaciones de investigación, como los del Arroyo de la Parra (S-14 y S-15), Cuevas del Moro (S-11 a S-13) y entorno de Río Verde (S-8 a S-10 y PI-1), o bien sondeos cuyo escaso o nulo caudal hace que no tengan ningún uso, como los de Parauta (S-3 a S-5).

5.1.3. Hidrodinámica

5.1.3.1. Datos de caudal y curvas de gastos

Los caudales históricos aforados con micromolinete en el manantial de Río Genal han estado comprendidos entre 6 l/s (10-11-81) y 2080 l/s (16-2-96), con un valor

medio (fig. 5.2) de 260 l/s. Este valor se ha obtenido a partir de los datos de caudal correspondientes a 100 aforos: 44 aforos realizados por el IGME entre Mayo de 1976 y Septiembre de 1990, 7 aforos realizados por la empresa Compañía General de Sondeos (CGS) desde Abril de 1995 hasta Enero de 1996 y 49 aforos realizados en el marco de la presente investigación desde Febrero de 1996 hasta Octubre de 1998. Durante el período de investigación, los caudales medidos con micromolinete han estado comprendidos entre 10 l/s (26-10-95) y 2080 l/s, con un valor medio de 355 l/s.

En Agosto de 1997, con motivo de la presente Tesis Doctoral, la Confederación Hidrográfica del Sur instaló un limnígrafo en esta surgencia. Se ha elaborado una curva de gastos, a partir de la altura de la lámina de agua medida por el limnígrafo y los caudales aforados (fig. 5.3). La curva de gastos se ha obtenido a partir de 29 parejas de datos caudal-altura limnimétrica. Estos datos presentan un ajuste potencial de la forma $Q=17500\ h^{2.1702}$, siendo Q el caudal en l/s y h la altura en metros medida en la escala limnimétrica.

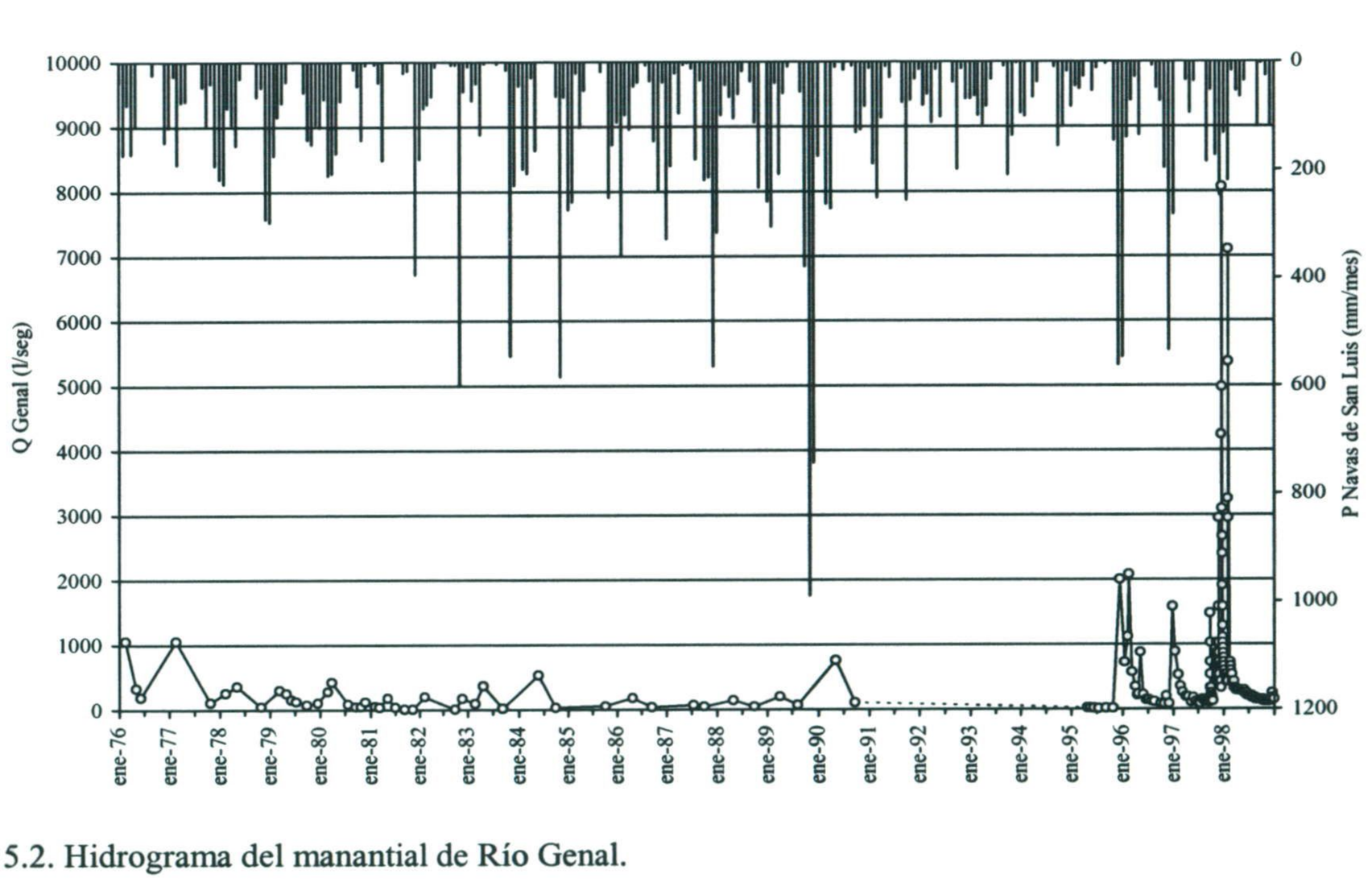


Fig. 5.2. Hidrograma del manantial de Río Genal.

Si a los datos históricos de aforo se añaden los datos de caudal obtenidos a partir del análisis de los limnigramas, el caudal en el manantial ha variado entre 6 l/s (10-11-81) y 8070 l/s (18-12-97), con un valor medio de 382 l/s.

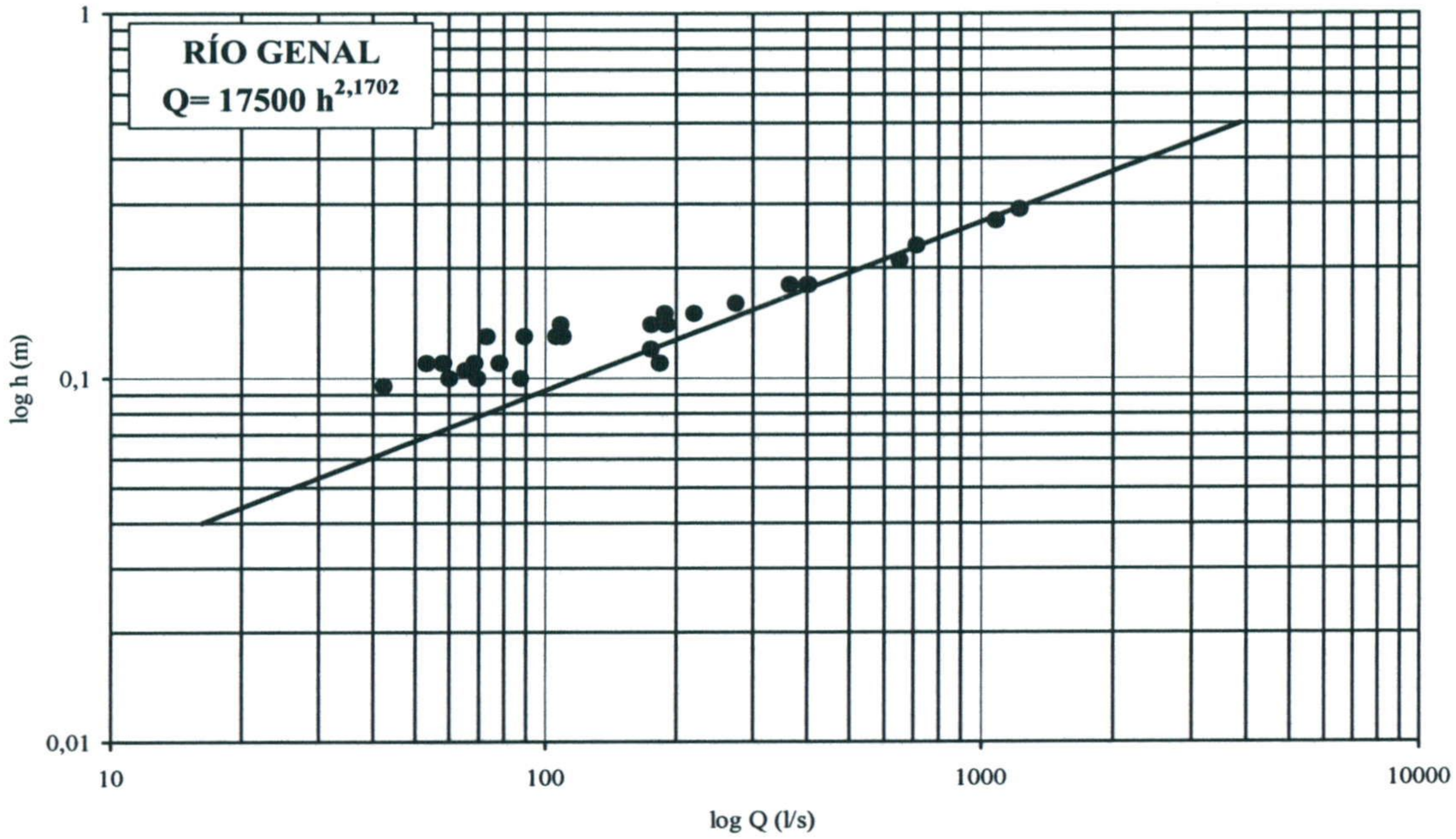


Fig. 5.3. Curva de gastos del manantial de Río Genal.

En el manantial de Río Verde, los caudales históricos aforados con micromolinete han estado comprendidos entre 34 l/s (26-10-95) y 3890 l/s (12-1-96), con un caudal medio de 364 l/s. Este valor se ha obtenido a partir de los datos de caudal correspondientes a 89 aforos: 28 aforos realizados por la Confederación Hidrográfica del Sur, entre Abril de 1994 y Octubre de 1996, 6 aforos realizados por la empresa CGS, desde Febrero hasta Septiembre de 1995, y 55 aforos realizados en el marco de la presente investigación, desde Octubre de 1995 hasta Octubre de 1998. Durante el período de investigación, los caudales aforados en el manantial del Río Verde han variado entre 34 l/s (26-10-95) y 1980 l/s (6-2-96), con un caudal medio de 394 l/s.

A 300 metros aguas abajo de la surgencia, la Confederación Hidrográfica del Sur instaló en Abril de 1994 una estación de aforos equipada con un limnígrafo y elaboró una curva de gastos a partir de los 28 aforos referidos anteriormente. La curva de gastos de la Confederación ha sido revisada y ligeramente modificada con motivo de la presente investigación, resultando que $Q= 8000\ h^{1.176}$ (fig. 5.4).

Según los datos del limnígrafo, el caudal del manantial de Río Verde ha variado entre 80 l/s (varios meses de 1994 y 1995) y 9141 l/s (22-1-96), con un caudal medio de 552 l/s (fig. 5.5). Cabe destacar que existen varios arroyos de pequeña cuenca vertiente, entre el nacimiento y la estación de aforos, que vierten sus aguas al cauce del Río

Verde, por lo que una pequeña parte del caudal medido en la estación de aforos, durante los períodos de máxima precipitación, corresponde a agua de escorrentía superficial.

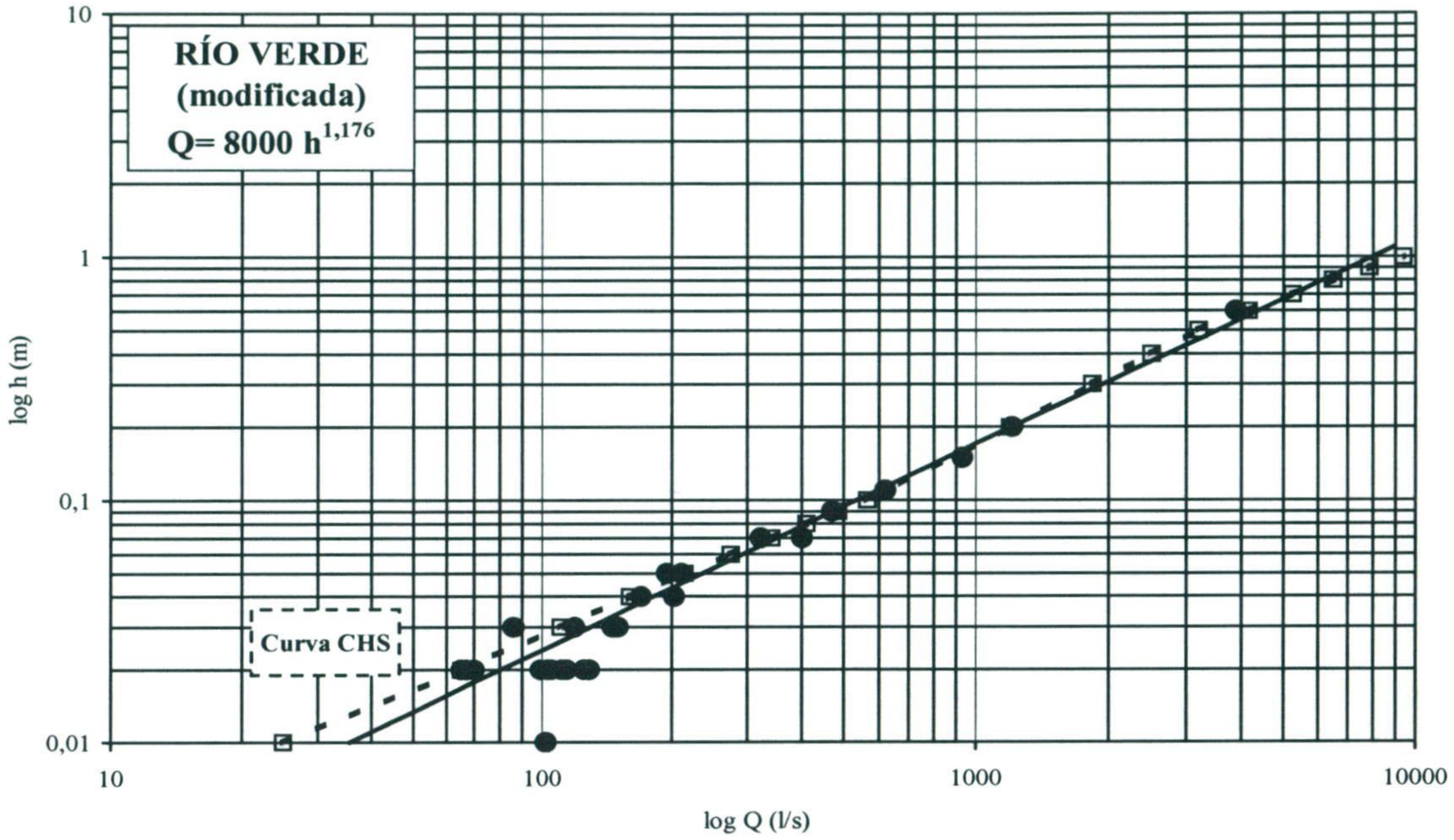


Fig. 5.4. Curva de gastos del manantial de Río Verde.

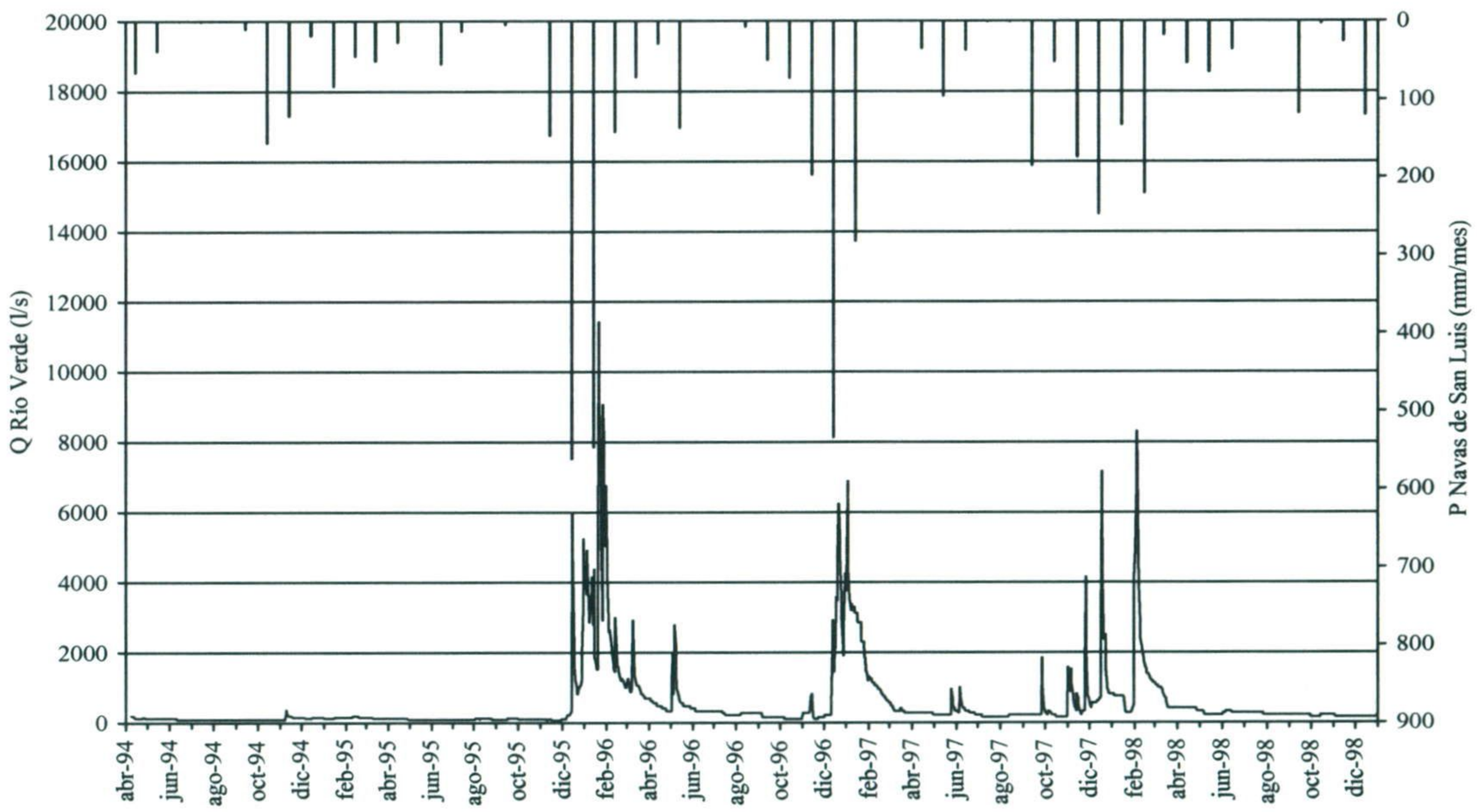


Fig. 5.5. Hidrograma del manantial de Río Verde.

Por lo que respecta a Río Grande, cabe señalar que la escorrentía total que circula por la parte alta de la cuenca es objeto de un importante aprovechamiento hidroeléctrico (fig. 5.6). A lo largo de dicho tramo existen dos centrales hidroeléctricas

en funcionamiento (central de San Pascual y de San Augusto) y una tercera, actualmente abandonada (central de San Eugenio). Hasta el año 1988, el caudal circulante por el río Grande era la suma del medido en dos estaciones de aforo de la Confederación Hidrográfica del Sur situadas en las proximidades de esta última central (fig. 5.6): la estación nº 35 (Las Millanas), instalada en el cauce del río, unos 5 km aguas abajo de la surgencia de Río Grande, y la estación nº 401, ubicada en el canal de alimentación que discurre entre la central de San Augusto y la de San Eugenio. Desde esa fecha hasta la actualidad, el caudal circulante por el río Grande se controla únicamente en la estación nº 35. En cualquier caso, el caudal medido en ambas estaciones de aforo incluye, por lo tanto, agua de origen subterráneo (correspondiente a las surgencias de Río Grande, Río Jorox y Plano, fundamentalmente) pero también agua de escorrentía superficial (fig. 5.6).

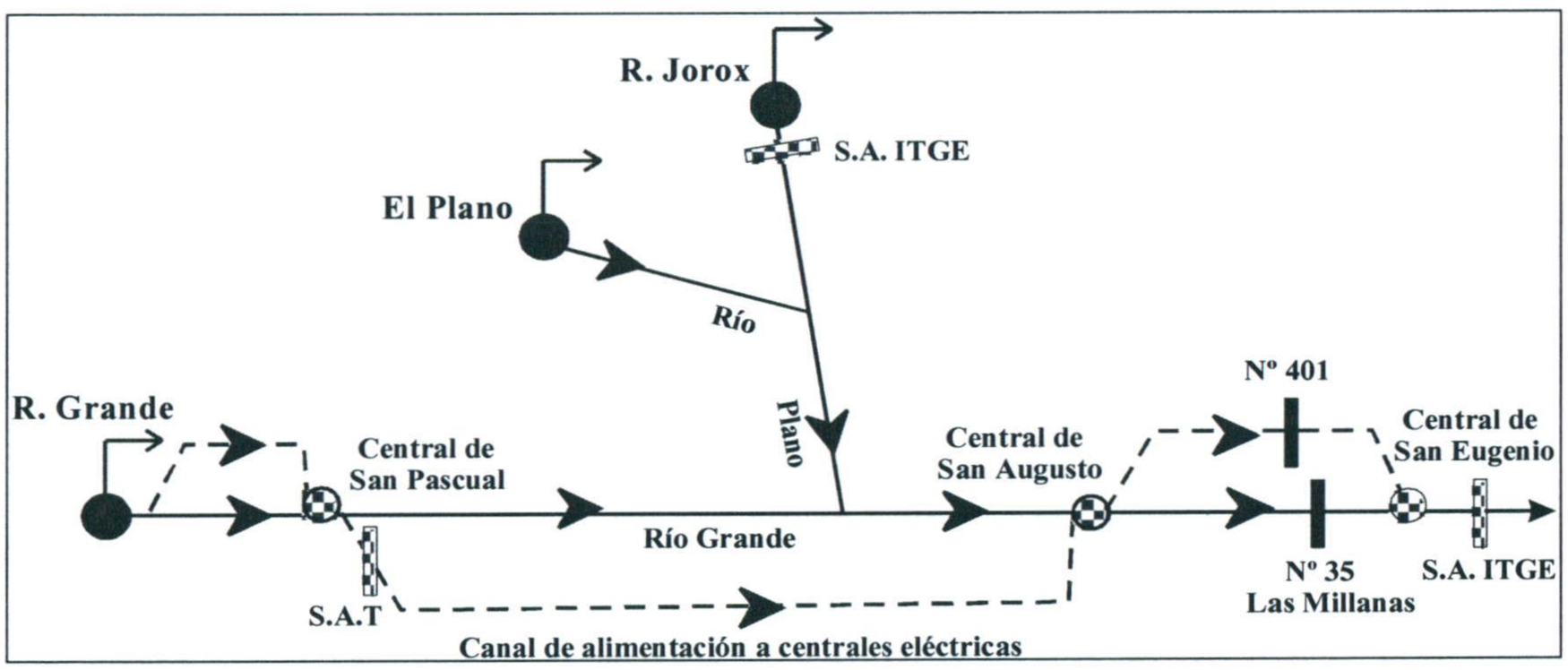


Fig. 5.6. Esquema de la cuenca alta del Río Grande (modificado de ITGE, 1994). S.A. ITGE: Sección de aforos del ITGE, S.A.T: sección de aforos Tesis.

El cálculo de la descarga subterránea correspondiente al manantial de Río Grande requiere un complicado tratamiento de los datos aportados por el limnígrafo de la estación nº 35 situado en Las Millanas (ITGE, 1994). En primer lugar, es preciso conocer el hidrograma unitario (escorrentía superficial total medida en las estaciones de aforo del río Grande, generada por una entrada de valor unidad), para después efectuar una descomposición de éste en sus dos componentes, superficial y subterránea. Como los aportes de origen subterráneo en la escorrentía total medida en el río Grande

proceden de diversos manantiales, es preciso determinar la participación de cada uno de éstos. En el caso del manantial de Río Grande, ha sido deducida por la diferencia entre la componente subterránea total y la aportada por el resto de surgencias, cuya descarga media se conoce por los datos históricos de aforo. Para el período 1966/67-1993/94, la descarga media del manantial del Río Grande (625 l/s) representa un 74.14 % de la escorrentía subterránea total vertiente al río (ITGE, 1994).

El punto más cercano al nacimiento de Río Grande en el que se puede aforar el caudal es el canal de derivación de la central hidroeléctrica de San Pascual. Debido a la magnitud de los caudales en épocas de crecida y a las características de la sección disponible para aforar con micromolinete, ha sido imposible medir el caudal del manantial de Río Grande en épocas de aguas altas. El máximo caudal del manantial (997 l/s) se midió el 9-1-98 y el mínimo (156 l/s) se aforó el día 12-6-95. El caudal medio, estimado a partir de 33 aforos (8 realizados por la empresa C.G.S. y el resto con motivo de esta investigación) es de 378 l/s. Todos los aforos se efectuaron en un canal de derivación (equipado con una antigua escala limnimétrica) de la central hidroeléctrica de San Pascual, situada unos 700 m aguas abajo de la surgencia (fig.5.6). Con todas las parejas de datos caudal-altura de la escala limnimétrica, se ha elaborado una curva de gastos para el canal de derivación de la central hidroeléctrica de San Pascual, en la que $Q= 1750\ h^2$ (fig. 5.7). Esta curva de gastos sólo es aplicable en situación de aguas bajas, para caudales inferiores a 1 m^3/s.

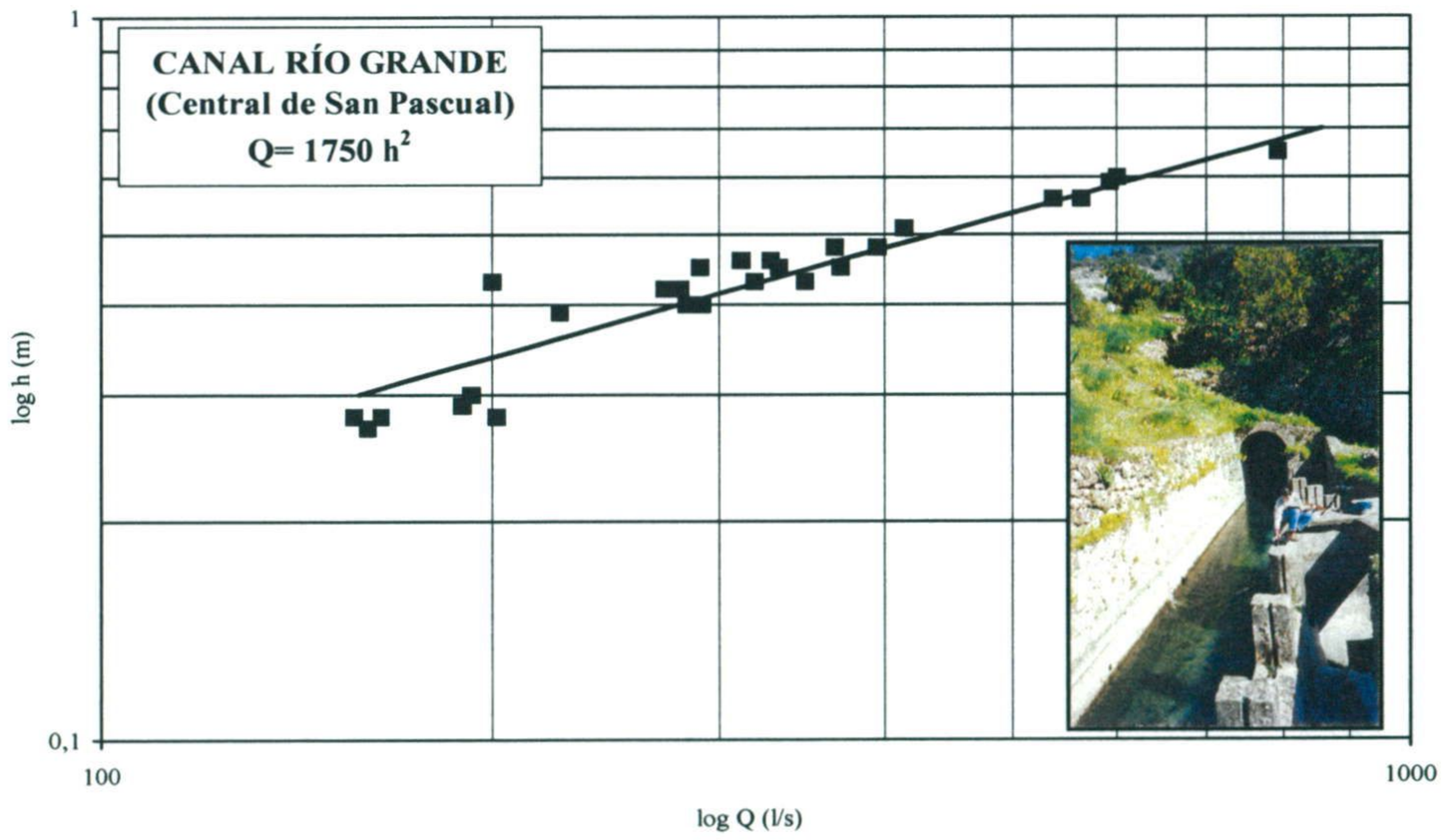


Fig. 5.7. Curva de gastos para el canal de derivación situado en la central hidroeléctrica de San Pascual (manantial de Río Grande).

Del resto de manantiales existentes en el sistema de la Sierra de las Nieves, sólo se dispone de los datos de caudal obtenidos de los aforos realizados durante el período de investigación (30 en Algoma, 30 en Río Horcajos y 41 en Cuevas del Moro), que se resumen en la tabla 5.1. Durante las épocas de crecida importantes, en las que ha entrado en funcionamiento su *trop-plein*, no ha sido posible aforar la surgencia de Cuevas del Moro, debido a la magnitud de los caudales drenados. El caudal de los manantiales de Cisnera y Nacimiento de Tolox se ha estimado de manera conjunta, a través de una serie de aforos diferenciales efectuados a lo largo del Río Horcajos.

Manantial	Ref	Cota (m s.n.m.)	Q máx (l/s)	Q mín (l/s)	Q máx-Q mín (l/s)	Q máx/Q mín (l/s)	Q med (l/s)	Aportación anual (hm^3)	Fuente
R. Grande	M-24	450	3117	11	3106	283	625	19,71	datos mensuales (ITGE, 1994) limnígrafo CHS (estación de Las Millanas)
R. Verde	M-17	675	9141	80	9061	114	552	17,41	limnígrafo CHS
R. Genal	M-11	700	8070	106	7964	76	398	12,55	limnígrafo CHS
Algoma	M-4	640	589	21	568	28	115	3,63	aforos Tesis
C. Moro	M-18	590	542	0	542	-	73	2,30	aforos Tesis
Río Horcajos	M-29	375	210	11	199	19	43	1,36	aforos Tesis
	M-28	375							

Tabla 5.1. Caudales drenados por los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

La tabla 5.1. ilustra también sobre la variabilidad de la descarga de los distintos manantiales. Así, la surgencia de Río Verde es la que muestra una descarga más irregular, mostrando las mayores diferencias entre los valores de los caudales extremos registrados, mientras que los manantiales del Río Horcajos muestran una mayor regularidad en su descarga, siendo mucho menor la diferencia entre los caudales extremos medidos.

5.1.3.2. Descripción de los hidrogramas de las principales surgencias

5.1.3.2.1. Río Genal

El hidrograma del manantial de Río Genal muestra claros y rápidos incrementos de caudal en relación con los períodos lluviosos registrados durante el período de investigación, proporcionales a la magnitud de éstos (fig. 5.8; tabla 5.2; lámina B, fotos 1 y 2). Como se observa en la figura 5.8. existen notables diferencias de precisión entre los hidrogramas obtenidos a partir de los caudales aforados con

micromolinete (años 1995/96 y 1996/97) y los obtenidos a partir del limnigrama (año 1997/98), especialmente en los correspondientes a las puntas de las crecidas. Por lo general, a lo largo del año hidrológico aparecen tres tipos de crecida: durante los primeros meses del año hidrológico (crecidas de Septiembre a Noviembre), durante el invierno (Diciembre a Febrero) y durante la primavera (Mayo).

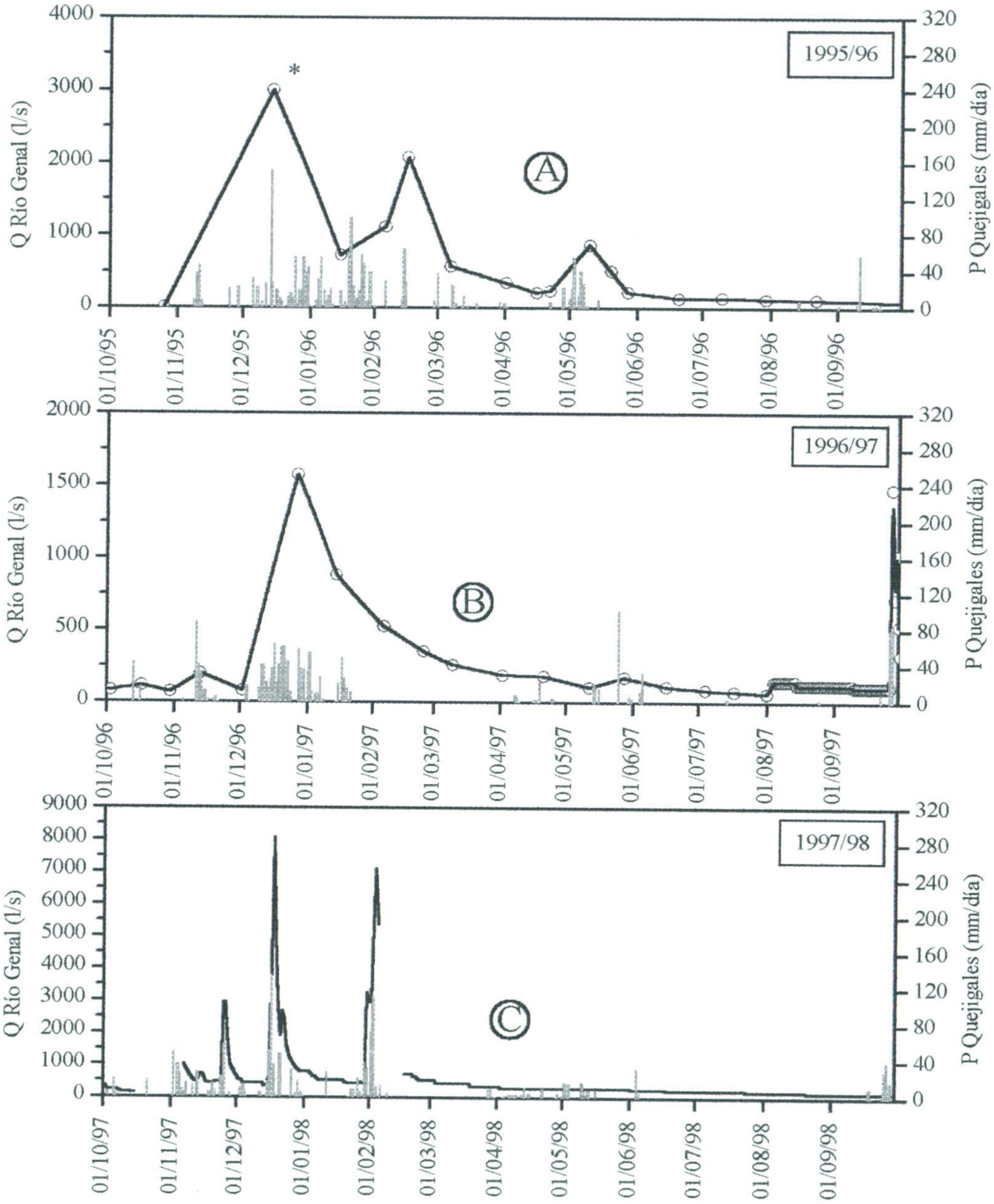


Fig. 5.8. Hidrogramas del manantial de Río Genal durante el período de investigación. Los datos de caudal proceden de aforos con micromolinete, entre Octubre de 1995 y Agosto de 1997 y, después de esta última fecha, los caudales se han obtenido a partir del registro limnimétrico. El asterisco indica un caudal estimado. Las letras A, B y C señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975).

Las crecidas de comienzos de año hidrológico se deben a episodios lluviosos de cierta duración e importancia (197 mm, en Noviembre de 1996) o bien a episodios lluviosos muy cortos (de dos a tres días) pero con precipitaciones muy intensas (superiores a 80 mm/día, en Septiembre de 1997). En el año hidrológico 1997/98, gracias a la instalación del limnígrafo, se observan dos crecidas de menor magnitud que preceden a una tercera, más importante: las primeras lluvias del año provocan incrementos de caudal relativamente pequeños, pero la llegada de nuevas lluvias incrementa el caudal de forma espectacular.

Las crecidas más importantes son las de invierno, debido a la mayor duración e importancia de los períodos lluviosos que se registran en esta época del año (entre 735 y 1362 mm).

Las crecidas de primavera responden a periodos lluviosos relativamente importantes y concentrados en el tiempo (208 mm en Mayo de 1996) o a lluvias de primavera de gran intensidad (102 mm, el 25/5/97). En el primer caso, la magnitud de la crecida es notablemente superior.

Manantial	Año hidrológico	Fecha	Precipitación registrada (mm)	Incremento de caudal (l/s)	Caudal punta (l/s)
R. Genal	95/96	Diciembre-Marzo	1362	>2950	3000 (estimado)
		Mayo	208	639	874
	96/97	Noviembre	197	no aforado	no aforado
		Diciembre-Enero	977	1497	1578
		Mayo	136	69	175
		Septiembre	166	1370	1476
	97/98	Noviembre	318	2523	2946
		Diciembre	386	7742	8070
		Febrero	349	6680	7103
		Mayo	86	13	188

Tabla 5.2. Crecidas registradas en el manantial de Río Genal durante el período de investigación.

5.1.3.2.2. Río Verde

Al igual que en el manantial del Río Genal, el hidrograma del Río Verde muestra, durante el período de investigación, una clara relación con los períodos lluviosos. También en este caso aparecen, por lo general, tres tipos de crecida: crecidas

de otoño (a comienzos del año hidrológico), crecidas de invierno (entre Noviembre y Marzo) y crecidas de primavera (Mayo-Junio), cuya magnitud es función de la cantidad de lluvia registrada (fig. 5.9; tabla 5.3; lámina B, fotos 3 y 4).

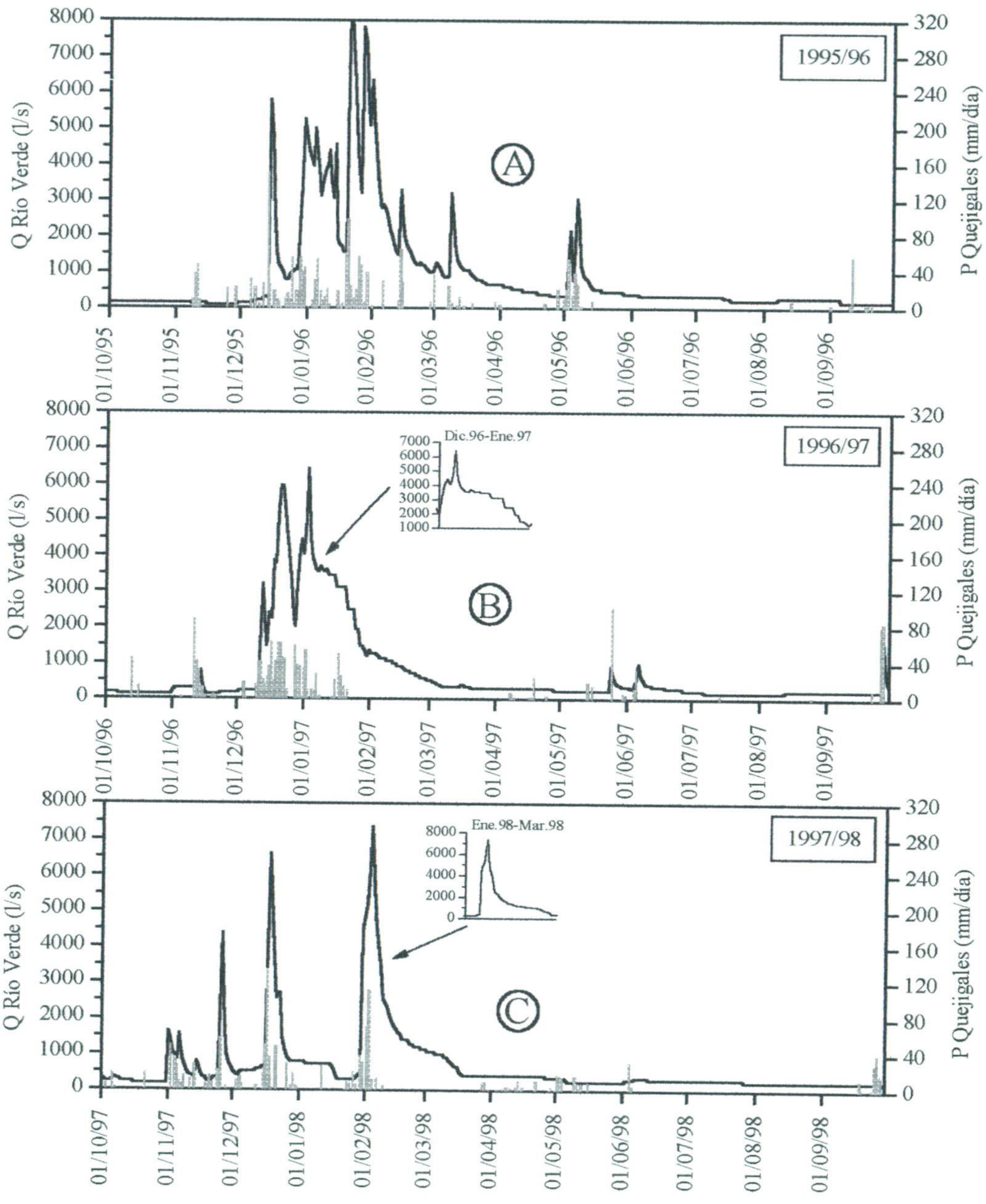


Fig. 5.9. Hidrogramas del manantial de Río Verde durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98). Las letras A, B y C señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975).

Las crecidas de comienzos del año hidrológico se producen en el caso de que la precipitación caída sea del orden de 150 mm, independientemente de que corresponda a un único día o a varios días seguidos. Por debajo de este límite, las lluvias se emplean en recargar el epikarst y la zona no saturada y no provocan aumentos de caudal en la surgencia. Es decir, el epikarst y la zona no saturada en su conjunto actúan como filtro de las precipitaciones ocurridas a principio de año hidrológico, tienen un efecto modulador sobre el sistema, de forma que sólo precipitaciones de cierta importancia tienen influencia en el caudal del manantial.

Las crecidas de invierno son las más significativas, por la mayor magnitud de las precipitaciones caídas. Durante el período estudiado, la crecida más importante es la del año hidrológico 1995/96, seguida de la del 1997/98 y de la del 1996/97.

En primavera, el acuífero no ha descargado toda la recarga producida por las lluvias de invierno, de forma que se producen incrementos de caudal con precipitaciones de menor importancia que las de principios de año hidrológico. Así, episodios lluviosos de 60 mm producen crecidas visibles en la surgencia, como sucedió en Mayo de 1996.

Manantial	Año hidrológico	Fecha	Precipitación registrada (mm)	Incremento de caudal (l/s)	Caudal punta (l/s)
R. Verde	95/96	Diciembre-Marzo	1362	9012	9141
		Mayo	208	2695	3046
	96/97	Noviembre	197	663	792
		Diciembre-Enero	977	6190	6426
		Mayo-Junio	157	760	996
		Septiembre	166	1706	1942
	97/98	Noviembre	318	4205	4387
		Diciembre	386	5947	6608
		Febrero	349	7053	7346
		Junio	36	115	351

Tabla 5.3. Crecidas registradas en el manantial del Río Verde durante el período de investigación.

Las crecidas observadas en el caudal del manantial de Río Verde responden a dos patrones, en función de la importancia y distribución de las precipitaciones y del estado del acuífero. En el caso de que se produzca una serie sucesiva de lluvias de

pequeña magnitud después de una época de sequía prolongada, la crecida tiene lugar varios días después, y los incrementos de caudal que se producen son relativamente pequeños: por ejemplo, entre los días 7 y 14/12/95 el caudal pasa de 160 a 340 l/s de forma progresiva, como consecuencia de la sucesiva caída de lluvias diarias de 20-30 mm. Por el contrario, si se registra una lluvia importante (bien de carácter aislado o después de una serie de lluvias continuas de pequeña magnitud), la crecida que se produce es muy rápida, brusca y espectacular. Este es el caso de la crecida que se produce el 15/12/95, como respuesta a la precipitación de 150 mm caída el día anterior o de la crecida del 22/1/96, como consecuencia de una precipitación de 124 mm ocurrida los días 20 y 21.

Durante los años hidrológicos 1996/97 y 1997/98, especialmente en este último, se observa una marcada desviación en la pendiente de las curvas de crecida del manantial correspondiente a Enero de 1997 y a Febrero de 1998. Según Mangin (1971), este fenómeno es indicativo de que el sistema kárstico está recibiendo un caudal externo suplementario, aunque en este caso el sistema acuífero está aislado de cualquier tipo de aporte exterior, por lo que no parece que ésta sea la explicación más razonable. Blavoux y Mudry (1983) y Mudry (1987) describen esta misma forma en el hidrograma de la surgencia de Areuse (Suiza), descomponiendo el hidrograma total de la crecida en dos componentes (fig. 5.10): una componente de escorrentía subterránea y una componente matricial. Así, en primer lugar, llegaría a la surgencia de Río Verde el agua procedente de la infiltración directa a través de los drenes de la zona no saturada, que se prolongan en la zona saturada y convergen en el manantial. Una vez superada la capacidad de desagüe de los conductos que alimentan al manantial, se produce una inversión de gradiente, de manera que el agua de los conductos colapsados alimenta entonces a los bloques anexos menos permeables.

La forma de las curvas de decrecida de estos años hidrológicos es, igualmente, algo peculiar, ya que aparecen unos abombamientos, similares a los descritos por Antigüedad (1986) en el hidrograma de la surgencia de Orue, que drena el macizo carbonatado de Aramotz (País Vasco). Estos abombamientos se relacionan igualmente con límites en el drenaje, de manera que en ciertas épocas de recarga importante, se supera la capacidad de desagüe de los conductos que alimentan al manantial. El agua de los conductos colapsados alimenta entonces a los bloques anexos menos permeables

(fenómeno de inversión de gradiente). Una vez que "cesa el colapso" (durante la decrecida) se produce el efecto contrario: es el agua de estos bloques anexos la que alimenta a los conductos. La primera parte de la curva de decrecida (con su típica forma cóncava) correspondería al rápido vaciado del agua de los conductos mientras que, el abombamiento, representaría un decrecimiento lento del caudal, correspondiente al lento vaciado de los bloques menos permeables. Según esto, en el acuífero drenado por el manantial del Río Verde hay un cierto grado de desarrollo del drenaje, que permitiría la infiltración rápida, pero con ciertas limitaciones, que favorecerían los fenómenos de inversión de gradiente.

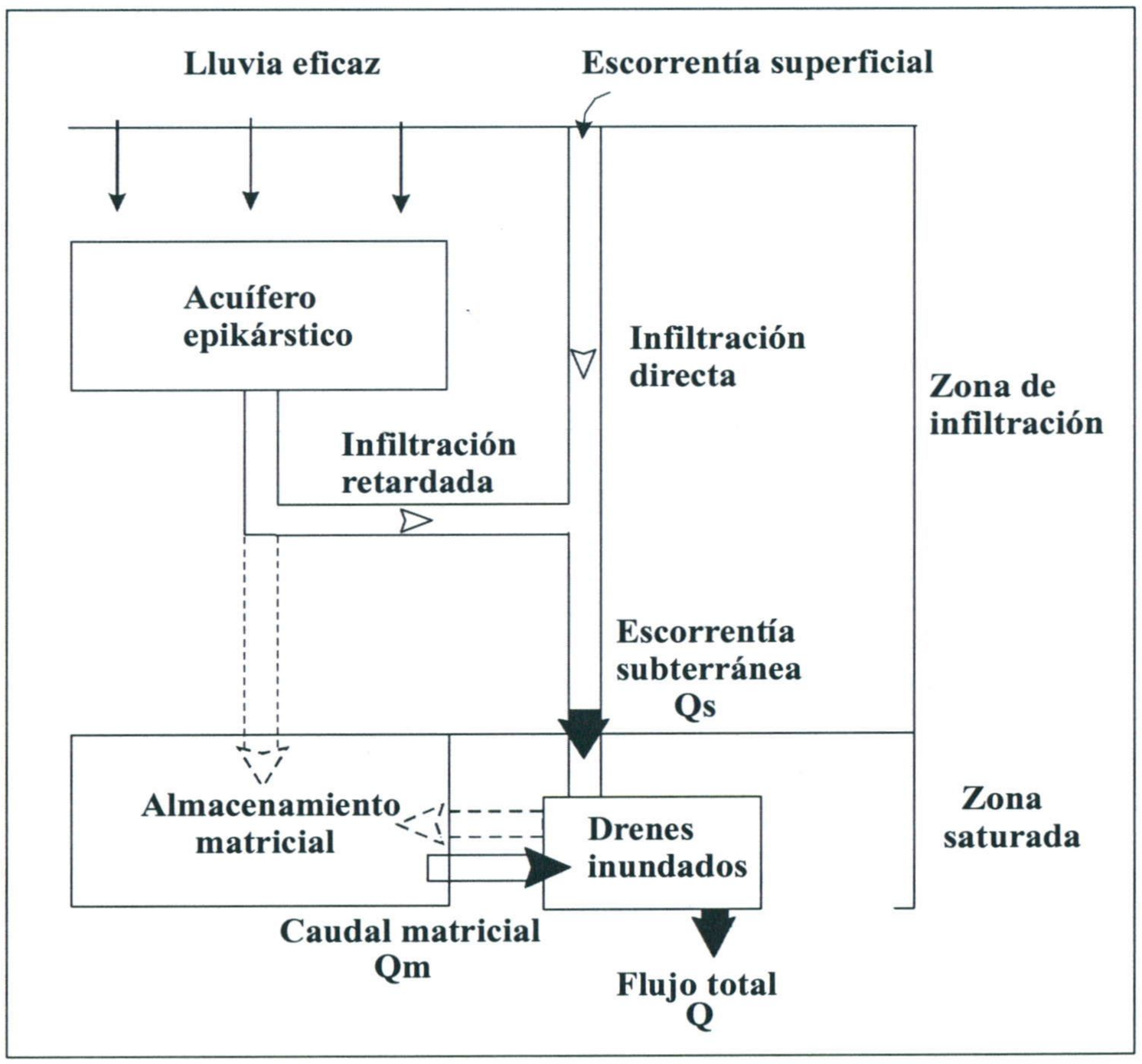


Fig. 5.10. Modelo de funcionamiento del karst (Blavoux y Mudry, 1983, 1984).

Durante el año hidrológico 1995/96, a pesar de que se registró la crecida más importante del período de investigación, no se observaron estos abombamientos porque el acuífero, después de un largo período de sequía, tenía menos cantidad de agua almacenada y fue capaz de desaguar toda el agua de lluvia que le entraba.

Los abombamientos del hidrograma podrían explicarse también por la existencia de dos familias de agua, una de infiltración rápida a través de los drenes y otra (el abombamiento) correspondiente a una infiltración más lenta del agua almacenada en el epikarst o en la zona no saturada hacia los drenes. Durante el año hidrológico 1995/96, al final de una época de sequía, no habría abombamiento porque el epikarst y la zona no saturada no tendrían agua almacenada. Para determinar el papel del epikarst y/o de la zona no saturada en el conjunto del acuífero, sería necesario utilizar trazadores como el carbono orgánico total (COT) o el ^{13}C, puesto que ambos se consideran buenos indicadores del tiempo de residencia del agua en el acuífero: aguas con largo tiempo de residencia se caracterizan por bajos contenidos en COT y altos valores de ^{13}C mientras que aguas de infiltración reciente, con escaso tiempo de residencia, se caracterizan por elevados contenidos en COT y bajos valores de ^{13}C (Emblanch *et al.*, 1998a y b; Batiot *et al.*, 2001). Desgraciadamente, en el transcurso de la presente investigación no ha sido posible realizar dichas determinaciones.

Otra hipótesis alternativa para explicar los abombamientos del hidrograma sería la recarga nival que se produce en Enero de 1997 y Febrero de 1998. El aporte "extra" que supone la llegada retardada del agua de fusión nival, podría explicar la forma convexa de la parte final del hidrograma. Sin embargo, el hecho de que no se observen claramente estos abombamientos en los hidrogramas de otros manantiales del sistema, como en los de Río Genal o Río Grande, llevan a descartar por el momento esta hipótesis.

En definitiva, teniendo en cuenta los datos disponibles, los abombamientos observados en esta surgencia se pueden atribuir a fenómenos de colapso e inversión de gradiente en la zona saturada del acuífero y/o a la existencia de una componente lenta de la infiltración a través del epikarst-zona no saturada.

5.1.3.2.3. Río Grande

Como se comentó en el apartado 5.1.3.1, el hidrograma de Río Grande (fig. 5.11) incluye agua de escorrentía superficial, así como de origen subterráneo procedente de otras surgencias, por lo que no se pueden hacer consideraciones acerca de la forma del hidrograma, del tiempo de respuesta, de los caudales punta de las crecidas o sobre la magnitud de éstas en este manantial.

El hidrograma muestra, al igual que en los dos manantiales anteriores, una estrecha relación entre la magnitud de los períodos lluviosos registrados y los incrementos de caudal del manantial.

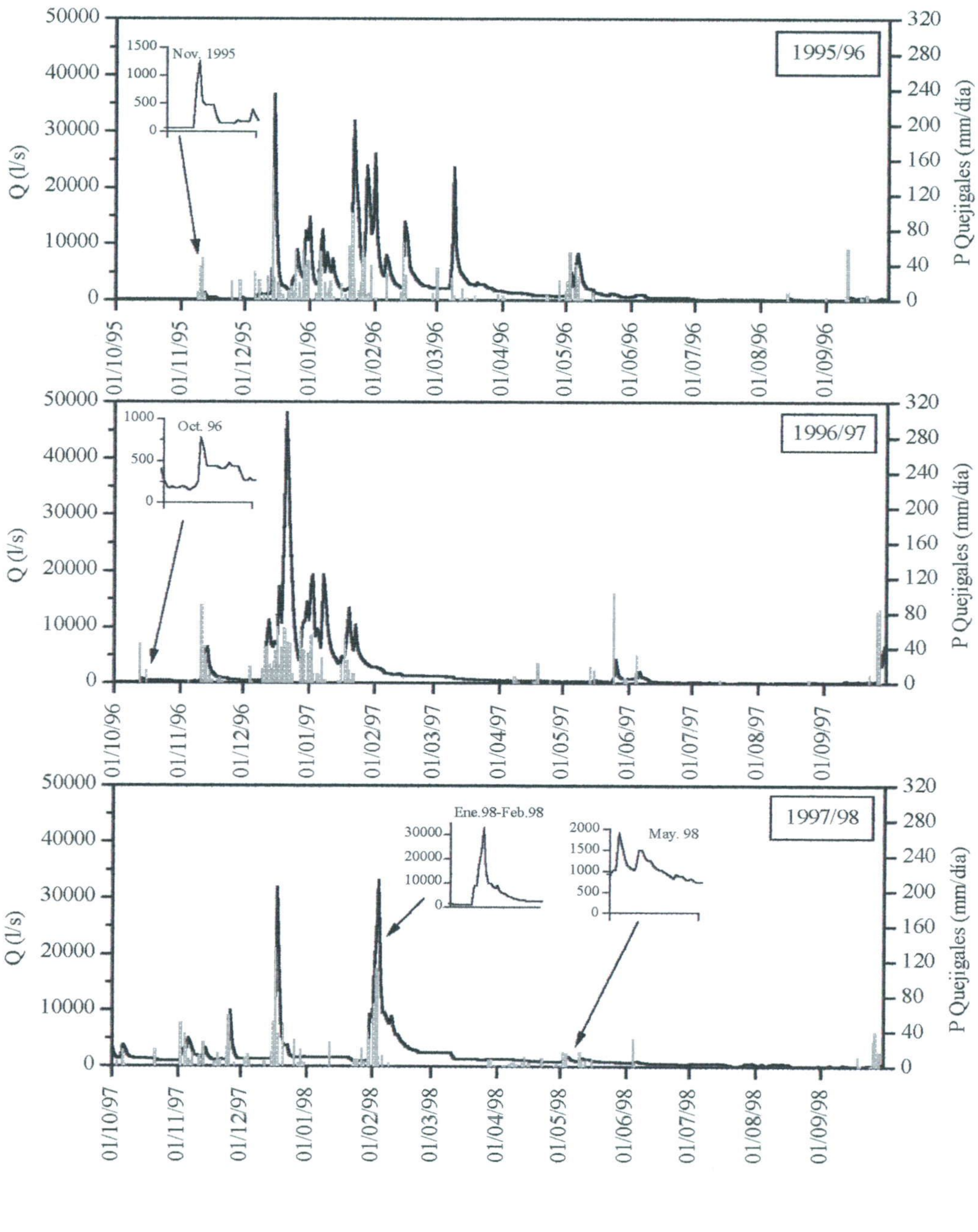


Fig. 5.11. Hidrograma del Río Grande en la estación de Las Millanas (propiedad de la CHS), durante el período de investigación (incluye agua de escorrentía superficial y de origen subterráneo aportada por otras surgencias).

5.1.3.3. Análisis de las curvas de recesión mediante el método de Mangin (1970, 1975)

El método propuesto por Mangin (1970, 1975) se basa en la descomposición de la curva de recesión (parte del hidrograma comprendida entre la punta de una crecida hasta el comienzo de la crecida siguiente) en dos partes: decrecida y agotamiento (fig. 5.12). Durante la decrecida, el caudal disminuye de forma más o menos rápida en función de cómo se realiza la infiltración, mientras que, durante el agotamiento, el caudal decrece de forma exponencial, de manera más o menos lenta en función de cómo se produce el vaciado de la zona saturada. Cada una de estas partes sirve, por lo tanto, para identificar los aspectos hidrogeológicos de los subsistemas infiltración (correspondiente al drenaje de la zona no saturada y de la zona saturada durante la decrecida) y saturado (correspondiente al drenaje de la zona saturada durante el agotamiento).

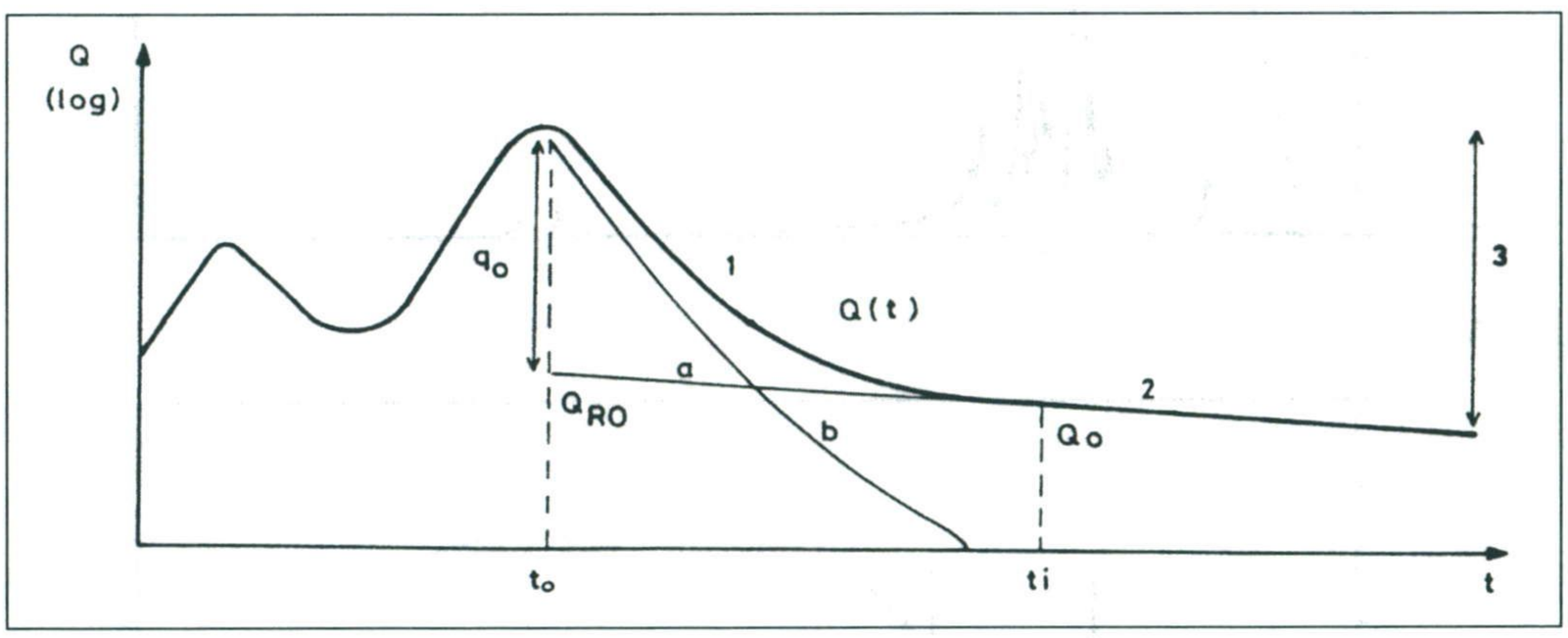


Fig. 5.12. Descomposición de la curva de recesión (Mangin, 1970, 1975). 1. Decrecida propiamente dicha 2. Agotamiento 3. Curva de recesión a. ϕ (t) b. ψ (t).

En cualquier punto de la curva de decrecida, el caudal en un tiempo *t* se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$Q(t) = \psi(t) + \phi(t)$$

La función $\psi(t) = q_o (1-\eta t)/(1+\varepsilon t)$, definida desde $t_o = 0$ hasta t_i (duración de la decrecida), traduce el efecto de la infiltración en el manantial, modulada por su transferencia a través de la zona no saturada, además de considerar el comportamiento

de la zona saturada durante la decrecida. Hay dos parámetros que caracterizan la función ψ (t):

– η: es el coeficiente de velocidad de infiltración, que representa la velocidad con la que el efecto de una determinada recarga se transmite hacia el manantial. Se calcula mediante la expresión $\eta = 1/t_i$ (días^{-1}). El valor de η expresa si la infiltración de produce de forma rápida o lenta. Cuanto menor es el tiempo de influencia de la infiltración (la decrecida es más rápida), mayor es η, es decir, la infiltración es más rápida.

– ε: es el coeficiente de heterogeneidad, que caracteriza la concavidad de la curva de decrecida, o sea, la forma en que disminuyen los caudales durante la decrecida. Se calcula con la expresión $\varepsilon = (1/t)-2\eta$, siendo *t* el tiempo que debe transcurrir para que $q = q_o/2$ y q_o es el caudal aportado por la zona saturada en la punta de la crecida (fig. 5.12).

La determinación de η y ε permite definir la función "*y*" que representa, en cierta forma, la manera en que la función de entrada (precipitación) ha sido modulada a su paso por el sistema. La función "*y*" es independiente de la amplitud de la crecida y se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$y = (1-\eta t)/(1+\varepsilon t) = \psi (t)/ q_o$$

Por su parte, la función $\phi (t) = Q_{Ro}\, e^{-\alpha t}$, está relacionada con la descarga de la zona saturada del karst y sólo tiene existencia real durante el agotamiento. Los parámetros que definen esta expresión son:

Q_{Ro}: caudal correspondiente a la prolongación del agotamiento hasta la vertical de la punta de crecida.

α: coeficiente de agotamiento, que representa el ritmo de decrecimiento de los caudales durante el agotamiento.

t: tiempo transcurrido desde el inicio del agotamiento.

Los parámetros anteriores permiten calcular el volumen dinámico $Vd = Q_{Ro}/\alpha$, que representa el volumen de agua almacenado en la zona saturada al inicio del agotamiento, el cual determina las variaciones de caudal en la surgencia.

Mangin (1975) propone dos parámetros (*i* y *k*) que, además de caracterizar el sistema investigado, permiten su comparación con otros sistemas:

- El parámetro *i*, valor de la función "*y*" para t= 2 días, caracteriza la forma de la decrecida. Los sistemas con valores de *i* comprendidos entre 0.5 y 1 son complejos y de grandes dimensiones, si $0.25<i<0.5$, el sistema sufre retardos en los aportes y si $i<0.25$, el sistema tiene una red de drenaje muy desarrollada.

- El parámetro *k* está relacionado con el poder regulador del sistema y la importancia de la zona saturada, de manera que traduce la capacidad del sistema para restituir progresivamente una parte del volumen de agua que lo atraviesa (volumen de tránsito). El parámetro *k* se define como el cociente entre el volumen dinámico y el volumen de tránsito (volumen que circula en un ciclo anual). Cuanto mayor es *k*, mayor es el poder regulador del sistema: hay una importante zona saturada que amortigua el efecto de las crecidas. Para Mangin, si $k<0.5$ el sistema es de tipo kárstico, si $k<0.1$ el poder regulador es escaso y si $0.5<k<1$ el sistema es de tipo poroso.

5.1.3.3.1. Análisis de las curvas de recesión del manantial de Río Genal

De esta surgencia se han analizado tres curvas de recesión (fig. 5.13) a partir de los datos disponibles (fig. 5.8). Dos de ellas (A y B) se han obtenido a partir de caudales aforados con micromolinete, mientras que la tercera (C) corresponde a datos de caudal calculados a partir del limnigrama (11 de ellos restituidos, por mal funcionamiento del limnígrafo del 6 al 16/2/98). En las dos primeras curvas, debido a la periodicidad de los aforos, no se conoce con exactitud el día que se produjo la punta de la crecida ni la magnitud del caudal. Para poder determinar los parámetros de la decrecida correspondientes a las curvas A y B, se ha considerado que el máximo de la crecida se produjo el mismo día que el observado en el limnigrama de Río Verde.

El valor de los diferentes parámetros determinados mediante el método de Mangin, para cada una de las curvas del período de investigación en el manantial de Río Genal, se recoge en la tabla 5.4.

Los valores obtenidos del coeficiente de velocidad de infiltración y del coeficiente de heterogeneidad ponen de manifiesto que la decrecida se produce de forma relativamente rápida. Al representar la función *y* (calculada a partir del valor de los parámetros η y ε), se obtiene una curva con una concavidad relativamente marcada, lo que se traduce en un decrecimiento rápido de los caudales durante la decrecida (fig. 5.13).

Manantial	Curva analizada	Duración decrecida (días)	Qi d (l/s)	Duración agotamiento (días)	Qi ag (l/s)	Qf ag (l/s)	η ($días^{-1}$)	ε ($días^{-1}$)	i	α ($días^{-1}$)	Vd (hm^3/año)	Vt (hm^3/año)	k	50% Vd (días)
Genal	A	60	2080	198	212	70	0,01667	0,06667	0,85	5,02,E-03	4,6	12,0	0,38	124
	B	73	1578	167	261	42	0,01370	0,03927	0,90	9,61,E-03	4,6	12,0	0,38	64
	C	58	7103	246	285	118	0,01724	0,96552	0,33	3,60,E-03	8,5	12,0	0,70	192
Verde	A	86	7812	149	351	129	0,00775	0,15116	0,76	6,70,E-03	10,7	17,4	0,62	104
	B	62	6426	159	351	182	0,01351	0,22297	0,67	4,10,E-03	10,0	17,4	0,57	301
	C	43	7346	287	410	182	0,02326	0,28682	0,61	2,80,E-03	14,1	17,4	0,81	248
Grande	A	47		151	600	200	0,02128			7,28,E-03	7,1	19,7	0,36	95
	B	61		192	800	225	0,01639			6,60,E-03	10,5	19,7	0,53	105

Tabla 5.4. Parámetros resultantes del análisis de las curvas de recesión por el método de Mangin (1970, 1975) en los tres manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. Leyenda: Qi d: caudal al inicio de la decrecida, Qi ag: caudal al inicio del agotamiento, Qf ag: caudal al final del agotamiento.

El valor del parámetro *i* varía según la curva de recesión analizada: en el caso de las curvas A y B, el valor de *i* corresponde, según los criterios de Mangin (1970, 1975) a un sistema complejo y de grandes dimensiones mientras que, en la curva C, es indicativo de un sistema que sufre retardos en los aportes (fig. 5.14). Hay que tener en cuenta que la decrecida de las curvas A y B es poco precisa, por tratarse de aforos puntuales.

Aunque la duración del agotamiento es desigual para cada una de las curvas analizadas, los valores del coeficiente de agotamiento (α) obtenidos son, en todos los casos, del orden de 10^{-3} $días^{-1}$, lo que significa que el agotamiento se produce de forma lenta y que, según los planteamientos de Mangin (1970, 1975), existe una importante zona saturada, poco karstificada, que descarga lentamente.

Al representar el porcentaje del volumen dinámico emitido por el manantial a lo largo de los estiajes estudiados (fig. 5.13), se constata que el vaciado del sistema se produce de forma relativamente lenta, puesto que, si se mantuvieran las condiciones del agotamiento, se necesitarían entre unos 70 y unos 200 días para drenar el 50 % del volumen dinámico. Este valor es indicativo de una cierta capacidad reguladora del sistema.

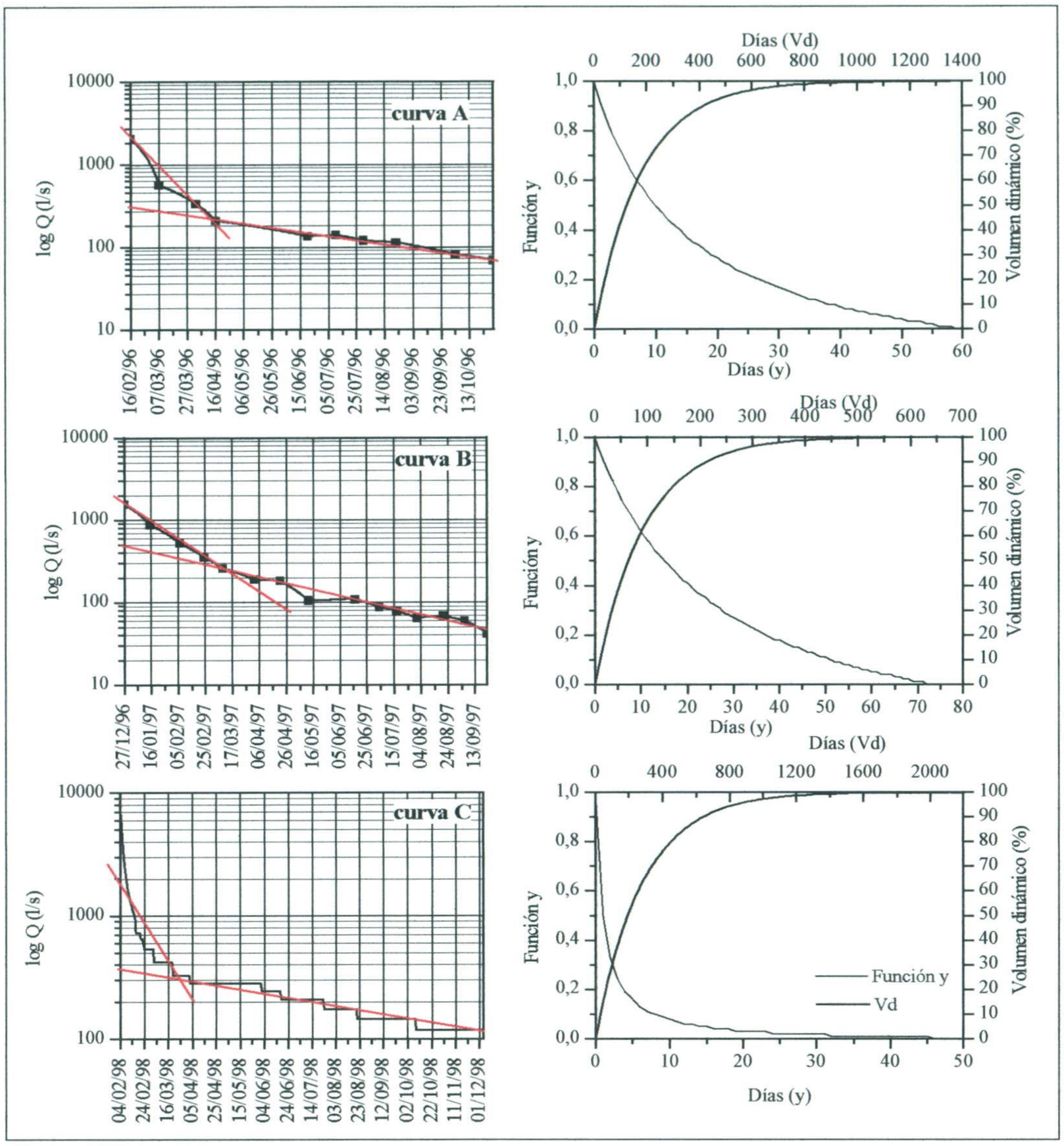


Fig. 5.13. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Río Genal. A la derecha, gráficos de la función *y* (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia.

El valor del parámetro *k* obtenido es variable; en las curvas A y B está comprendido entre 0.1 y 0.5, por lo que el sistema se clasificaría como de tipo kárstico, mientras que en la curva 3 está comprendido entre 0.5 y 1, por lo que, según el método de Mangin (1970, 1975), el sistema se clasificaría como de tipo poroso. Esta diferente interpretación viene condicionada por la precisión de los caudales aforados durante la decrecida y por la mayor duración del agotamiento en el caso de la curva C, que

provoca que el volumen dinámico sea más elevado que el volumen de tránsito y disminuya el valor del parámetro *k*.

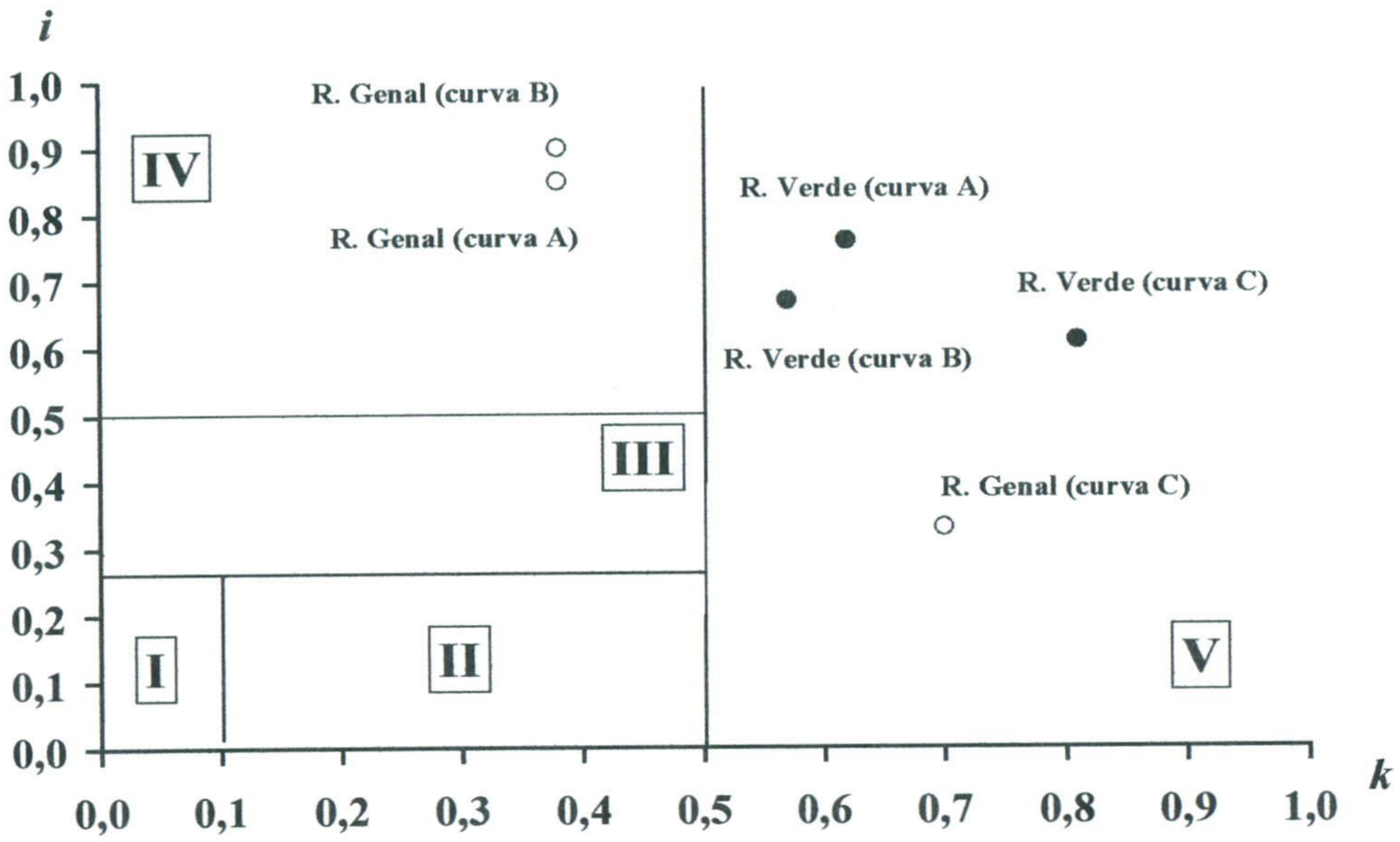


Fig. 5.14. Gráfico *i-k* propuesto por Mangin para clasificar los sistemas kársticos, en el cual se han representado los puntos correspondientes a las curvas de recesión analizadas en el sistema de la Sierra de las Nieves.

5.1.3.3.2. Análisis de las curvas de recesión en el manantial de Río Verde

En el manantial de Río Verde se han analizado tres curvas de recesión, obtenidas a partir de los datos del limnígrafo (fig. 5.15). Al igual que en el manantial de Río Genal, se han obviado las crecidas de primavera correspondientes a los años 1996 y 1997. Los principales resultados se recogen en la tabla 5.4.

Los valores medios del coeficiente de velocidad de infiltración (η=0.01484 días^{-1}) y del coeficiente de heterogeneidad (ε= 0.22032 días^{-1}) ponen de manifiesto que la decrecida se produce de forma relativamente rápida, aunque la duración de ésta es muy variable según la curva considerada. El gráfico de la función *y* muestra tres curvas con una concavidad marcada (fig. 5.15), que indican un decrecimiento rápido del caudal durante la decrecida.

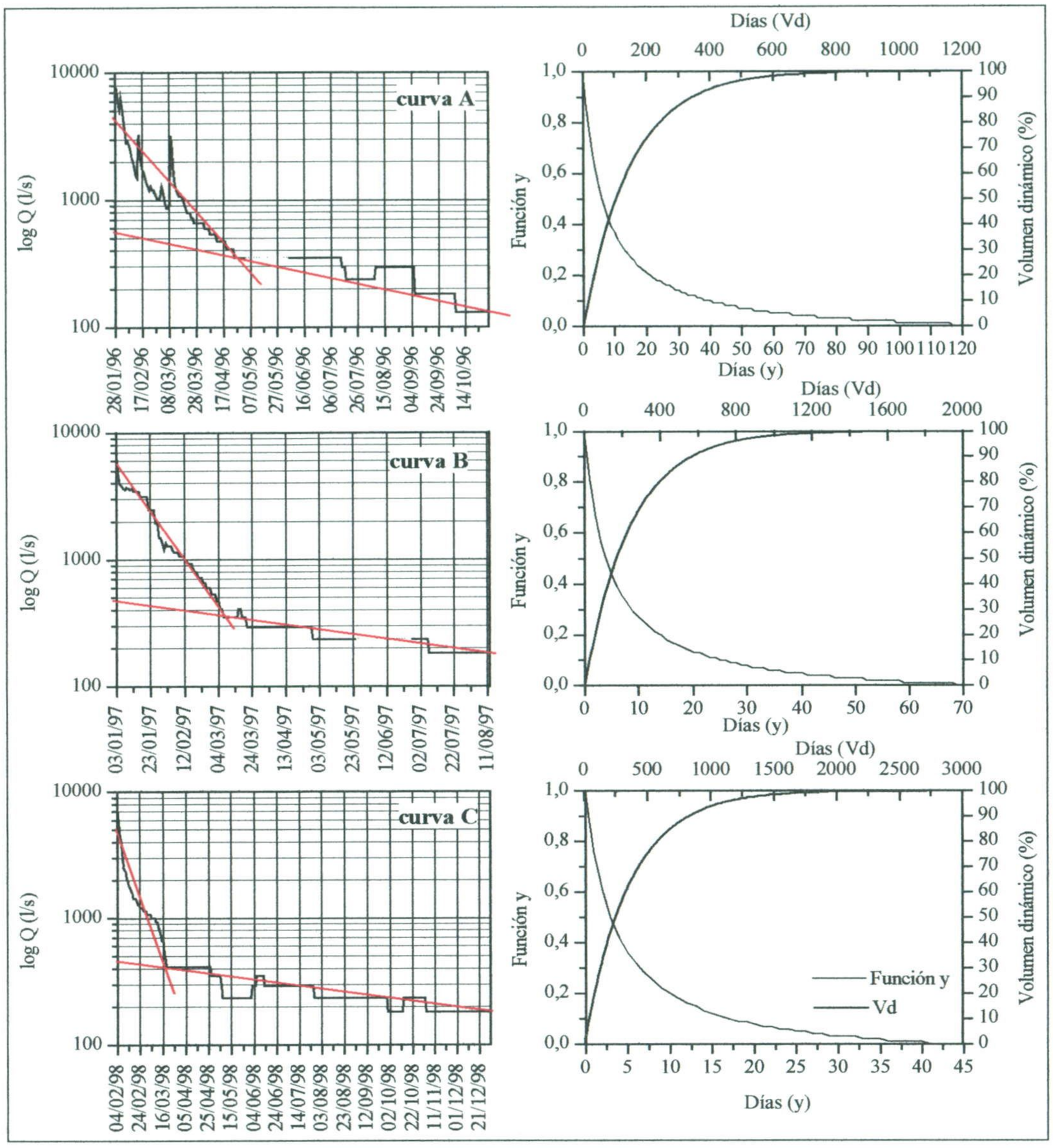


Fig. 5.15. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Río Verde. A la derecha, gráficos de la función *y* (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia.

Los valores de *i*, calculados a partir de los dos parámetros anteriores, corresponden, según los criterios de Mangin (1970, 1975) a un sistema complejo y de grandes dimensiones (fig. 5.14).

La duración del agotamiento es desigual para cada una de las curvas analizadas, pero siempre se obtiene un coeficiente α del orden de 10^{-3} días^{-1}, lo cual indica que el agotamiento se produce de forma lenta.

Al representar el porcentaje del volumen dinámico drenado por el manantial en función del tiempo (fig. 5.15) se observa que el vaciado del sistema se produce de forma lenta, puesto que, si se mantuvieran las condiciones del agotamiento, al cabo de 100 - 300 días sólo se habría drenado el 50 % del volumen dinámico. En cualquier caso, se observan diferencias notables en el ritmo de vaciado del sistema: en el agotamiento de la curva A, el vaciado del sistema fue mucho más rápido que en los años posteriores, ya que sólo se necesitaron 104 días para emitir el 50 % del volumen dinámico frente a los más de 240 días necesarios durante los estiajes de las curvas B y C. Este hecho puede ser atribuido a que la punta de caudal fue más acusada en la crecida correspondiente a la curva A.

El valor del parámetro *k* es también variable para cada curva, aunque en todos los casos indicaría, atendiendo a los criterios de Mangin (1970, 1975), que el sistema estudiado es de tipo poroso (fig. 5.14).

5.1.3.3.2. Análisis de las curvas de recesión en el manantial de Río Grande

En esta surgencia no se dispone de datos diarios de caudal y, debido a la imposibilidad de aforar el manantial en épocas de crecida, sólo ha sido posible realizar el análisis de dos agotamientos. Para ello, se han utilizado datos quincenales de caudal procedentes de los aforos realizados en el canal de derivación de la central eléctrica de San Pascual y que, por lo tanto, corresponden a caudales de origen exclusivamente subterráneo. La fecha correspondiente a la máxima crecida se ha establecido a partir de las lecturas del limnígrafo instalado en otro punto, en este caso en la central hidroeléctrica de San Augusto.

El primer agotamiento analizado, de 151 días de duración, corresponde al período 7-3-96 al 20-9-96, mientras que el segundo corresponde al período 26-12-96 al 4-9-97 y tuvo, por lo tanto, una duración de 192 días (fig. 5.16). Los coeficientes de agotamiento obtenidos (tabla 5.4), del orden de $7x10^{-3}$ días^{-1}, indican que el agotamiento se produce de forma lenta.

Al representar el porcentaje del volumen dinámico drenado en función del tiempo (fig. 5.16) se observa que el vaciado es lento ya que, si las condiciones del agotamiento se mantienen constantes, hubieran sido necesarios unos 100 días para que se drenara el 50 % de dicho volumen. Los valores del parámetro *k* obtenidos son de 0.36

y de 0.53, por lo que se trataría de un sistema kárstico, en el primer caso y poroso en el segundo, según la clasificación de Mangin (1970, 1975).

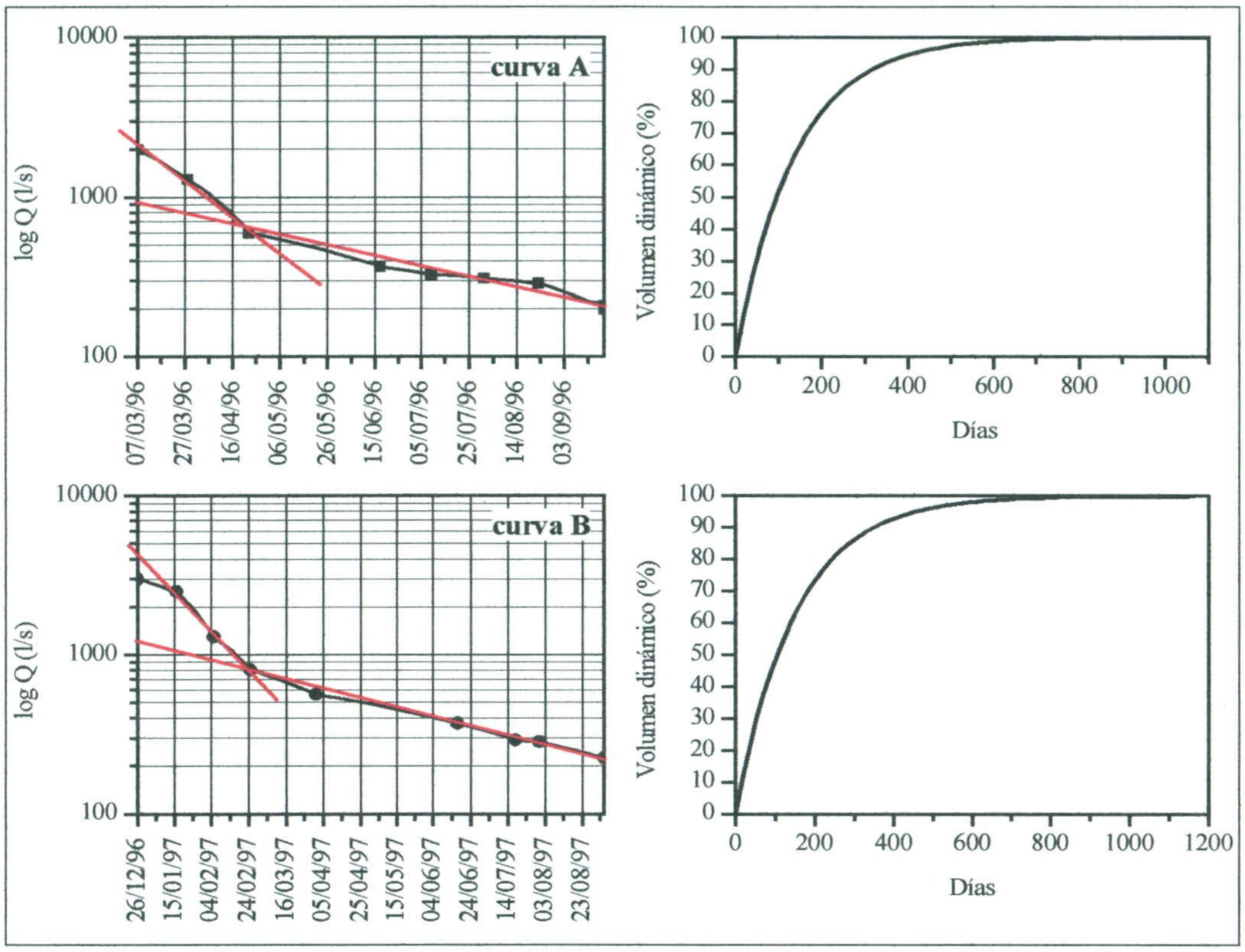


Fig. 5.16. Curvas de recesión estudiadas en el manantial del Río Grande (izquierda) y porcentaje del volumen dinámico drenado en función del tiempo (derecha).

5.1.3.4. Análisis correlatorio y espectral

5.1.3.4.1. Introducción

El análisis correlatorio y espectral está basado, entre otros, en los trabajos de Jenkins y Watts (1968), Hanan (1970), Brillinger (1975) y Box y Jenkins (1976). Algunas de las primeras aplicaciones en hidrología son los trabajos de Delleur (1971), Yevjevich (1972), Spolia y Chander (1973) y Lettenmaier (1980). Mangin (1981a, 1981b, 1984) utilizó esta metodología para identificar la estructura y el funcionamiento de los sistemas acuíferos kársticos y establecer una clasificación de los mismos. En este sentido, Mangin (1982) propone una clasificación de los acuíferos kársticos en cuatro tipos (Aliou, Baget, Fontestorbes y Torcal), en función de cuatro parámetros obtenidos en el análisis correlatorio y espectral: efecto memoria, anchura de la banda espectral,

tiempo de regulación e hidrograma unitario. A partir de los trabajos de Mangin (1981a y b y 1984) se ha elaborado esta introducción al análisis correlatorio y espectral.

El estudio convencional de series temporales de datos mediante el análisis de correlación y espectral incluye un tratamiento simple y otro cruzado. En el análisis simple, las crónicas de datos de cada variable se tratan por separado, se estudia la función de autocorrelación (correlograma), en el dominio temporal, y la función de densidad espectral (espectro), en el dominio frecuencial. El correlograma simple (r) muestra la dependencia entre los datos de la crónica para intervalos de tiempo cada vez mayores y, por lo tanto, expresa el "efecto memoria" o la inercia del sistema: el correlograma decrece tanto más rápidamente cuanto menos inercial es el proceso estudiado. El coeficiente de correlación se calcula hasta un valor límite, denominado valor de truncamiento, el cual debe ser inferior a un tercio del número total de datos que componen la serie cronológica estudiada. El análisis correlatorio y espectral permite obtener información para sucesos cuya periodicidad esté comprendida entre el doble del paso de tiempo utilizado y el tercio de la longitud de la crónica; a este período de tiempo se le denomina ventana de observación.

El espectro de densidad de varianza (S_f) es la transformada de Fourier del correlograma simple y permite descomponer la varianza total de una serie de datos en función de la frecuencia. Por este motivo, el espectro se utiliza para detectar las diversas componentes (secular, estacional y aleatoria) comprendidas en la crónica de datos.

En el análisis cruzado, las dos series se consideran de manera conjunta, para determinar de qué forma la señal de entrada (precipitación) es conservada, eliminada o modificada por el sistema, hasta producir una señal de salida (caudal de la surgencia). En este caso, se estudia la función de correlación cruzada, en el dominio del tiempo, y las funciones de amplitud cruzada, fase, coherencia y ganancia, en el dominio de las frecuencias. Para realizar este análisis, es necesario que la función de entrada tenga un marcado carácter aleatorio, requisito que cumple la precipitación en la mayoría de los casos. De esta manera, la crónica de salida muestra dos componentes: una componente aleatoria, relativa a la señal de entrada, y una componente estructural, relativa a las características del sistema que modulan la señal de entrada, la cual informa sobre el funcionamiento y comportamiento del sistema investigado.

El correlograma cruzado (r_{xy}) es la función de intercorrelación de dos crónicas finitas, de las que la primera (lluvia) se considera la causa de la segunda (caudal). En la medida que la función de entrada es asimilable a un proceso aleatorio, el correlograma cruzado representa la respuesta impulsional del sistema, ofreciendo una buena imagen del hidrograma unitario (respuesta del sistema a una señal de entrada unitaria). Un sistema bien drenado, poco inercial, producirá un correlograma cruzado estrecho y puntiagudo, mientras que un sistema inercial, mal drenado, dará un correlograma cruzado muy extendido. En la parte negativa del eje de abcisas, el correlograma debería ser nulo, puesto que la lluvia de un día determinado no puede influir en los caudales de días precedentes; la desviación con respecto a cero informa sobre la importancia de los errores de medida.

El espectro cruzado, que corresponde a la transformada de Fourier del correlograma cruzado, se expresa mediante un número complejo definido por dos funciones: la función de amplitud cruzada y la función de fase. La función de amplitud cruzada (S_{xy}) indica los dominios frecuenciales para los cuales la relación entrada-salida es máxima y, por comparación con el espectro simple de la señal de entrada, pone de manifiesto la capacidad de filtro del sistema. La función de fase (θ_{xy}) permite conocer el desfase existente entre la entrada y la salida para cada frecuencia. A partir de la expresión $T= \theta/2\pi f$ se puede cuantificar el desfase (T) en días, según la frecuencia (f) y el valor de la función de fase (θ).

A partir de los espectros simple y cruzado se definen la función de coherencia (C_{xy}) y la función de ganancia (G_{xy}). La primera da cuenta de la linearidad del sistema, indicando la correlación existente entre las variaciones de precipitación y de caudal. Cuando el valor de esta función no es igual o próximo a 1, el sistema es no lineal, lo que supone la existencia de otras entradas o salidas que influyen en el sistema. La función de ganancia refleja la capacidad de filtro del sistema, indicando si la señal de entrada es amplificada por el sistema (cuando $G_{xy}>1$) o atenuada (cuando $G_{xy}<1$).

5.1.3.4.2. Aplicación del análisis correlatorio y espectral a los datos del manantial de Río Verde

El período analizado comprende cuatro años hidrológicos completos: 1994/95 a 1997/98. Teniendo en cuenta la longitud de la serie de datos, se ha realizado un

análisis a corto plazo, utilizando un valor de truncamiento de 125 días, con un paso de tiempo diario y un análisis a largo plazo, utilizando un valor de truncamiento de 500 días, con un paso de tiempo de 4 días (figs. 5.17 y 5.18). La señal de entrada corresponde a las precipitaciones diarias registradas en la estación de Quejigales (fig. 5.1).

a) Análisis de la señal de entrada

El correlograma simple obtenido para la lluvia (fig. 5.17A) decrece muy rápidamente, lo cual indica que se trata de un proceso aleatorio. El efecto memoria es pequeño, del orden de 2-3 días. En el correlograma a largo plazo, se insinúa la periodicidad anual en la distribución de las precipitaciones (fig. 5.18A).

El espectro simple de la lluvia (fig. 5.17B) pone de manifiesto periodicidades pluviométricas menores a la anual (5, 8, 10, 12, 23 y 42 días), aunque ésta es mucho más marcada, como se observa en el espectro simple de larga duración (fig. 5.18B). En este último se observa el pico anual y una periodicidad semestral.

b) Análisis de la señal de salida

El correlograma de la crónica de caudales es relativamente poco tendido (fig. 5.17C), indicando que se trata de un sistema con poca inercia, en comparación con la de otros acuíferos carbonatados de la Cordillera Bética (Padilla, 1990; López Chicano, 1992; Andreo, 1997). El análisis a largo plazo muestra la existencia de un ciclo anual bien marcado (fig. 5.18C) y un efecto memoria idéntico al calculado en el análisis a corto plazo (41 días).

En el espectro simple de los caudales (fig. 5.17D) aparecen picos que coinciden con los observados en el espectro simple de la lluvia (períodos de 5, 8, 10, 12 y 23 días). Esto quiere decir que el sistema conserva la información contenida en los episodios lluviosos, es decir, el sistema no filtra gran parte de la señal de entrada.

El tiempo de regulación obtenido a partir del espectro simple del caudal (valor del espectro para f=0, dividido por 2) es relativamente alto, 40 días, y la anchura de la banda espectral o frecuencia de corte es de 0.20, lo que significa que la información lluvia es filtrada al cabo de 5 días.

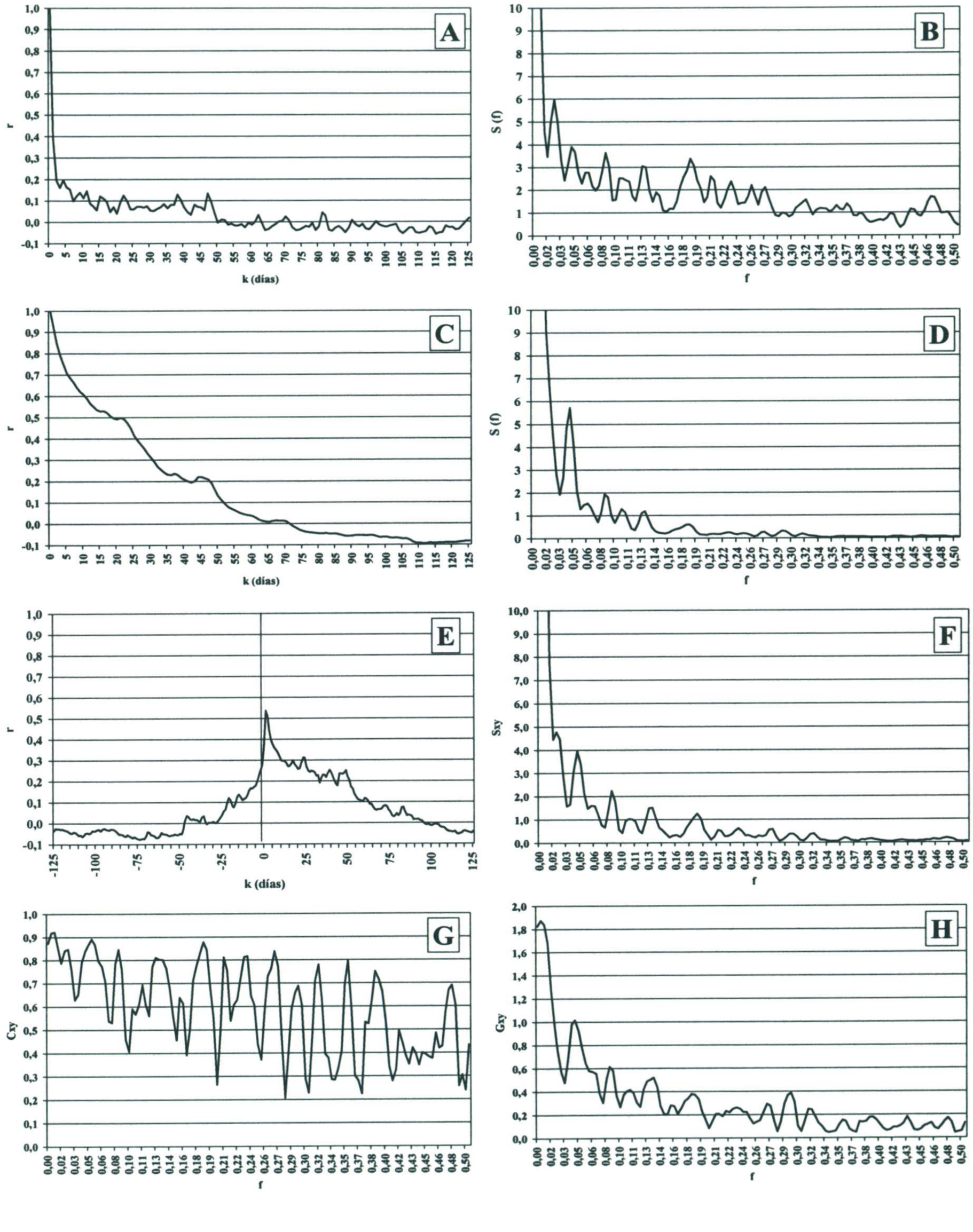


Fig. 5.17. Resultados del análisis correlatorio y espectral a corto plazo (m=125) realizado con los datos de caudal del manantial de Río Verde (años hidrológicos 94/95 al 97/98) y los de precipitación registrada en la estación pluviométrica de Quejigales.

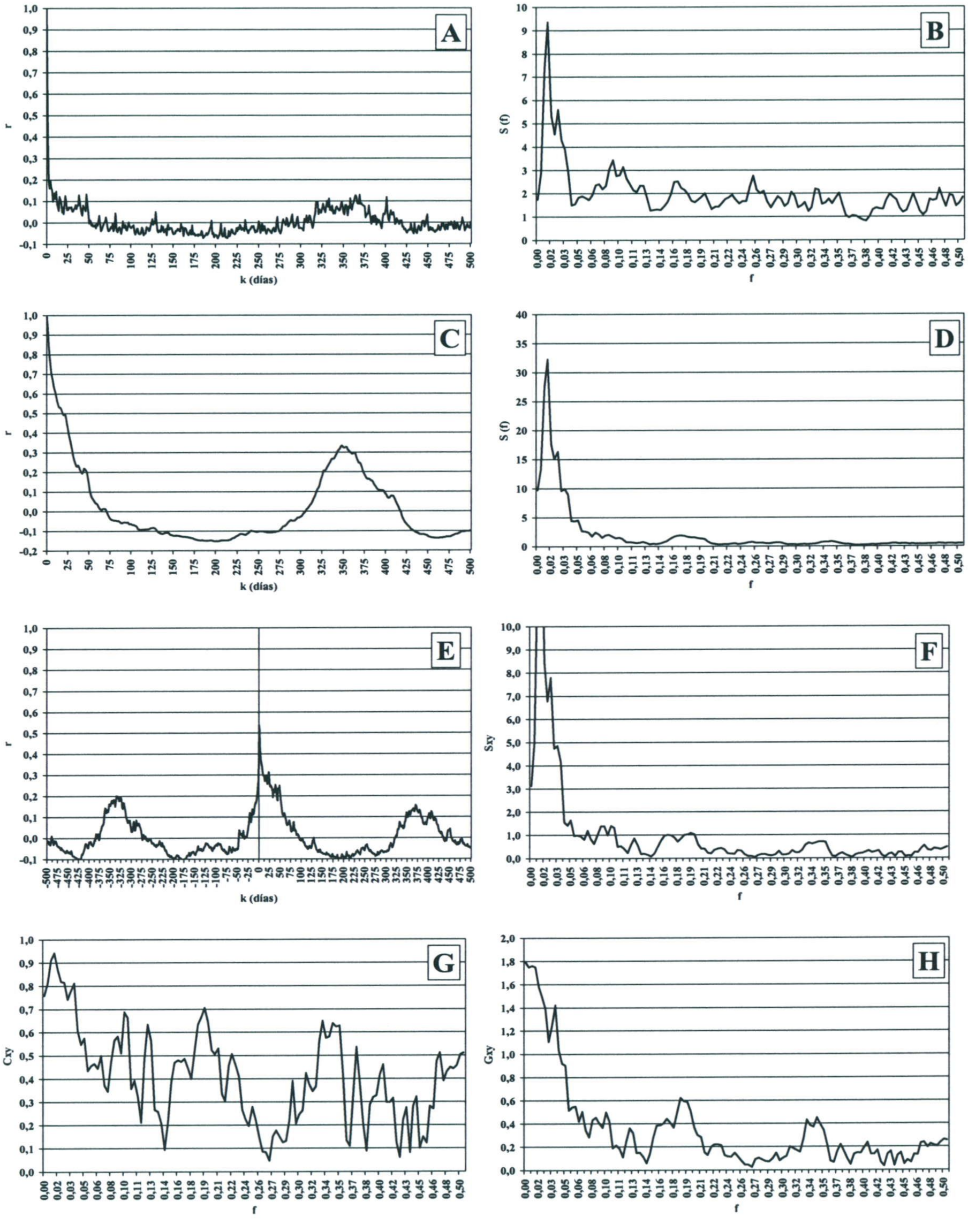


Fig. 5.18. Resultados del análisis correlatorio y espectral a largo plazo (m= 500) realizado con los datos de caudal del manantial de Río Verde (años hidrológicos 94/95 al 97/98) y los de precipitación registrada en la estación pluviométrica de Quejigales.

Con respecto al análisis de larga duración, el espectro muestra la presencia de una marcada periodicidad anual y otra semestral menos patente (fig. 5.18D), similares a los observados en el espectro simple de la lluvia.

c) Análisis cruzado (entrada-salida)

El correlograma cruzado obtenido para este manantial es relativamente picudo, debido a que se trata de un sistema con poca inercia (fig. 5.17E). El pico más agudo (máxima correlación para 1 y 2 días) podría corresponder a la escorrentía superficial medida en la estación de aforos. Con posterioridad a este pico, se observa un decrecimiento algo más lento del correlograma, que correspondería a la respuesta retardada del sistema, esto es, a la infiltración y circulación del agua de lluvia a través del acuífero. El correlograma de larga duración muestra, una vez más, el ciclo anual (fig. 5.18E).

La función de amplitud cruzada (fig. 5.17F) muestra los mismos picos del espectro simple de la lluvia (para períodos de 5, 8, 10, 12, 23 y 42 días), lo cual pone de manifiesto una capacidad de filtro del sistema relativamente baja y, por lo tanto, la existencia de una respuesta rápida asociada a una red kárstica con cierto desarrollo.

La función de fase permite conocer el desfase existente entre la entrada y la salida para distintas frecuencias. Para los sucesos periódicos observados en la función de amplitud cruzada correspondiente al análisis a corto plazo, los valores calculados para el desfase son: 11, 1, 16, 2 y 3 días. Para sucesos con periodicidad anual, el desfase calculado entre la entrada y la salida es de unos 5 días.

La coherencia es relativamente baja, con un valor medio de la función de 0.6 (fig. 5.17G). En el análisis a largo plazo (fig. 5.18G), la función de coherencia indica que el sistema es débilmente lineal para las precipitaciones con periodicidad anual, pero que no lo es tanto para precipitaciones con menor periodicidad. En lo que respecta a la función de ganancia (fig. 5.17H), se observa una importante amplificación de la señal de entrada para las bajas frecuencias (inferiores a 0.02 ó 50 días) y una atenuación de la señal de entrada, por parte del sistema, para frecuencias superiores a este valor, lo que pone de manifiesto una cierta capacidad reguladora del sistema.

En resumen, la aplicación del análisis correlatorio y espectral en el manantial de Río Verde, permite constatar que el sistema que drena posee un efecto memoria de 41 días, un tiempo de regulación de 40 días y una banda espectral ancha, con una frecuencia de corte de 0.20 (5 días). Por lo tanto, se trata de un sistema poco inercial, en comparación con otros sistemas acuíferos estudiados en la Cordillera Bética (Padilla, 1990; López Chicano, 1992; Andreo, 1997). La coincidencia entre los picos observados en los espectros simples de lluvia, caudal y de amplitud cruzada, junto con la anchura de la banda espectral, indican la existencia de unos conductos kársticos bien desarrollados, a través de los cuales se produce un tránsito rápido del agua de lluvia, de manera que se conserva la información contenida en la señal de entrada. La forma del correlograma cruzado, el tiempo de regulación ligeramente elevado, el efecto memoria y la atenuación de la señal de entrada para las altas frecuencias observada en el gráfico de la función de ganancia, indican una circulación más lenta del agua de lluvia porque la red kárstica está menos desarrollada en algunos puntos. Estos resultados estarían en consonancia con las observaciones realizadas sobre el hidrograma de la surgencia, en el sentido de que existe un cierto grado de desarrollo del drenaje, que favorece la infiltración rápida y la conservación de la señal de entrada, pero con ciertas limitaciones, que provocan los fenómenos de inversión de gradiente y una circulación más lenta del agua de lluvia a través del acuífero.

Si se comparan los correlogramas simples del caudal de distintos años hidrológicos con diferente pluviometría (fig. 5.19), se observa que el efecto memoria del sistema es mayor para un año hidrológico seco (año 1994/95) que para uno húmedo (año 1995/96); es decir, el sistema muestra un comportamiento más inercial (menos kárstico) en un año seco que en un año húmedo. En el año seco, que además estuvo precedido de un largo período de baja pluviometría, una gran parte de la recarga sirvió para restituir las reservas mientras que, al año siguiente, el acuífero estaba parcialmente recargado y el agua de recarga dio lugar a un rápido aumento de caudal en la surgencia.

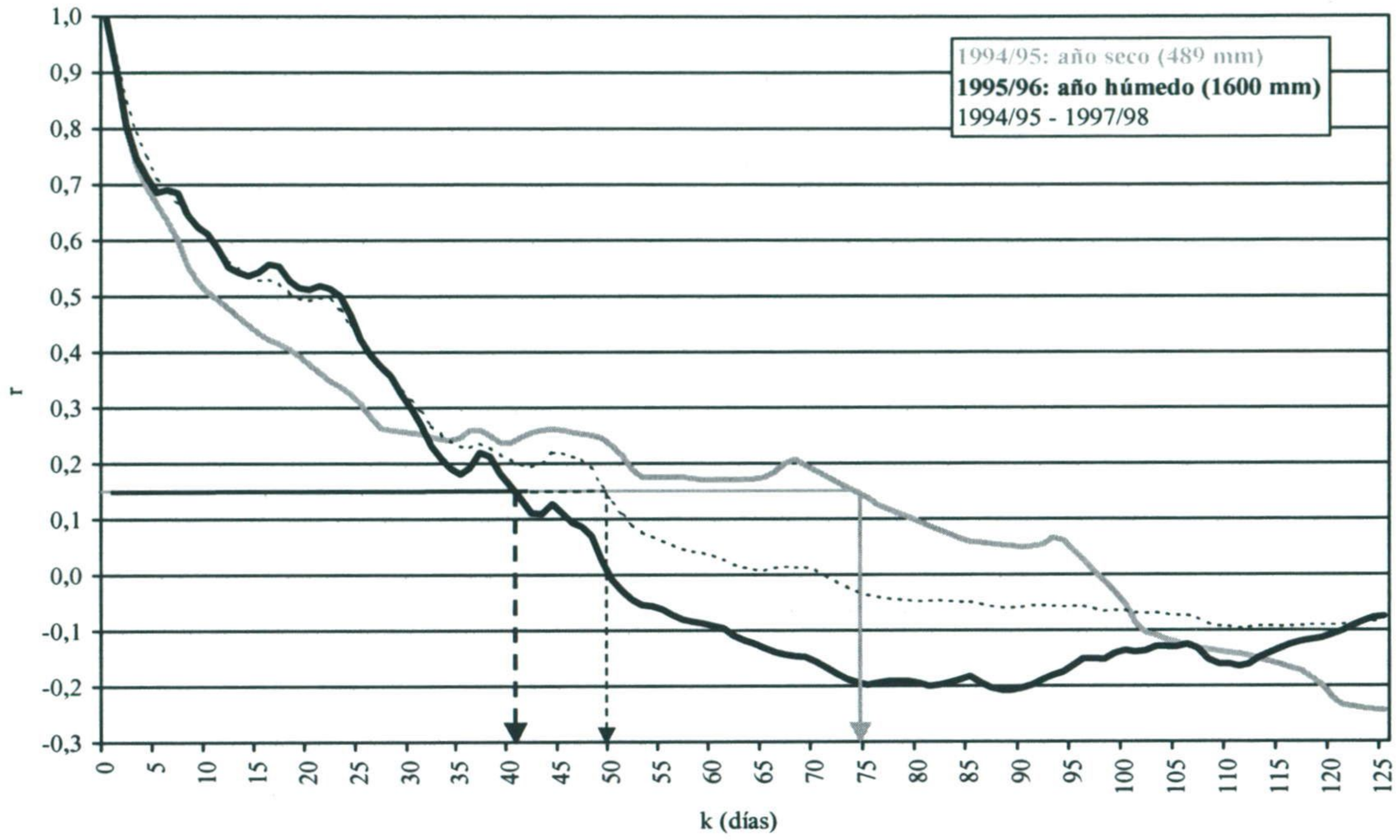


Fig. 5.19. Comparación de los correlogramas simples del caudal del manantial de Río Verde para ciclos hidrológicos con diferente pluviometría.

5.1.3.5. Análisis de caudales clasificados

5.1.3.5.1. Introducción

La curva de caudales clasificados de un manantial representa el porcentaje de días del período considerado en los que el caudal tiene un valor igual o inferior a uno dado. Representa la regularidad o irregularidad de los caudales de una surgencia o, lo que es lo mismo, la frecuencia con la que se presenta un determinado caudal. Se construye representando, para cada clase de caudal, la frecuencia relativa (frecuencia absoluta dividida por el número de días del período considerado) de forma acumulada. Según Mangin (1971), para aplicar esta metodología hay que elegir un ciclo hidrológico comprendido entre el final de un estiaje y el comienzo del estiaje siguiente.

Aunque los caudales de dos días sucesivos no son independientes y, por lo tanto, la serie no es aleatoria pura, la distribución de las frecuencias relativas de los caudales se puede asimilar a la parte positiva de una distribución normal (curva de Gauss), quedando definida por una ley de probabilidad derivada de la de Laplace (Mangin, 1971):

$$F(x)= Prob(X<x) = 2/\sqrt{2}\ \pi\ 1 \int_0^x e^{-u^2/2}\ du$$

La relación entre probabilidad y caudal es distinta según el sistema kárstico que se considere. Así, en acuíferos con decrecidas relativamente lentas la relación es aproximadamente lineal, del tipo:

$$X = a\,(Q-Q_o)$$

En acuíferos con decrecidas más rápidas, la relación lineal se establece entre la probabilidad y el logaritmo del caudal:

$$X = a \log Q/Q_o$$

En ambos casos, la pendiente de la recta "a" es mayor que cero.

La representación de las frecuencias acumuladas en el eje de ordenadas y de las clases de caudal en el eje de abcisas (en escala aritmética o logarítmica) dará como resultado un conjunto de puntos bien alineados. Los cambios de pendiente de la recta definida por dichos puntos reflejan, según Mangin (1971), variaciones en la velocidad de crecimiento o disminución de los caudales. Así, un aumento de la pendiente significa que hay una mayor frecuencia relativa para la clase correspondiente de caudal (el manantial drena unos determinados caudales durante más tiempo), es decir, los aumentos o disminuciones del caudal son más lentos. En épocas de crecida, representaría una pérdida de reserva producida por un almacenamiento momentáneo o por un fenómeno de "*trop-plein*", mientras que, en épocas de decrecida indicaría el drenaje de una reserva preexistente.

Una disminución de la pendiente indica una menor frecuencia relativa para la clase de caudal correspondiente, es decir, un crecimiento o disminución más rápido del caudal del manantial. En crecida, representaría el aporte de una reserva procedente de otro sistema o cuenca vertiente mientras que, en decrecida, indicaría la formación de una reserva que podría ser restituida en un ciclo posterior o la existencia de pérdidas de agua en una red de drenaje distinta de la que habitualmente drena el manantial.

5.1.3.5.2. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Río Genal

En esta surgencia se ha efectuado un análisis de caudales clasificados utilizando los datos de caudal resultantes de los aforos quincenales realizados con el micromolinete durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al

1997/98). Debido a las lagunas de datos existentes en los limnigramas, no ha sido posible utilizar los datos aportados por el limnígrafo.

La crónica de datos se ha dividido en clases de 20 l/s, calculándose la frecuencia relativa acumulada con la que se produce cada clase. El gráfico resultante (fig. 5.20A), con bajas frecuencias para los caudales elevados, es típico de sistemas de tipo kárstico y pone de manifiesto que, durante el 65 % del tiempo, el manantial drena caudales inferiores a 300 l/s. Al representar la frecuencia relativa acumulada, en escala probabilística, frente a los intervalos de caudal, en escala logarítmica (fig. 5.20B), se observa la existencia de tres tramos de diferente pendiente en la recta de puntos:

1. El primer tramo, con caudales inferiores a 240 l/s, corresponde al agotamiento del manantial.

2. El segundo tramo, con caudales comprendidos entre 240 y 1040 l/s, correspondería a la situación de decrecida. La disminución de pendiente, en esta situación hidrodinámica, es indicativa de la formación de una reserva que puede ser restituida al flujo en un ciclo posterior o de pérdidas de agua en otro circuito kárstico.

3. El tercer tramo, con caudales superiores a 1040 l/s, corresponde a la crecida del manantial. El incremento de pendiente representa, según Mangin (1971), una pérdida de reserva producida por un almacenamiento momentáneo o por un fenómeno de "*trop-plein*".

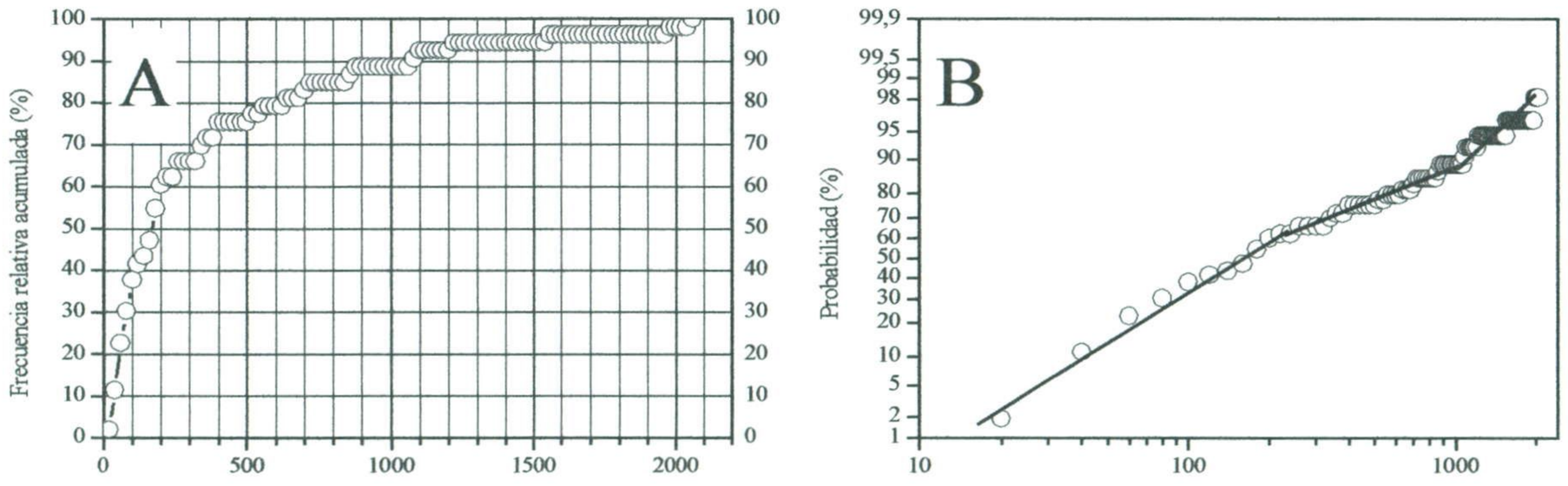


Fig. 5.20. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Río Genal, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (A) y en escala probabilística (B).

5.1.3.5.3. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Río Verde

En el manantial de Río Verde se ha realizado el análisis de caudales clasificados durante tres ciclos hidrológicos, correspondientes a los años 1995/96 a 1997/98 y un análisis conjunto de todos los datos de caudal del período 1995/96 a 1998/99. En la figura 5.21 se representa la frecuencia acumulada correspondiente a cada intervalo de caudal para los diferentes períodos hidrológicos considerados, con ambos ejes en escala aritmética. Las curvas resultantes, con bajas frecuencias para caudales elevados, son típicas de sistemas kársticos y reflejan que los caudales drenados por el manantial de Río Verde son inferiores a 500 l/s durante aproximadamente un 80 % de los días del período analizado.

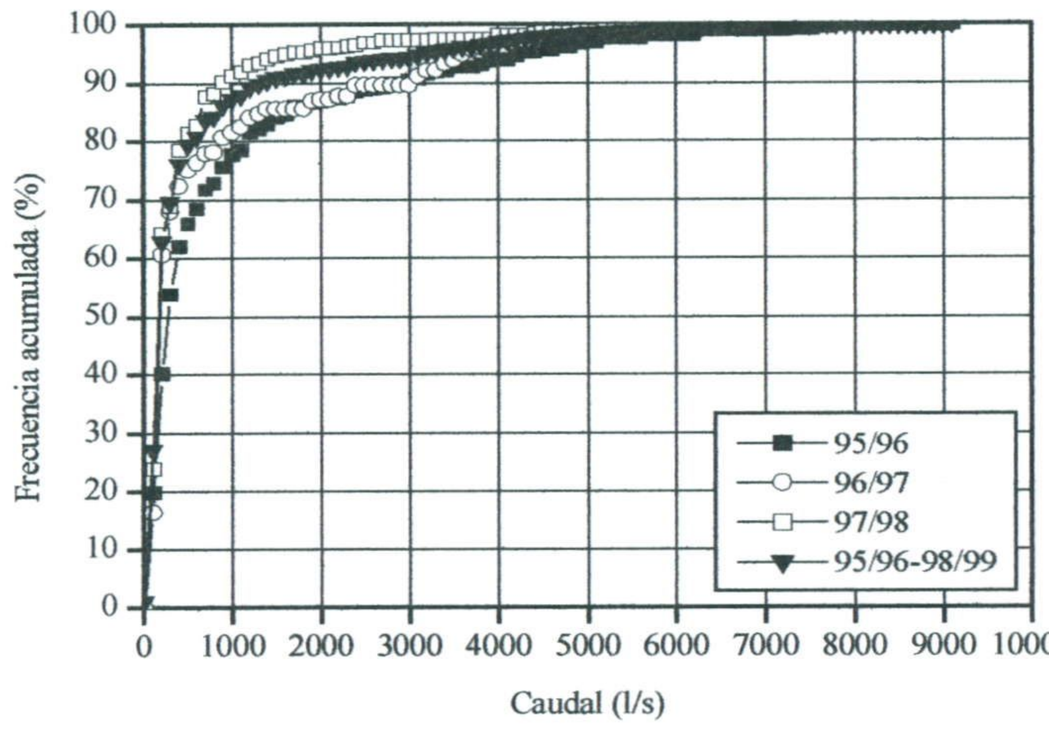


Fig. 5.21. Gráfico de caudales clasificados del manantial del Río Verde, con la frecuencia relativa acumulada y el caudal en escala aritmética.

La serie de datos se ha dividido en clases de 100 l/s y se ha calculado la frecuencia relativa acumulada con la que se produce cada clase. Después se ha representado dicha frecuencia acumulada, en escala probabilística, frente a los intervalos de caudal, en escala logarítmica (fig. 5.22). En el gráfico correspondiente al período más largo considerado (años 1995/96 al 1998/99) se pueden observar tres tramos con distinta pendiente (fig. 5.22D):

1. Tramo de caudales superiores a 3600 l/s, correspondiente a la punta de crecida del manantial. Presenta una mayor pendiente que el tramo anterior, indicando que las variaciones de caudal de la surgencia se producen de forma más lenta, al producirse un almacenamiento momentáneo de agua que será drenado posteriormente.

2. Tramo intermedio, con caudales comprendidos entre 500 y 3600 l/s, correspondiente a la situación de decrecida, de menor pendiente que el tramo anterior (las variaciones de caudal de la surgencia se producen de forma más rápida).

3. Tramo de caudales inferiores a 500 l/s, correspondiente a la situación de agotamiento del manantial. Aproximadamente el 80 % de los datos de la serie corresponden a esta situación hidrodinámica. En el resto de gráficos de la figura 5.22 se pueden observar estos mismos tramos, si bien los valores de caudal que los delimitan varían ligeramente de un ciclo a otro. Estas variaciones serían una consecuencia de la importancia o magnitud de la recarga y no de las características propias del acuífero.

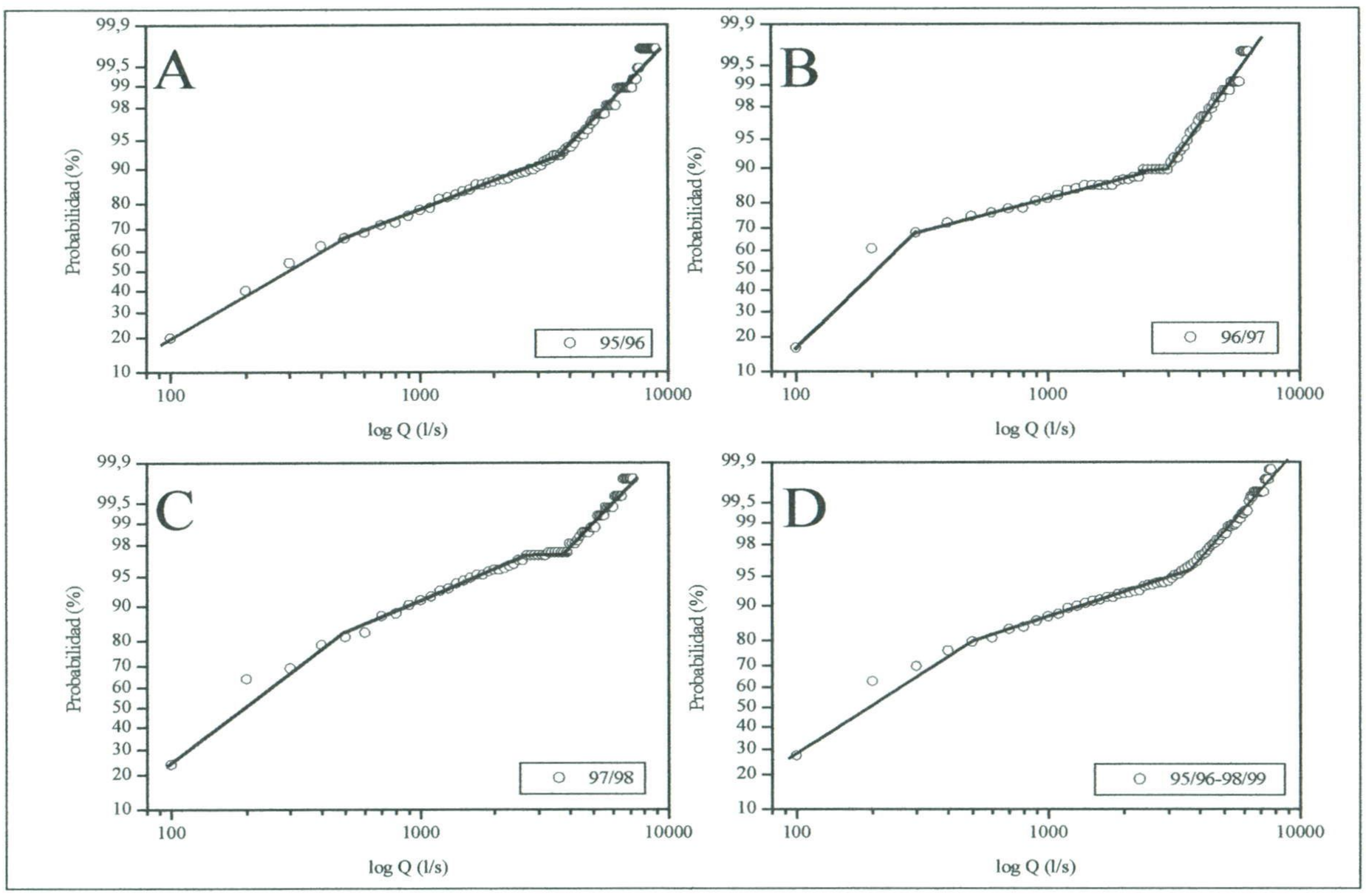


Fig. 5.22. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Río Verde.

5.1.3.6. Conclusiones sobre la hidrodinámica del sistema a partir del estudio de los principales manantiales

El análisis de la forma de los hidrogramas de los tres manantiales principales, Río Genal, Río Verde y Río Grande, permite definir el sistema como de tipo kárstico,

puesto que se observan rápidos y espectaculares aumentos del caudal en respuesta a los diferentes episodios lluviosos registrados durante el período de estudio, con un desfase entrada-salida de un día o incluso inferior. En el hidrograma del manantial de Río Verde, aparecen abombamientos durante la decrecida, lo cual indica que, aunque existe cierto grado de desarrollo del drenaje (que favorece la infiltración rápida) éste tiene limitaciones, que favorecen el "colapso" del flujo en los conductos kársticos que alimentan al manantial y los fenómenos de inversión de gradiente.

El estudio de las curvas de recesión de los hidrogramas mediante la metodología propuesta por Mangin (1971, 1975) refleja nuevamente el comportamiento kárstico del sistema aunque, en el caso de los manantiales de Río Verde y Río Genal, aparecen valores del parámetro *k* propios de sistemas poco kársticos. Sin embargo, este hecho puede atribuirse a las propias características climáticas de la región, en particular a la distribución estacional de las precipitaciones, que provoca que los manantiales estén durante más tiempo en régimen de agotamiento. Así, los coeficientes de agotamiento que se obtienen son bajos y los valores del volumen dinámico son elevados, dando como resultado altos valores del parámetro *k*. Esta observación ha sido realizada anteriormente por Cruz Sanjulián *et al* (1990) y por Andreo (1997).

En los tres manantiales se obtienen valores del coeficiente de agotamiento del orden de 10^{-3} días^{-1}, indicativos de la existencia de una importante zona saturada que descarga lentamente.

La aplicación del análisis correlatorio y espectral a los datos del manantial de Río Verde corrobora las observaciones realizadas sobre la forma del hidrograma de la surgencia, en el sentido de que existe un cierto grado de desarrollo del drenaje, que favorece la infiltración rápida y la conservación de la señal de entrada, pero con ciertas limitaciones, que provocan los fenómenos de inversión de gradiente y una circulación más lenta del agua de lluvia a través del acuífero.

En lo que respecta al análisis de caudales clasificados, la forma de las curvas frecuencia relativa acumulada *versus* clases de caudal (ambos en escala aritmética), es típica de sistemas kársticos, con bajas frecuencias para los caudales elevados, ya que las variaciones de caudal, tanto en crecida como en decrecida, se producen de forma muy rápida.

5.1.3.7. Los sondeos del sistema

5.1.3.7.1. Columnas litológicas

En el sistema de la Sierra de las Nieves hay inventariados 16 sondeos (fig. 5.1), con profundidades que varían entre los 54 y los 400 m. La mayoría de las perforaciones se realizaron durante la época de sequía que precedió al período de investigación, con la intención de solucionar los problemas de abastecimiento que se estaban produciendo en las poblaciones de la Costa del Sol y en otros núcleos del interior de la provincia de Málaga. El hecho de que algunos de estos sondeos se ubicaran en parajes de interés medioambiental, dentro de la Sierra de las Nieves, provocó una fuerte polémica entre la Administración, los grupos ecologistas y los lugareños, que tuvo gran repercusión en los medios de comunicación y que terminó a finales de 1995, con la llegada de importantes lluvias y con los malos resultados obtenidos en los sondeos de investigación de cara a la explotación del agua subterránea. Estos malos resultados se atribuyeron a la escasa investigación hidrogeológica llevada a cabo antes de las perforaciones, a las limitaciones existentes a la hora de ubicar los sondeos (debido a la protección ambiental de la zona y a las presiones político-sociales) y a la complejidad hidrogeológica del sistema acuífero (CHS, 1996).

Se dispone de información sobre las columnas litológicas de 12 de los sondeos perforados en el sistema (fig. 4.4):

- En Parauta, los sondeos S-3 y S-4 atraviesan esencialmente calizas negras y grises de la Formación Kössen, mientras que el S-5 atraviesa Dolomía principal, Flysch del Complejo del Campo de Gibraltar y materiales del Penibético. No se tiene información del grado de karstificación de los materiales atravesados.

- Los sondeos de Río Verde (S-8, S-9, S-10 y PI-1) atraviesan esencialmente mármoles dolomíticos de la Unidad de las Nieves. El piezómetro PI-1 también corta tramos arenosos, procedentes de la disgregación de los mármoles dolomíticos y de las dolomías sin metamorfizar. Se cortaron niveles acuíferos en el sondeo S-10 (con aportaciones estimadas de 2 l/s y 8 l/s) y en el S-9 (6 l/s y 50 l/s). En este último sondeo y en el S-8 se encontraron dos cavidades de 5 y 1.6 m de altura, respectivamente, en ambos casos por debajo del nivel piezométrico (CHS, 1993).

- En el paraje de Cuevas del Moro, los sondeos (S-11, S-12 y S-13) están ubicados en una zona donde el contacto entre los mármoles y las peridotitas está muy

verticalizado. La columna litológica de los sondeos S-11 y S-13 está constituida por mármoles dolomíticos y calizas grises y negras de la unidad tectónica de las Nieves y por peridotitas de la unidad de los Reales, mientras que la del sondeo S-12 atraviesa, esencialmente, peridotitas. El sondeo S-13 es surgente desde los 66 m de profundidad, cuando cortó un tramo de mármoles entre las peridotitas, proporcionando un caudal medio de 0,2 l/seg. El rendimiento de estos sondeos es muy escaso, debido a la baja permeabilidad de los materiales acuíferos en este sector; las dolomías se encuentran muy recristalizadas a causa del metamorfismo de contacto producido por las peridotitas (Martín Algarra, 1987). Además, la propia ubicación de las perforaciones, muy próxima al contacto verticalizado entre mármoles y peridotitas, provoca que los sondeos no atraviesen mármoles en toda su columna.

- En el Arroyo de la Parra, la columna litológica de los dos sondeos perforados (S-14 y S-15) está constituida en su totalidad por mármoles dolomíticos poco o nada karstificados, con tramos afectados por diferente grado de fracturación, que condicionan la permeabilidad de estos materiales. Los valores de permeabilidad obtenidos en un ensayo de tipo Lefranc efectuado por la empresa perforadora en toda la columna del sondeo S-14 son del orden de 10^{-3} m/día, lo cual indica una baja permeabilidad de las rocas carbonáticas en este sector. En épocas de recarga, este sondeo es surgente.

5.1.3.7.2. Evolución temporal de la piezometría

En el sistema de la Sierra de las Nieves se ha medido el nivel piezométrico, con periodicidad quincenal siempre que ha sido posible, en 9 de los 16 sondeos inventariados (fig. 5.1): S-3, S-8, S-9, S-10, PI-1, S-11, S-12, S-14 y S-15. Las cotas piezométricas de los sondeos controlados están comprendidas entre 685 y 577 m s.n.m., disminuyendo progresivamente desde el W hacia el E. En todos ellos, la evolución piezométrica es en régimen natural, al no existir explotación por bombeos.

Durante el período de investigación, se observan tres ascensos importantes del nivel piezométrico, uno por cada año hidrológico, coincidentes con el principal período de recarga pluviométrica (invierno), además de otros ascensos de menor entidad que se producen en respuesta a las lluvias de primavera. Se observa, por lo tanto, una estrecha relación entre la magnitud de los períodos lluviosos y la de los ascensos de nivel registrados en los sondeos (fig. 5.23).

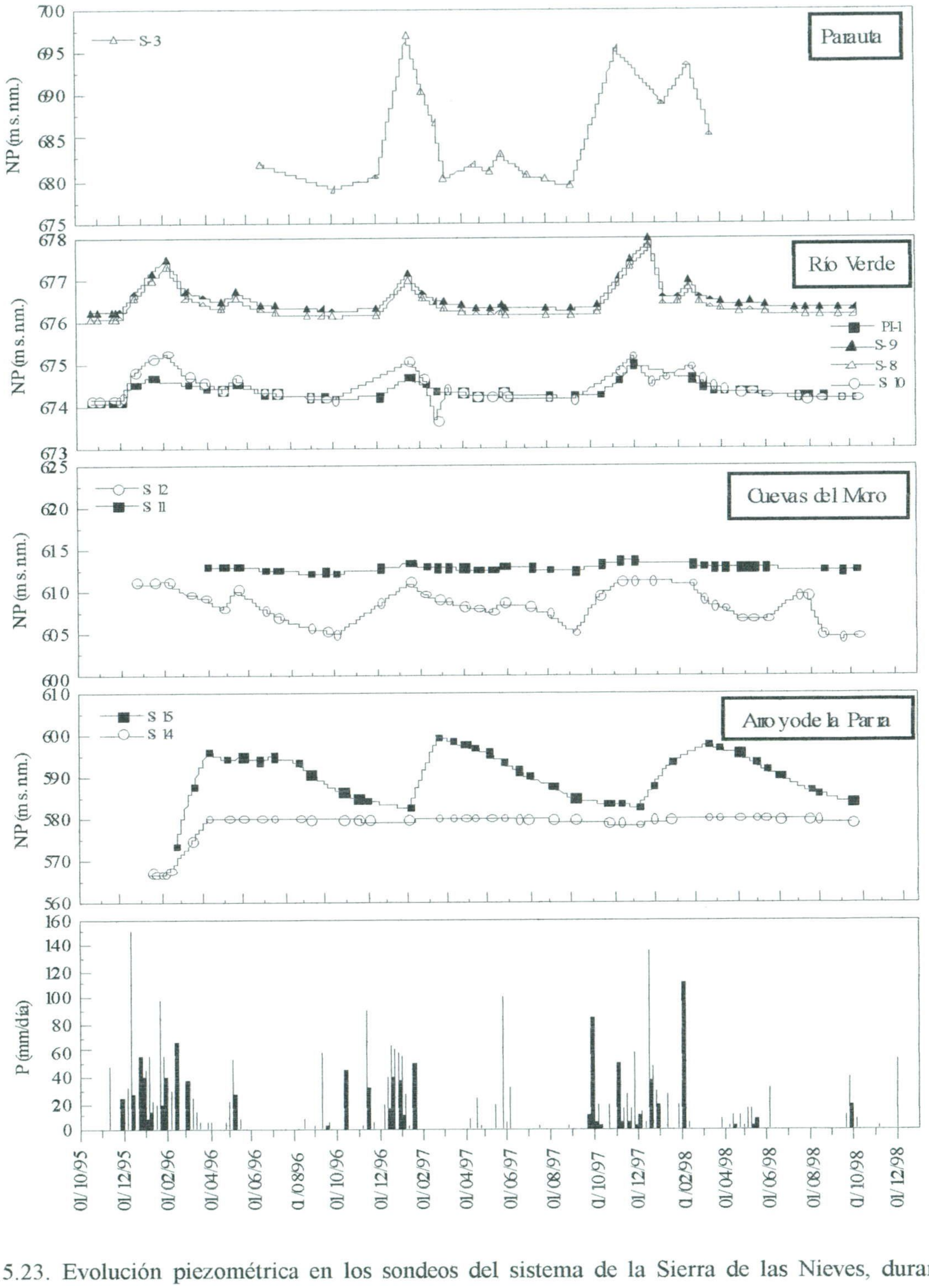


Fig. 5.23. Evolución piezométrica en los sondeos del sistema de la Sierra de las Nieves, durante el período de investigación.

Las mayores variaciones piezométricas, entre 15 y 22 m, se registran en los sondeos S-3 (Parauta) y S-15 (Arroyo de la Parra), mientras que las menores variaciones piezométricas, inferiores a 1.5 m, corresponden a los sondeos ubicados en el

entorno del manantial de Río Verde (S-8, S-9, S-10 y PI-1) y al sondeo S-11, próximo a la surgencia de Cuevas del Moro.

En el sondeo S-3 (Parauta) y en los del entorno del manantial del Río Verde (S-8, S-9, S-10 y PI-1), las variaciones de nivel se producen de forma rápida y puntual, coincidiendo con la duración del período lluvioso. Por el contrario, en el resto de sondeos las variaciones piezométricas tienen lugar de manera amortiguada (fig. 5.23), especialmente en los sondeos S-14 y S-15, que tardan más tiempo en responder a las lluvias y, una vez cesan éstas, el nivel piezométrico tarda más tiempo en descender hasta la cota previa a la recarga. En sondeos muy próximos entre sí, como S-14 y S-15 (o S-11 y S-12) se observan variaciones piezométricas muy diferentes, debido a su situación con respecto a los drenes kársticos del acuífero. En los sondeos próximos al manantial de Cuevas del Moro (S-11 y S-12), el descenso de los niveles posterior a la recarga se produce también de forma lenta y progresiva. En el sondeo S-12, el ascenso de nivel piezométrico queda truncado a una cota de 611 m s.n.m., por la entrada en funcionamiento del *trop-plein* existente a cota más alta que el manantial de Cuevas del Moro. Estas diferencias en la forma de las crecidas y decrecidas piezométricas reflejan el diferente grado de karstificación funcional existente en los materiales acuíferos del sistema, más elevado en el sector occidental que en el oriental.

5.1.3.7.3. Ensayos de bombeo

En el sondeo S-8, perforado en el entorno de la surgencia del Río Verde durante la sequía reinante en 1993, la CHS realizó dos pruebas de bombeo. La primera prueba, realizada el 31 de Agosto, consistió en un bombeo escalonado con caudales crecientes de 70, 100, 130, 160 y 200 l/s, durante 12 horas. Los descensos registrados en el pozo de bombeo y en los de observación (S-9 y S-10) fueron pequeños, menores de 0.4 m, a pesar de la importancia de los caudales extraídos, puesto que parte del agua bombeada se volvía a infiltrar en el acuífero. La recuperación de los niveles tras los escalones de bombeo fue inmediata (fig. 5.24).

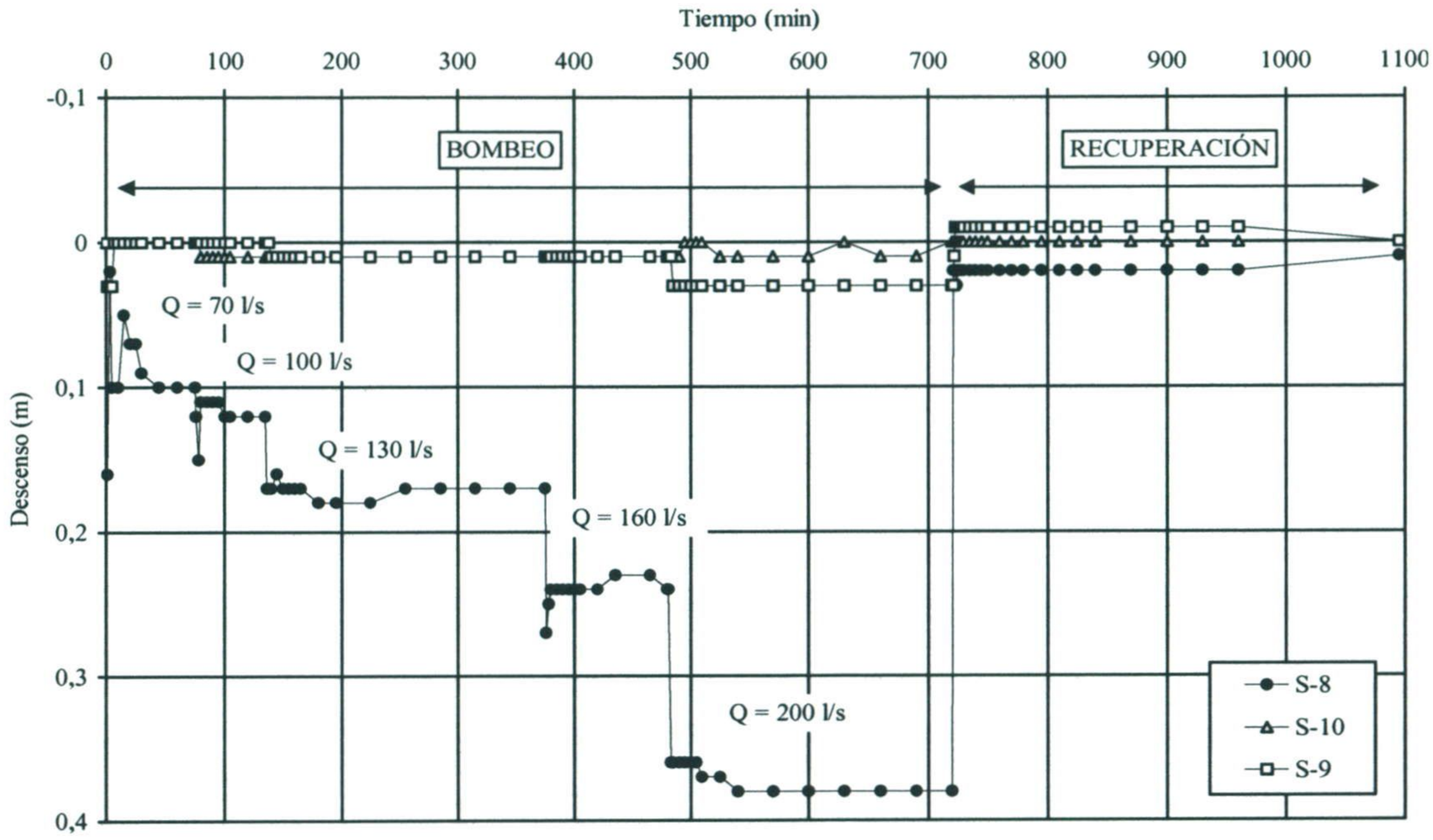


Fig. 5.24. Evolución piezométrica en los sondeos de Río Verde durante el ensayo de bombeo de corta duración, realizado en el sondeo S-8.

La segunda prueba, realizada del 2 al 8 de Septiembre, consistió en un bombeo de larga duración en el sondeo S-8, con un caudal inicial de bombeo de 100 l/s, controlándose los niveles en el propio punto de bombeo y en los sondeos S-9 y S-10, distantes de él 22.25 y 3.85 m, respectivamente. Durante 44 horas se mantuvo el caudal de bombeo en 100 l/s, lo que provocó un descenso de 17 m y que se secara la surgencia de Río Verde en el minuto 66. Los descensos observados en el pozo de bombeo y en el sondeo de observación S-9 son muy parecidos (fig. 5.25), lo que refleja la gran conexión hidráulica existente entre ellos. Hasta el minuto 1620 de este escalón de bombeo, la relación descenso-tiempo es lineal, indicando un efecto de vaciado de un depósito. En el minuto 2640 se enturbia notablemente el agua bombeada, reduciéndose el caudal de extracción a 90 l/s. Desde entonces y hasta el minuto 3865, el descenso en el pozo de bombeo es mayor que en los de observación (con diferencias de nivel de más de 8 m), reduciéndose nuevamente el caudal a 82 l/s. A partir de entonces, el nivel se estabiliza rápidamente. En el minuto 6795, en el que se obtiene agua clara, los niveles se encuentran prácticamente estabilizados: los descensos del nivel son muy pequeños, con un caudal similar al aportado por el manantial, lo cual indica que el pozo de bombeo no puede aportar más agua que la drenada por la surgencia de manera natural.

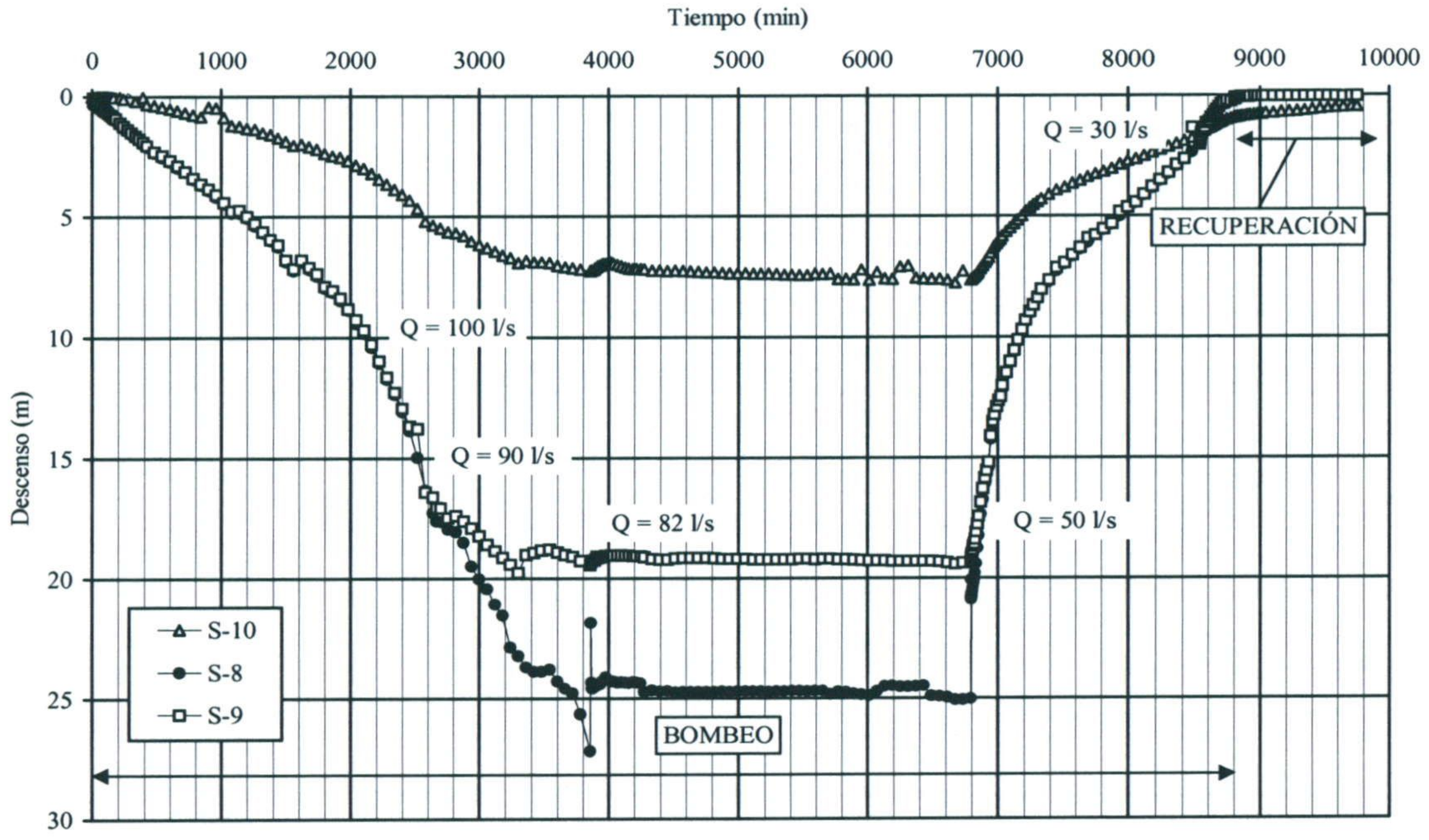


Fig. 5.25. Evolución piezométrica en los sondeos de Río Verde durante el ensayo de bombeo de larga duración realizado en el sondeo S-8.

Posteriormente, el caudal de bombeo se redujo a 50 l/s y los niveles se recuperaron. Después se volvió a reducir el caudal de bombeo a 30 l/s, recuperándose casi por completo el nivel inicial y volviendo a manar el manantial.

A partir de los datos del primer escalón de bombeo procedentes de este ensayo de larga duración (CHS, 1993) se ha realizado una estimación del valor de la transmisividad en este sector de acuífero, utilizando el método de Jacob. Teniendo en cuenta las limitaciones de este método en acuíferos kársticos, en los que no se cumple el requisito de la homogeneidad de sus características hidráulicas, el valor de transmisividad obtenido en el pozo de bombeo es de 26 m^2/día (fig. 5.26), muy baja si se considera que el pozo se encuentra en las proximidades de una surgencia kárstica, donde supuestamente la transmisividad es mayor que en el resto del acuífero.

La forma de la curva de descenso en función del tiempo de bombeo, tanto en el sondeo de bombeo como en los de observación (fig. 5.26), corresponde a uno de los cuatro tipos de evolución encontrados por Gouin (1988) en acuíferos carbonatados del sur de Francia. Según este autor, estas curvas que muestran una concavidad para los descensos elevados, sugieren el alcance, por la influencia del bombeo, de los límites impermeables del sistema. Al representar las curvas en un papel bilogarítmico, los

puntos no definen ninguna recta, respuesta que corresponde, según Gouin (1988), al vaciado de un sistema limitado por barreras estancas en las inmediaciones del punto de bombeo.

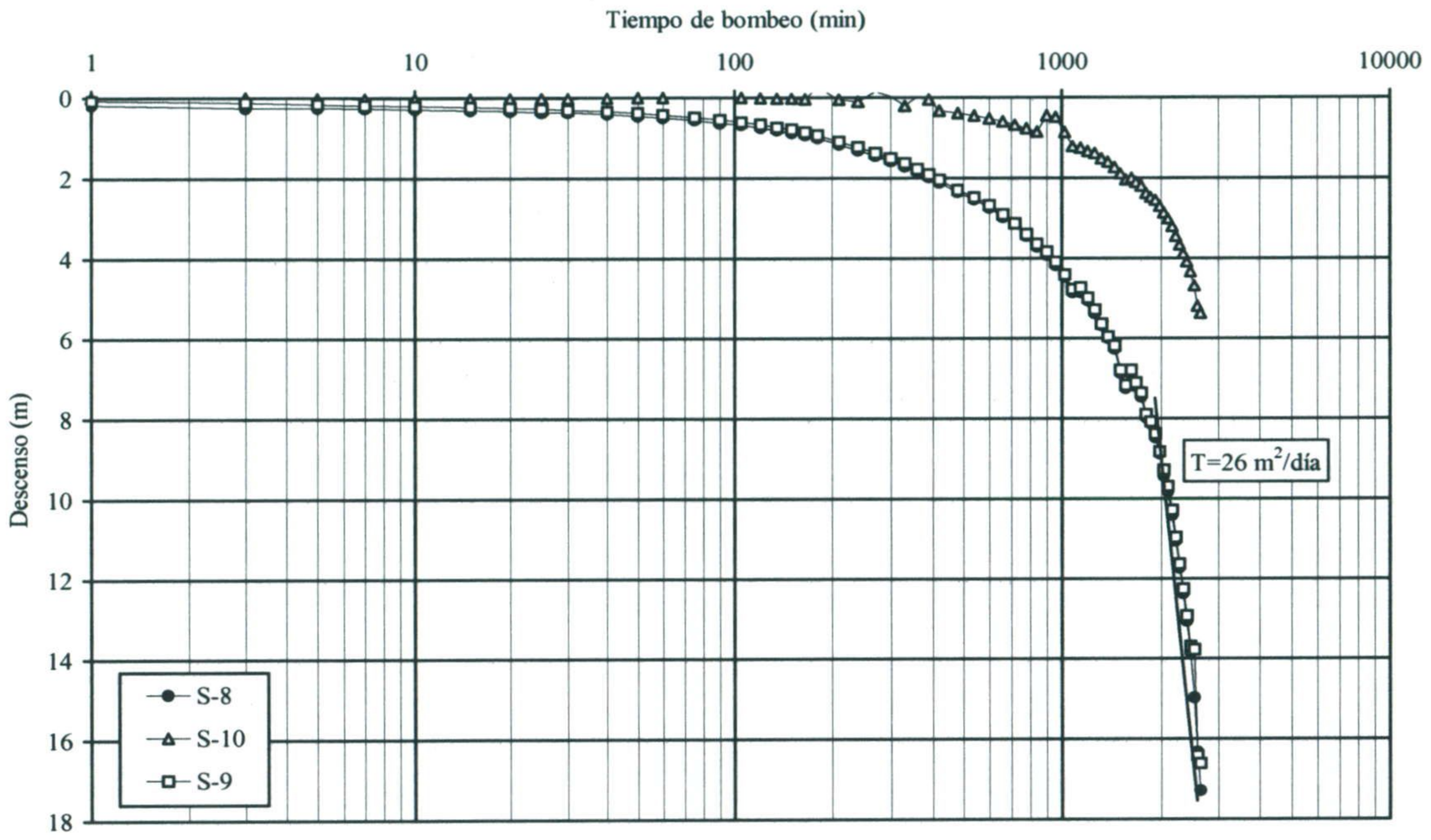


Fig. 5.26. Curvas descenso-tiempo de bombeo correspondientes al primer escalón del bombeo de larga duración efectuado en los sondeos próximos al Río Verde.

En definitiva, los ensayos de bombeo ponen de manifiesto que en la zona saturada del sistema acuífero, en el sector de Río Verde, no existe una karstificación desarrollada más allá de los conductos que alimentan al manantial.

5.1.4. Hidrotermia

En el sistema de la Sierra de las Nieves, la temperatura media del agua varía entre 22.5 ºC, en el manantial de Cisnera y 12.9 ºC en el manantial de Río Verde (tabla 5.5). Los valores medios de temperatura de las aguas drenadas por las surgencias situadas en el Río Horcajos son claramente superiores a los del resto de manantiales (fig. 5.27) debido a la existencia de una anomalía térmica, especialmente marcada por la temperatura del manantial de Cisnera.

Manantial (Referencia)	Algoma (M-4)	Genal (M-11)	Granados 2 (M-8)	R. Verde (M-17)	C. Moro (M-18)	Piloncillo (M-23)	C. Fuente (M-25)	Cisnera (M-28)	R. Grande (M-24)
Cota de surgencia	640	700	750	675	590	430	425	375	450
n	32	56	10	58	51	36	30	36	56
Tª max	15,7	14,4	15,2	13,5	17,0	18,9	20,6	22,7	15,5
Tª min	15,2	13,3	14,1	12,5	14,2	18,0	17,6	22,1	12,5
Tª med	15,5	13,4	14,4	12,9	15,1	18,6	19,9	22,5	13,8
v (%)	0,7	1,8	2,0	1,9	3,3	0,8	2,8	0,7	3,9

Tabla 5.5. Temperatura máxima, mínima y media (en ºC) y coeficiente de variación del agua drenada por los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

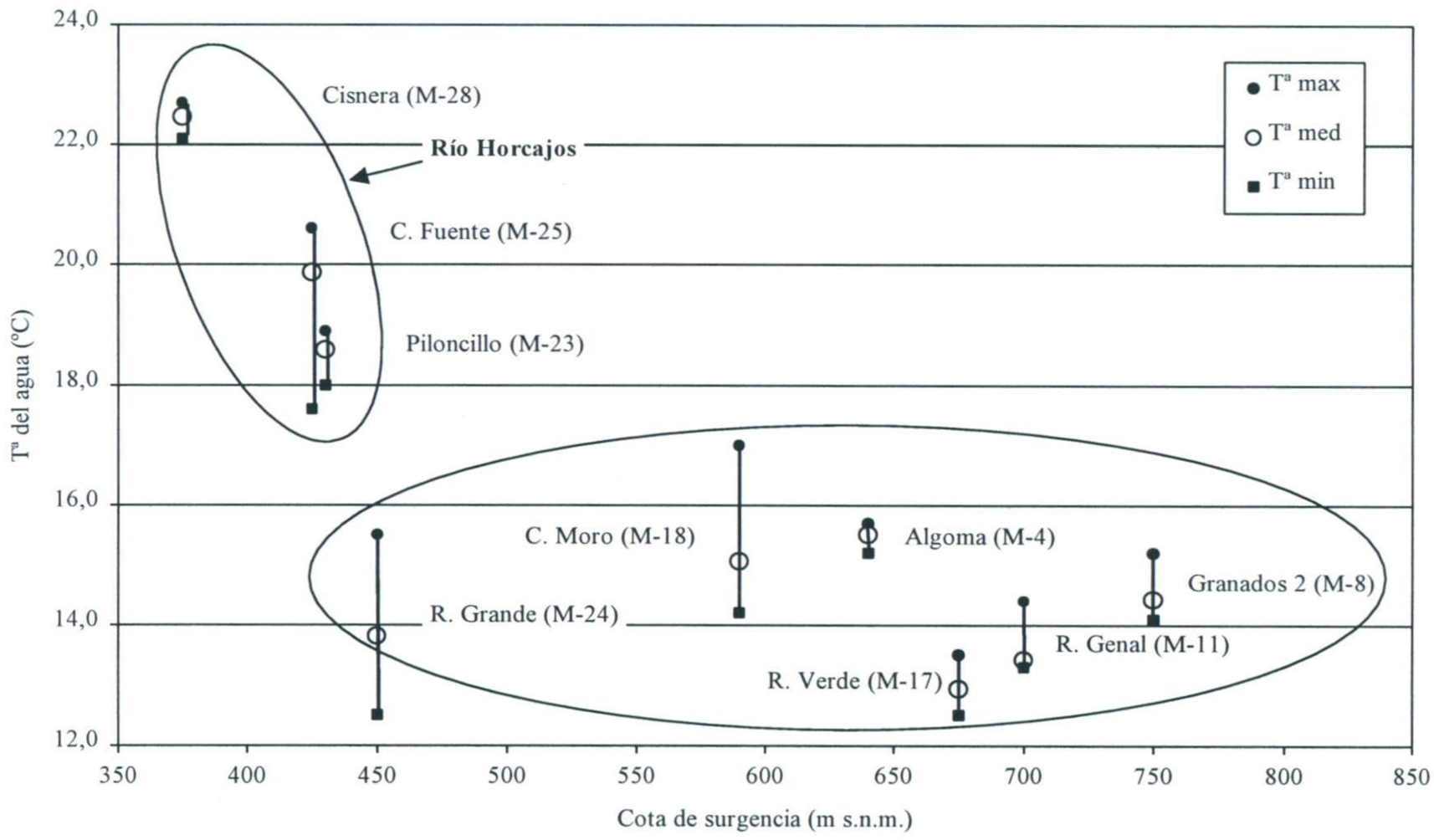


Fig. 5.27. Representación de la cota de surgencia de los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves frente a la temperatura de sus aguas.

Por el contrario, el agua del manantial de Río Grande tiene una temperatura demasiado baja considerando su cota de surgencia (fig. 4.6), probablemente debido a que el agua que drena se encuentra almacenada, al menos en parte, a una altitud mayor y porque el tránsito del agua de lluvia desde el área de recarga hasta el manantial debe ser rápido, de manera que el agua circula a través de importantes conductos kársticos, sin

que tenga tiempo de alcanzar el equilibrio térmico con la roca. Un caso similar es el descrito por Mudry (1987) en el Jura, en relación a la surgencia de Montant.

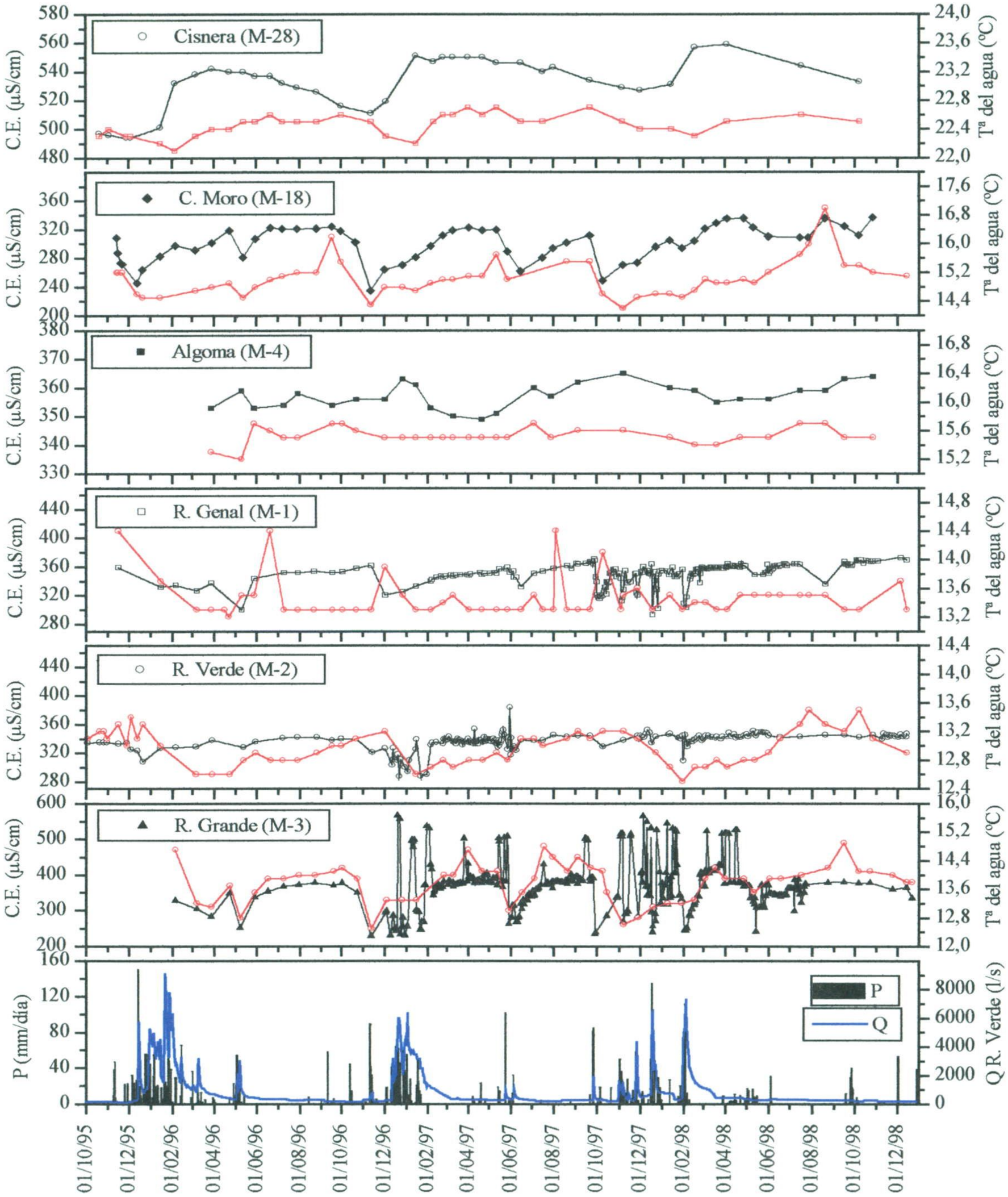


Fig. 5.28. Evolución temporal de la conductividad eléctrica (en negro) y de la temperatura (en rojo) del agua drenada por los principales manantiales del sistema, desde 1995 hasta 1998.

La evolución temporal de la temperatura del agua es variable, según el manantial que se considere (fig. 5.28). En todas las surgencias, excepto en la de Río Genal, se producen disminuciones de los valores de temperatura del agua durante los episodios lluviosos registrados en el período de estudio, lo cual evidencia la existencia de karstificación funcional del sistema acuífero, que permite la rápida mezcla del agua subterránea con el agua de lluvia más fría, si bien la magnitud de los descensos es muy variable de un manantial a otro. Así, la surgencia de Río Grande es la que muestra las mayores disminuciones, del orden de casi 2 ºC, seguida de Cuevas del Moro, con disminuciones comprendidas entre 0.7 y 2 ºC. Los manantiales de Cisnera y Algoma son los que muestran los descensos de temperatura menos acusados, del orden de 0.4-0.2 ºC. Por último, en el manantial de Río Verde, los descensos de temperatura son intermedios, del orden de 0.6 ºC.

Los manantiales de Río Grande y Cuevas del Moro muestran una evolución similar de la temperatura del agua, alcanzándose los mínimos absolutos de temperatura antes que en el resto de surgencias y antes de que el manantial alcance su caudal punta. En ambas surgencias, la llegada del agua de recarga produce un descenso brusco e importante de la temperatura del agua, seguido de una pequeña recuperación inicial relativamente rápida (segmento A en la figura 5.29). Después, la temperatura del agua permanece prácticamente constante durante el resto del episodio de crecida (segmento B) y, una vez finalizado éste, comienza a recuperarse (segmento C) con relativa rapidez (mayor en Río Grande que en Cuevas del Moro), hasta alcanzarse, durante la decrecida y el agotamiento del manantial, los valores iniciales de temperatura del agua que tenía la surgencia antes de la recarga. Por otra parte, son los únicos manantiales en los que se aprecian claramente descensos en la temperatura de sus aguas durante las crecidas de menor importancia (Mayo de 1996 y Mayo de 1997). Se pone de manifiesto, por lo tanto, que el sector de acuífero drenado por estas surgencias es el que presenta el grado de karstificación más elevado.

En Río Verde, los descensos de temperatura no son tan bruscos, sino que se producen de manera más amortiguada y la recuperación de los valores de temperatura del agua tras los episodios de crecida se produce de una forma mucho más lenta, de manera que se requieren entre 8 y 12 meses para alcanzar el valor de temperatura previo a la recarga. Por lo tanto, en esta surgencia existe una infiltración relativamente rápida

del agua fría de recarga a través de una red kárstica, que provoca un descenso rápido de la temperatura del agua pero también una infiltración diferida a través de la zona no saturada, que mantiene los bajos valores de temperatura del agua durante varios meses después de la crecida. En esta surgencia se aprecian, en respuesta a las crecidas de primavera de menor cuantía, pequeños aumentos en la temperatura del agua (1 y 2 en la figura 5.29). En esta época del año, en la que se alcanzan los mayores valores de temperatura del aire, la temperatura del epikarst es también más elevada, de manera que el agua de lluvia que se infiltra toma calor de la roca, incrementando ligeramente su temperatura.

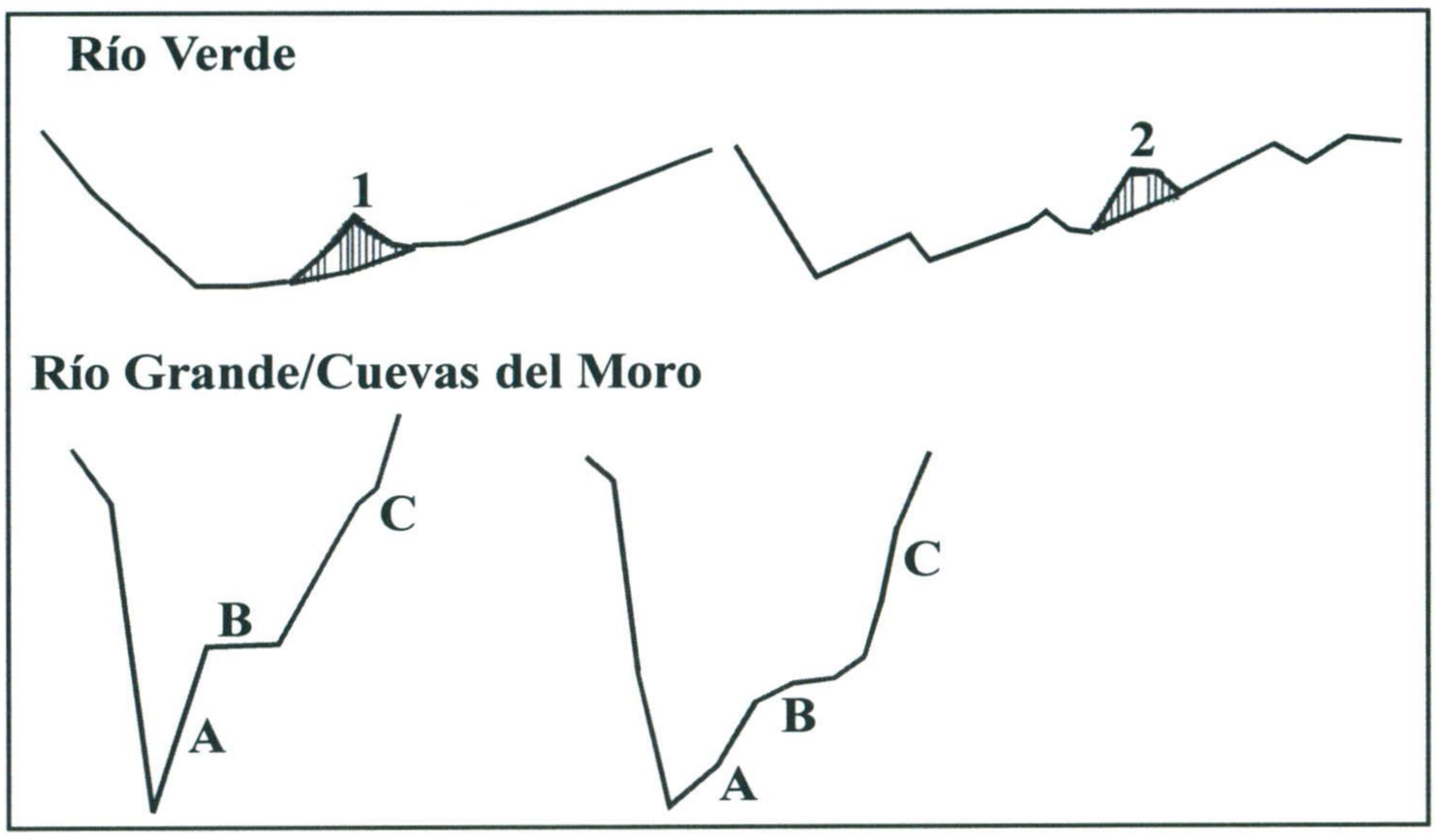


Fig. 5.29. Esquema de la evolución temporal de la temperatura del agua en los manantiales de Río Verde, Río Grande y Cuevas del Moro durante los episodios de recarga.

En la surgencia de Algoma, al igual que en el Río Verde, durante las crecidas de primavera se producen pequeños aumentos de la temperatura del agua.

En Río Genal, la temperatura de base del agua permanece prácticamente constante a lo largo del período de estudio (13.3 ºC), salvo durante y después de las crecidas, cuando aparecen en la surgencia picos de temperatura más elevada (entre 13.5 y 14.4 ºC). En esta surgencia, la temperatura del agua sólo muestra una correlación significativa (aunque negativa) con la conductividad eléctrica, la alcalinidad y el contenido en Ca^{2+} (fig. 5.30). Así, los picos de mayor temperatura coinciden con disminuciones de conductividad eléctrica y de los valores de TAC y del contenido en

Ca^{2+}, por lo que no pueden corresponder a aguas con largo tiempo de residencia, almacenadas a mayor profundidad en la zona saturada del acuífero, sino que se trataría de aguas de infiltración rápida calentadas a su paso a través de drenes profundos de la zona saturada. Estos drenes profundos, con escaso o nulo poder transmisivo y capacitivo en condiciones normales de flujo, se vuelven activos por el efecto de la recarga (por ejemplo, por la imposibilidad de los drenes principales de evacuar una llegada masiva de las aguas de infiltración) de manera que el agua que circula a través de ellos incrementa su temperatura. El hecho de que los picos de temperatura no coincidan con incrementos de la conductividad eléctrica del agua ni del contenido en Mg^{2+} o en SO_4^{2-}, elementos característicos de largos tiempos de residencia en el acuífero (fig. 5.31) refleja que la cantidad de agua almacenada en estos drenes antiguos es muy escasa en comparación con el volumen de agua de infiltración que reciben, de forma que la mezcla conserva las características químicas del agua de infiltración.

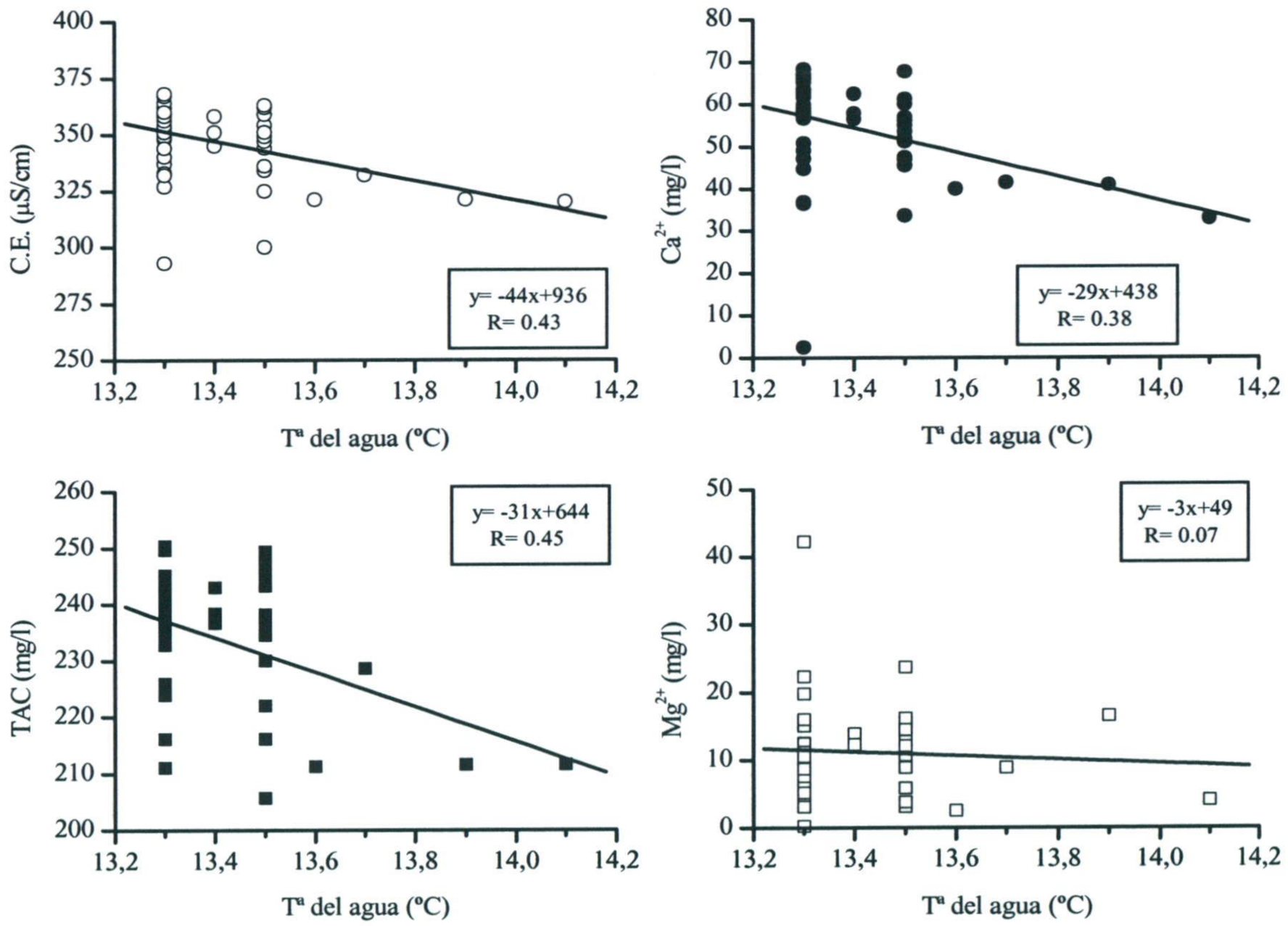


Fig. 5.30. Correlaciones lineales de la conductividad eléctrica, la alcalinidad y los contenidos en calcio y magnesio del agua drenada por el manantial de Río Genal frente a su temperatura.

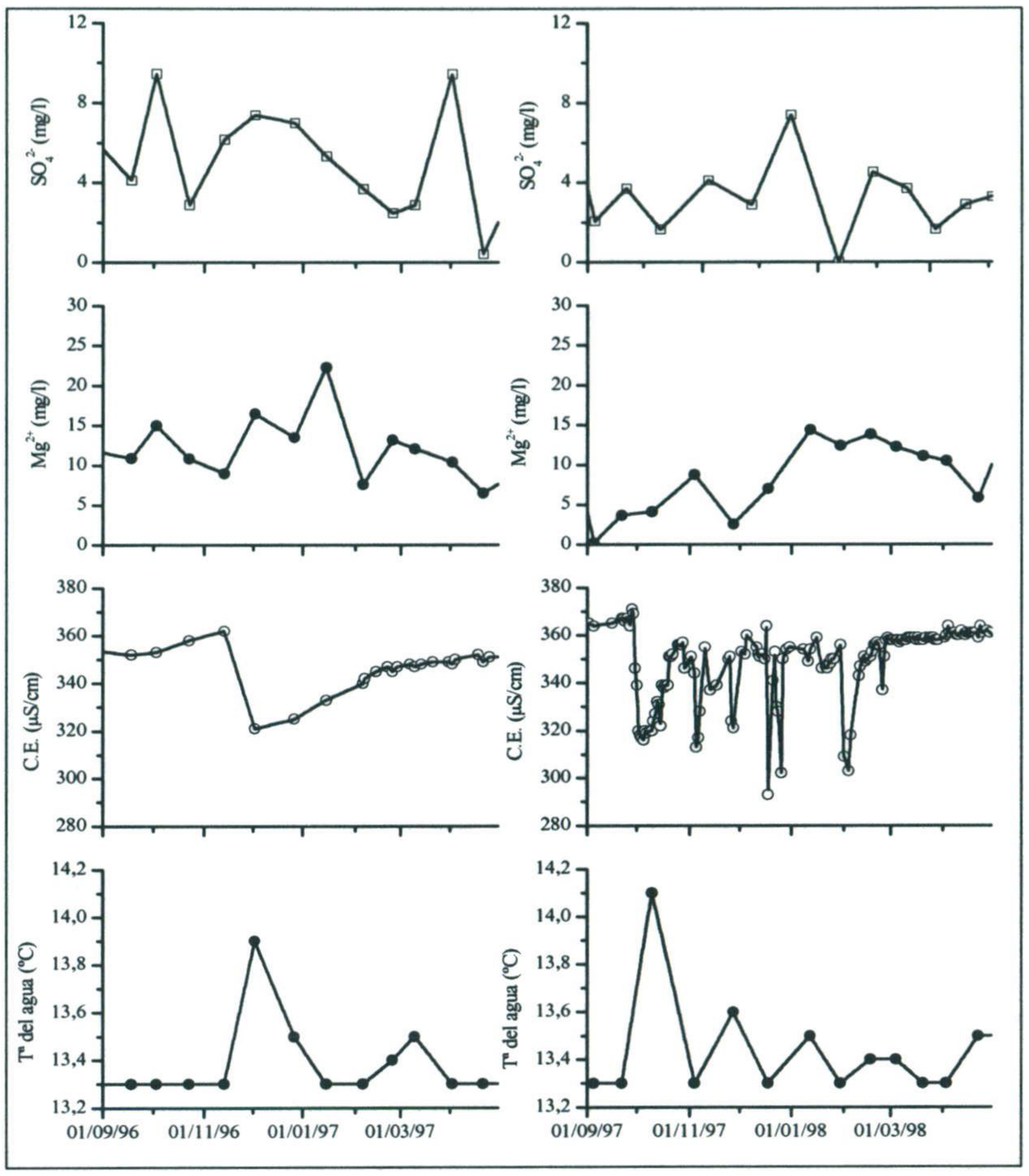


Fig. 5.31. Detalle de la evolución temporal de la conductividad eléctrica y de los contenidos en Mg^{2+} y SO_4^{2-} frente a algunos de los picos de temperatura observados en el agua drenada por el manantial de Río Genal.

En el agua drenada por la surgencia termal de Cisnera se registran descensos de temperatura (fig. 5.32) simultáneos al inicio de las crecidas del caudal del manantial, coincidiendo los mínimos absolutos de temperatura del agua con los caudales punta y con valores elevados de conductividad eléctrica. Así, el agua de infiltración más fría, que entra en el acuífero durante los períodos de recarga invernal, provoca el empuje hacia la surgencia de aguas con largo tiempo de residencia almacenadas en la zona no saturada, más mineralizadas pero con bajas temperatura, porque están influenciadas por la temperatura del aire exterior.

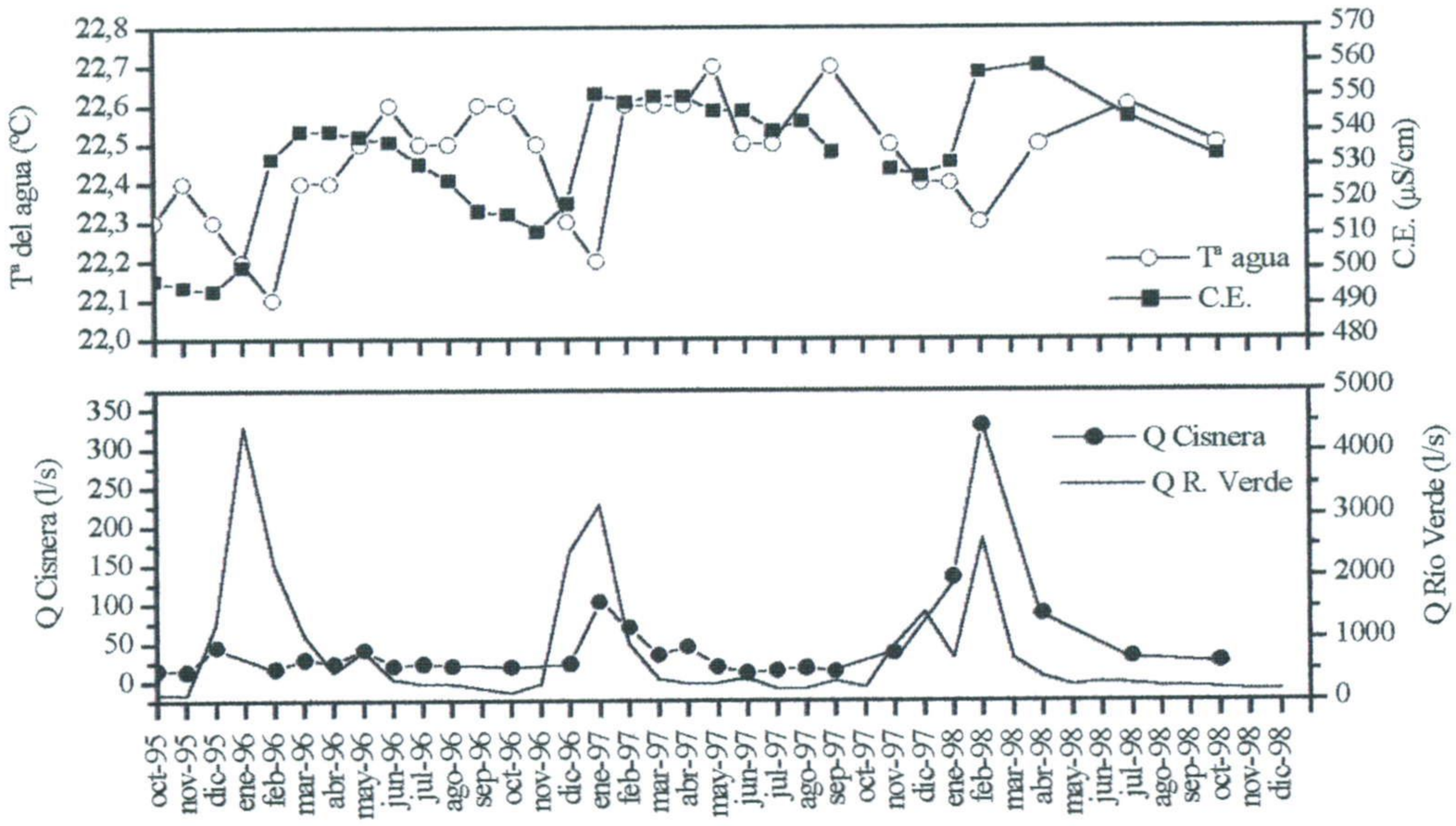


Fig. 5.32. Evolución temporal de la conductividad eléctrica, del caudal y de la temperatura del agua drenada por el manantial de Cisnera durante el período de investigación. Se incluye el caudal mensual del manantial de Río Verde, calculado a partir de los datos diarios del limnígrafo.

5.1.5.1. Conclusiones sobre la hidrotermia del sistema

En el sistema acuífero de la Sierra de las Nieves, la temperatura del agua de los manantiales situados en Río Horcajos es superior a la del resto de surgencias, hasta el extremo de que el manantial de Cisnera es claramente termal.

En todos los manantiales, a excepción de Río Genal, se producen disminuciones de la temperatura del agua durante los episodios de recarga, que reflejan la existencia de karstificación funcional en el sistema acuífero. La diferente magnitud de estos descensos pone de manifiesto el diferente grado de karstificación funcional existente: elevado en el sector de acuífero drenado por Río Grande y Cuevas del Moro, intermedio en el sector drenado por Río Verde y bajo en el sector drenado por Cisnera y Algoma.

La evolución temporal de la temperatura del agua drenada por el manantial de Río Verde permite conocer la existencia de una infiltración lenta y diferida a través de la zona no saturada, además de la infiltración rápida a través de conductos kársticos, confirmando la interpretación realizada a partir del estudio hidrodinámico.

En el manantial de Río Genal no se detecta influencia de la temperatura del aire exterior, puesto que la temperatura de sus aguas permanece prácticamente constante a lo

largo del año. Los aumentos de temperatura que se producen durante y después de las crecidas de caudal son un reflejo de las limitaciones de drenaje existentes en este sector del acuífero, que provocan la entrada en funcionamiento de drenes profundos, antiguos, con una cantidad de agua almacenada muy escasa en comparación con el volumen de agua de infiltración que reciben y que sólo participan en el flujo durante los episodios de recarga importantes. De esta forma, el agua de infiltración que circula a su través incrementa su temperatura, por efecto de la mayor profundidad, pero no modifica demasiado sus características químicas.

La evolución temporal de la temperatura del agua de la surgencia de Cisnera, junto con la de la conductividad eléctrica del agua, permite interpretar que, durante los episodios de recarga, las aguas de infiltración, más frías, empujan hacia el manantial aguas almacenadas en la zona no saturada del acuífero, con largo tiempo de residencia e influenciadas por la temperatura del aire exterior.

5.1.5. Hidroquímica

5.1.5.1. Composición química de las aguas del sistema de la Sierra de las Nieves

Las muestras recogidas en los manantiales del sistema son de facies exclusivamente bicarbonatada cálcica (M-4, M-11 y M-18) o bien bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica (M-17, M-24 y M-28), como corresponde a surgencias que drenan materiales calizos y dolomíticos (fig. 5.33). A excepción de Cisnera (M-28), manantial termal que drena aguas con valores de conductividad eléctrica más elevados y que presenta, por lo general, los mayores contenidos en todos los componentes químicos analizados (tabla 5.6), no existen grandes diferencias en la composición química media de las aguas drenadas por los manantiales del sistema, aunque se observa que la surgencia de Río Genal drena aguas con menores contenidos medios en Mg^{2+} y SO_4^{2-}, mayores contenidos en Ca^{2+} y valores más elevados de P_{CO2}.

Los valores medios de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas del sistema varían entre 301 µS/cm (Cuevas del Moro) y 533 µS/cm (Cisnera), con un valor medio de 375 µS/cm (tabla 5.6). El coeficiente de variación de este parámetro es relativamente bajo, entre el 1 y el 8 %, a excepción del manantial de Río Grande, en el que alcanza un valor del 19 %. Los valores medios de TAC, Ca^{2+} y Mg^{2+} son 237, 49 y

19 mg/l, respectivamente. El contenido medio en Cl^- es de 8 mg/l. Los valores medios de los índices de saturación indican que las aguas drenadas por los manantiales están ligeramente sobresaturadas en calcita, salvo las correspondientes a las surgencias de Río Genal y Río Verde, que están en equilibrio con respecto a este mineral. Todos los manantiales drenan aguas subsaturadas en dolomita, a excepción de la surgencia de Cuevas del Moro, que están en equilibrio y del manantial de Cisnera, cuyas aguas están sobresaturadas. Los valores medios de P_{CO2} de las aguas son claramente superiores al valor del aire atmosférico (0.03-0.04 %), variando entre 0.29 % (Cuevas del Moro) y 0.90 % (Cisnera).

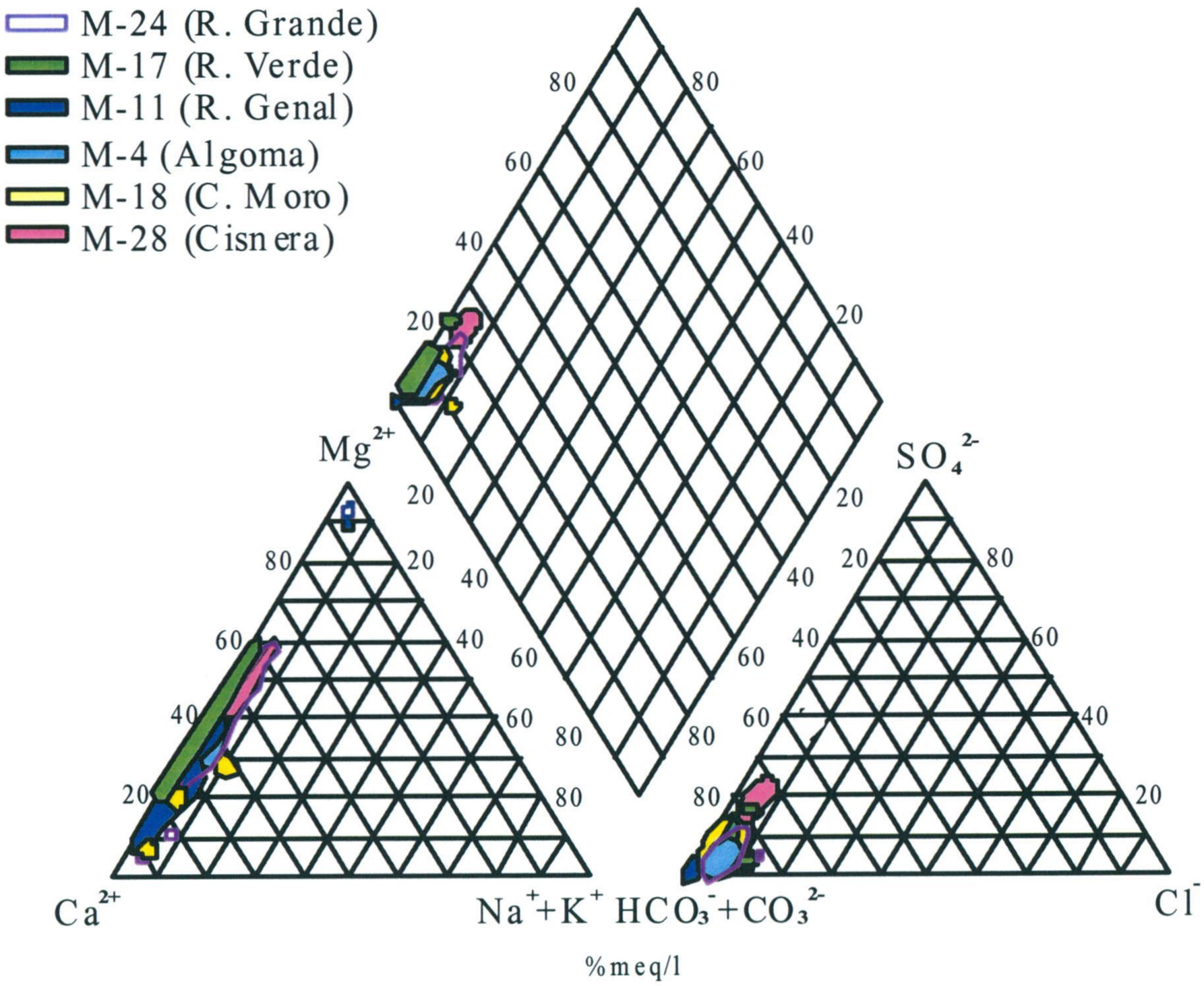


Fig. 5.33. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

	Manantial (Referencia)	pH	C (µS/cm)	T ª (ºC)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	TAC (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^{-} (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	IsCal	IsDol	P_{CO2} (%)
n	Algoma (M-4)	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
max		8,02	365	15,7	57,4	19,9	5,9	0,8	241,3	10,7	16,9	6,0	14,6	0,72	1,09	0,88
min		7,35	349	15,2	37,2	10,8	2,4	0,5	228,1	6,4	2,1	0,0	3,9	-0,15	-0,56	0,21
med		7,61	357	15,5	51,6	16,8	3,3	0,5	234,9	7,9	7,8	1,7	10,5	0,12	-0,06	0,54
v (%)		2,55	1	0,7	9,9	11,5	22,7	11,3	1,7	14,2	46,2	93,4	23,1	181,41	-718,95	40,70
n	Río Genal (M-11)	57	257	50	57	57	56	51	57	254	53	55	51	50	50	50
max		8,39	373	14,4	68,2	42,3	8,0	1,0	256,0	12,8	12,8	7,0	10,7	0,82	1,23	1,39
min		7,15	266	13,3	2,5	0,2	1,6	0,0	146,0	3,6	0,0	0,0	0,0	-1,25	-2,51	0,07
med		7,58	350	13,4	54,2	10,9	2,6	0,3	230,1	7,1	4,6	1,2	7,6	0,02	-0,55	0,62
v (%)		3,22	5	1,6	22,5	58,5	36,9	59,6	8,3	17,6	59,3	131,6	31,5	1798,65	-102,04	40,47
n	Río Verde (M-17)	62	223	47	156	156	62	62	73	208	164	62	62	60	60	60
max		8,39	384	13,5	53,9	26,5	4,7	1,0	247,2	30,5	36,2	6,0	20,7	0,53	0,97	1,12
min		7,22	287	12,5	28,9	6,6	1,9	0,2	196,2	4,3	0,4	0,0	0,0	-0,32	-1,05	0,06
med		7,70	337	12,9	42,5	17,6	2,6	0,4	224,5	7,6	6,3	0,7	12,9	0,03	-0,24	0,41
v (%)		2,80	3	1,7	13,3	25,0	22,8	45,6	4,9	29,2	93,6	140,7	43,0	528,89	-139,95	48,65
n	C. Moro (M-18)	34	34	33	34	34	34	34	34	34	34	34	34	33	33	33
max		8,27	337	17,0	51,4	22,6	9,1	1,3	274,0	9,9	16,5	2,5	15,2	0,58	0,77	0,57
min		7,52	235	14,2	31,1	1,9	1,6	0,2	151,8	4,3	0,4	0,0	0,6	-0,02	-0,77	0,07
med		7,80	301	15,1	44,4	13,5	2,7	0,5	202,0	7,2	6,3	0,6	6,7	0,18	0,01	0,29
v (%)		2,11	8	3,6	11,8	28,6	47,9	38,4	11,5	20,7	61,1	107,9	46,2	76,61	3784,31	37,43
n	Río Grande (M-24)	84	410	48	80	80	75	372	84	407	66	66	66	59	59	68
max		8,48	567	15,5	69,0	42,7	13,8	7,3	346,7	17,0	41,2	4,7	51,0	0,71	1,07	0,98
min		7,36	228	12,5	2,7	1,3	1,5	0,2	146,4	2,8	0,0	0,0	0,0	-1,06	-1,36	0,06
med		7,90	370	13,8	45,1	18,1	3,6	0,6	226,3	8,5	9,4	0,7	8,8	0,10	-0,12	0,37
v (%)		4,47	19	4,5	20,7	44,8	55,8	68,0	22,0	22,7	78,3	129,9	90,7	270,65	-376,07	67,95
n	Cisnera (M-28)	37	40	39	31	31	31	31	31	31	31	31	31	30	30	30
max		7,95	559	22,7	69,7	46,3	6,4	1,5	319,4	14,9	68,7	5,4	33,9	0,72	1,44	1,46
min		7,21	494	22,1	42,6	22,5	4,7	0,8	273,3	9,9	42,8	0,0	17,6	-0,08	0,08	0,31
med		7,52	533	22,5	57,9	37,7	5,7	1,0	304,9	12,0	56,8	0,8	29,4	0,24	0,57	0,90
v (%)		2,60	3	0,7	13,0	12,0	8,1	15,7	3,1	10,9	9,8	158,8	15,9	84,79	68,38	39,81

Tabla 5.6. Parámetros estadísticos de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las aguas del sistema de la Sierra de las Nieves. n: número de muestras, max: valor máximo, min: valor mínimo, med: media aritmética y v: coeficiente de variación.

Con las 221 muestras recogidas en las seis surgencias principales del sistema se ha realizado un análisis de componentes principales (fig. 5.34). En el análisis, se han considerado 14 variables (conductividad eléctrica, temperatura, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, TAC, Cl^{-}, SO_4^{2-}, NO_3^{-}, SiO_2, P_{CO2}, IsDol e IsCal).

La matriz de correlación pone de manifiesto que la conductividad eléctrica está correlacionada, principalmente, con TAC, temperatura, SiO_2 y SO_4^{2-}. El Mg^{2+} presenta un coeficiente de correlación relativamente elevado con la conductividad eléctrica, SiO_2, SO_4^{2-}, temperatura y TAC (tabla 5.7).

	C	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	TAC	Cl^{-}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	SiO_2	T^a	IsCal	IsDol	P_{CO2}
C	1,00													
Ca^{2+}	0,43	1,00												
Mg^{2+}	0,78	0,02	1,00											
Na^{+}	0,12	0,02	0,17	1,00										
K^{+}	0,37	0,12	0,33	0,07	1,00									
TAC	0,93	0,46	0,73	0,09	0,30	1,00								
Cl^{-}	0,70	0,23	0,60	0,15	0,53	0,60	1,00							
SO_4^{2-}	0,84	0,33	0,76	0,17	0,39	0,75	0,59	1,00						
NO_3^{-}	0,05	0,15	0,04	-0,04	0,03	0,07	-0,09	0,01	1,00					
SiO_2	0,86	0,23	0,76	0,09	0,33	0,77	0,61	0,74	0,04	1,00				
T^a	0,88	0,33	0,74	0,16	0,40	0,73	0,65	0,89	0,04	0,75	1,00			
IsCal	0,23	0,45	0,05	0,09	0,23	0,20	0,16	0,28	-0,05	0,13	0,33	1,00		
IsDol	0,47	0,20	0,56	0,15	0,34	0,40	0,39	0,52	-0,02	0,42	0,57	0,79	1,00	
P_{CO2}	0,62	0,34	0,40	0,03	0,12	0,60	0,44	0,43	0,07	0,52	0,46	-0,41	-0,26	1,00

Tabla 5.7. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema de la Sierra de las Nieves.

Los tres primeros factores del ACP (fig. 5.34) explican el 71 % de la varianza total, lo que significa que el quimismo de las aguas es bastante parecido en todo el sistema. El factor I (47 %), definido por la conductividad eléctrica, TAC, Mg^{2+}, SiO_2, SO_4^{2-}, temperatura y Cl^{-}, corresponde al eje de la mineralización y del tiempo de residencia en el acuífero. El factor II, que explica el 15 % de la varianza total, viene definido por la oposición entre el grado de saturación en calcita y dolomita y la presión parcial de CO_2 y representa el factor desgasificación (pérdida de CO_2 antes de la recogida de la muestra). El factor III sólo explica el 9 % de la varianza y viene definido por el contenido en Ca^{2+}.

La representación de las muestras en los planos factoriales I-II y I-III (fig. 5.34) permite diferenciar claramente las muestras de agua del manantial de Cisnera (grupo A en la figura 5.34), que corresponderían a aguas con mayor tiempo de residencia en la zona saturada del acuífero. En la nube de puntos correspondiente a las muestras de los manantiales restantes se diferencian, por un lado, las correspondientes a la surgencia de Algoma (B), las del manantial de Río Genal (C) y las recogidas en los manantiales de Río Verde y Cuevas del Moro (D y E). Las aguas de Río Grande presentan una gran variabilidad hidroquímica.

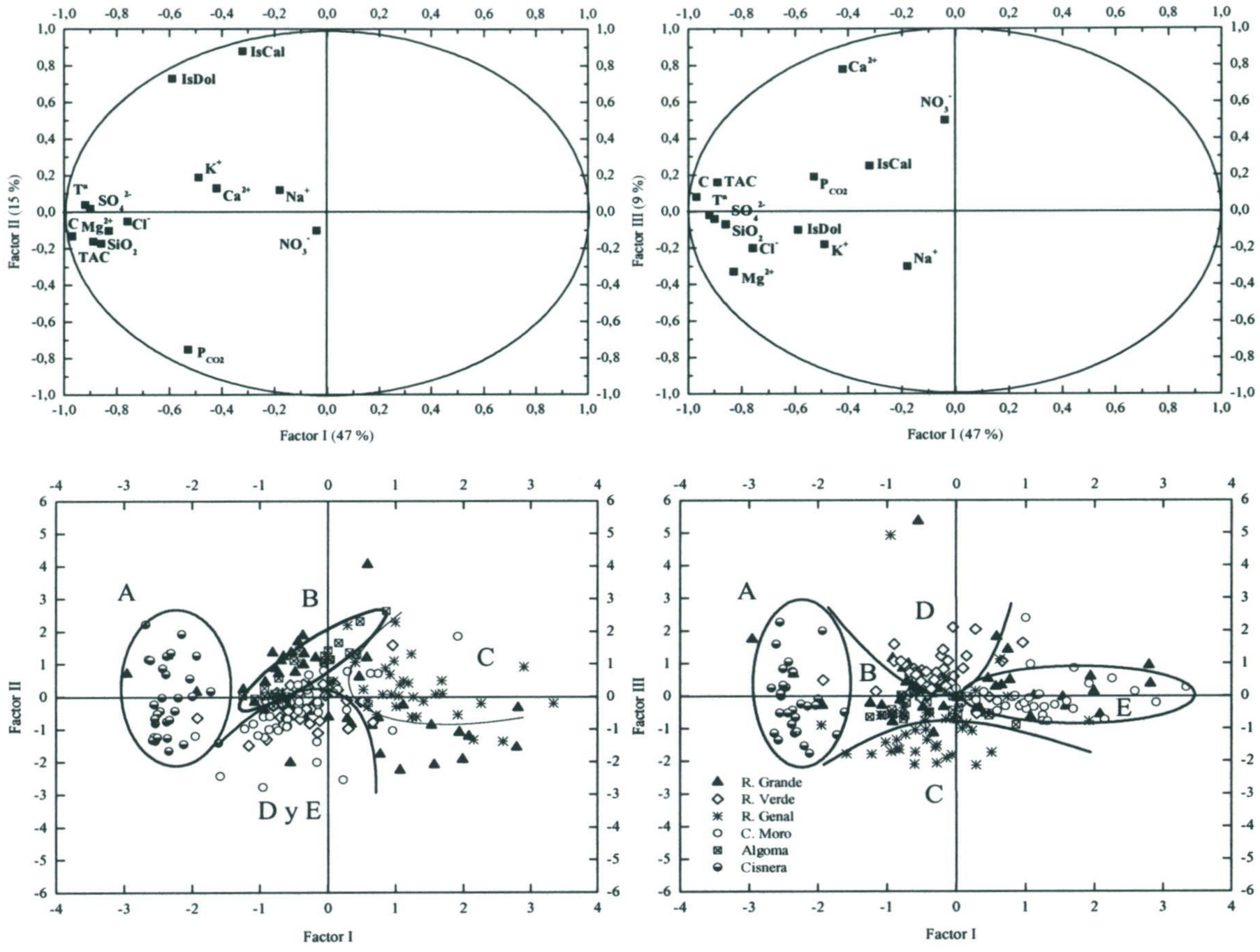


Fig. 5.34. Representación de los planos I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema de la Sierra de las Nieves.

5.1.5.2. Evolución temporal de parámetros físico-químicos

5.1.5.2.1. Manantial de Algoma (M-4)

La surgencia de Algoma (lámina B, foto 7) presenta una variabilidad hidroquímica inferior a la mayoría de los manantiales del sistema, como muestran los bajos coeficientes de variación de prácticamente todos los componentes químicos analizados (tabla 5.6). Este manantial drena aguas bicarbonatadas cálcicas, porque la circulación se realiza a través de materiales calizos y están ligeramente saturadas en calcita y subsaturadas en dolomita, con un valor medio de P_{CO2} de 0.54 % (tabla 5.6).

En la figura 5.35 se representa la evolución temporal de los parámetros físico-químicos correspondientes a este manantial durante el período de investigación, con respecto a las diferentes fases hidrodinámicas representadas en el hidrograma de la surgencia. En respuesta a los períodos de recarga se constatan procesos de dilución por

mezcla del agua de lluvia (menos mineralizada) con el agua de la zona saturada, que se manifiestan por descensos en los valores de conductividad eléctrica. Las diluciones son muy pequeñas, del orden del 4% y se producen más tarde que en otras surgencias, lo cual es indicativo del mayor poder regulador existente en este sector del acuífero. Las diluciones vienen precedidas por efectos de tipo "pistón", apareciendo en el manantial, simultáneamente a la punta de la crecida, aguas con valores de conductividad eléctrica algo más elevados.

Las diluciones corresponden, fundamentalmente, a una disminución de TAC, del contenido en Mg^{2+} (fig. 5.35) y de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} del agua subterránea (fig. 5.36), lo cual indica que las aguas drenadas por el manantial durante los períodos de recarga son aguas de infiltración reciente, con escaso tiempo de residencia en el acuífero.

En este manantial se insinúa una variación estacional del contenido en Cl^- (fig. 5.35), ligada a la diferente intensidad de los fenómenos de evapotranspiración que se producen en el epikarst. Durante Julio, Agosto y Septiembre, el contenido en Cl^- es, por lo general, mayor que en los meses restantes, porque la evapotranspiración es más intensa debido a las temperaturas relativamente más altas. El resto del año, el contenido en Cl^- es menor que en verano porque la evapotranspiración es menos importante, debido a las bajas temperaturas. Además, el tiempo de residencia del agua de infiltración en el epikarst debe ser más reducido durante los períodos lluviosos de invierno, debido al empuje de las nuevas aguas de recarga.

No existe correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por la surgencia (fig. 5.37), lo cual refleja que el tiempo que permanece el agua almacenada en el epikarst no es lo suficientemente largo como para incrementar su contenido en Cl^- por fenómenos de evapotranspiración, ni sus contenidos en Ca^{2+} y Mg^{2+} por procesos de disolución de la roca carbonatada, reflejando la escasa influencia de la zona no saturada en la composición química general del agua del manantial.

La recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua tras los principales episodios de recarga se produce de forma lenta, ya que es necesario que transcurran más de 6 meses hasta alcanzar el valor previo a la crecida, confirmando el bajo desarrollo de la karstificación funcional en este sector del acuífero.

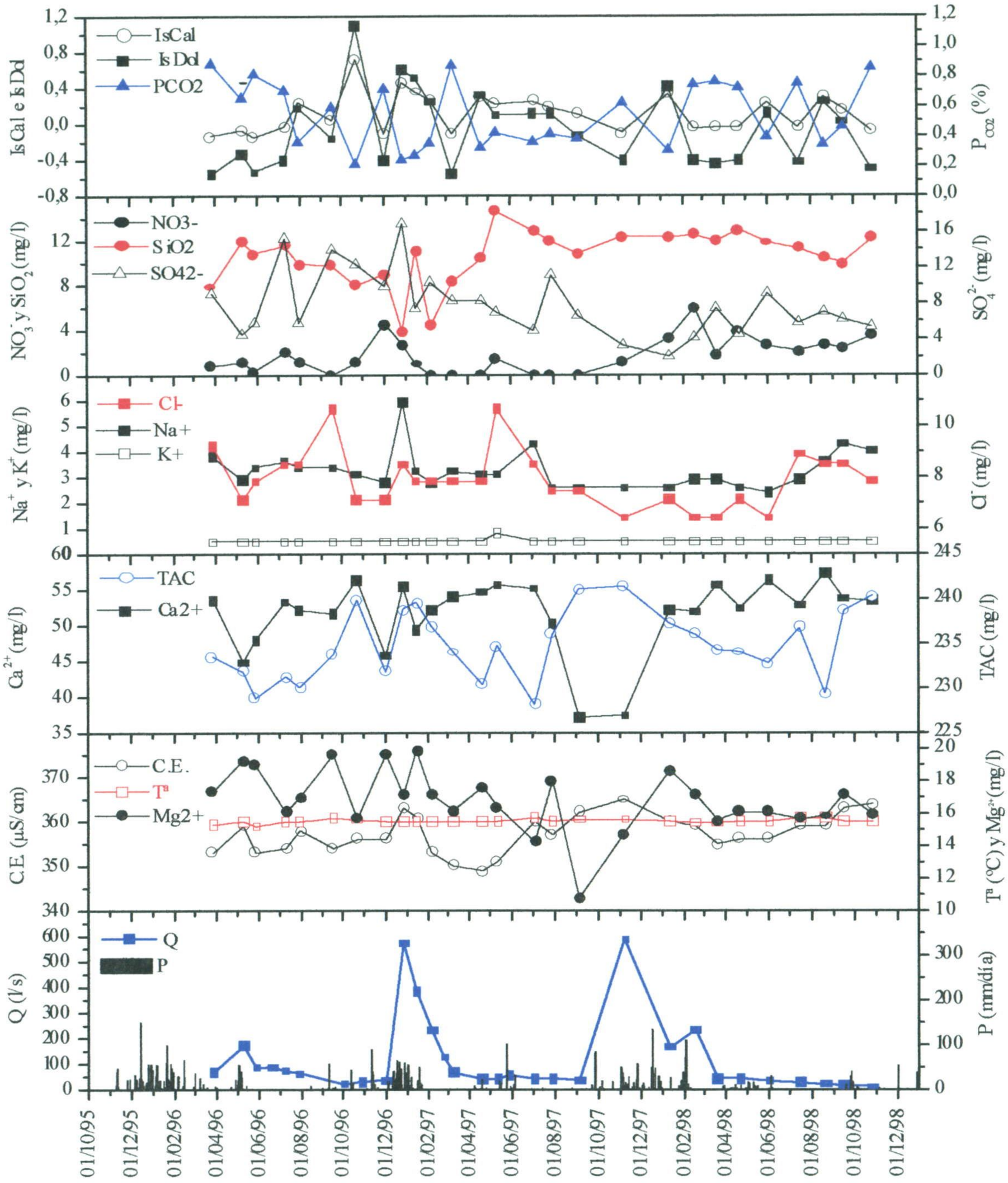


Fig. 5.35. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Algoma durante el período de investigación.

5.1.5.2.2. Manantial de Río Genal (M-11)

El manantial de Río Genal drena aguas bicarbonatadas cálcicas porque la circulación del agua subterránea se realiza a través de materiales carbonatados. Dichas

aguas están en equilibrio con respecto a la calcita y subsaturadas en dolomita (tabla 5.6) prácticamente todo el año, con un alto valor medio de la P_{CO2} (0.62 %) relacionado, entre otros factores, con la vegetación existente en su área de recarga (Llanos de la Nava).

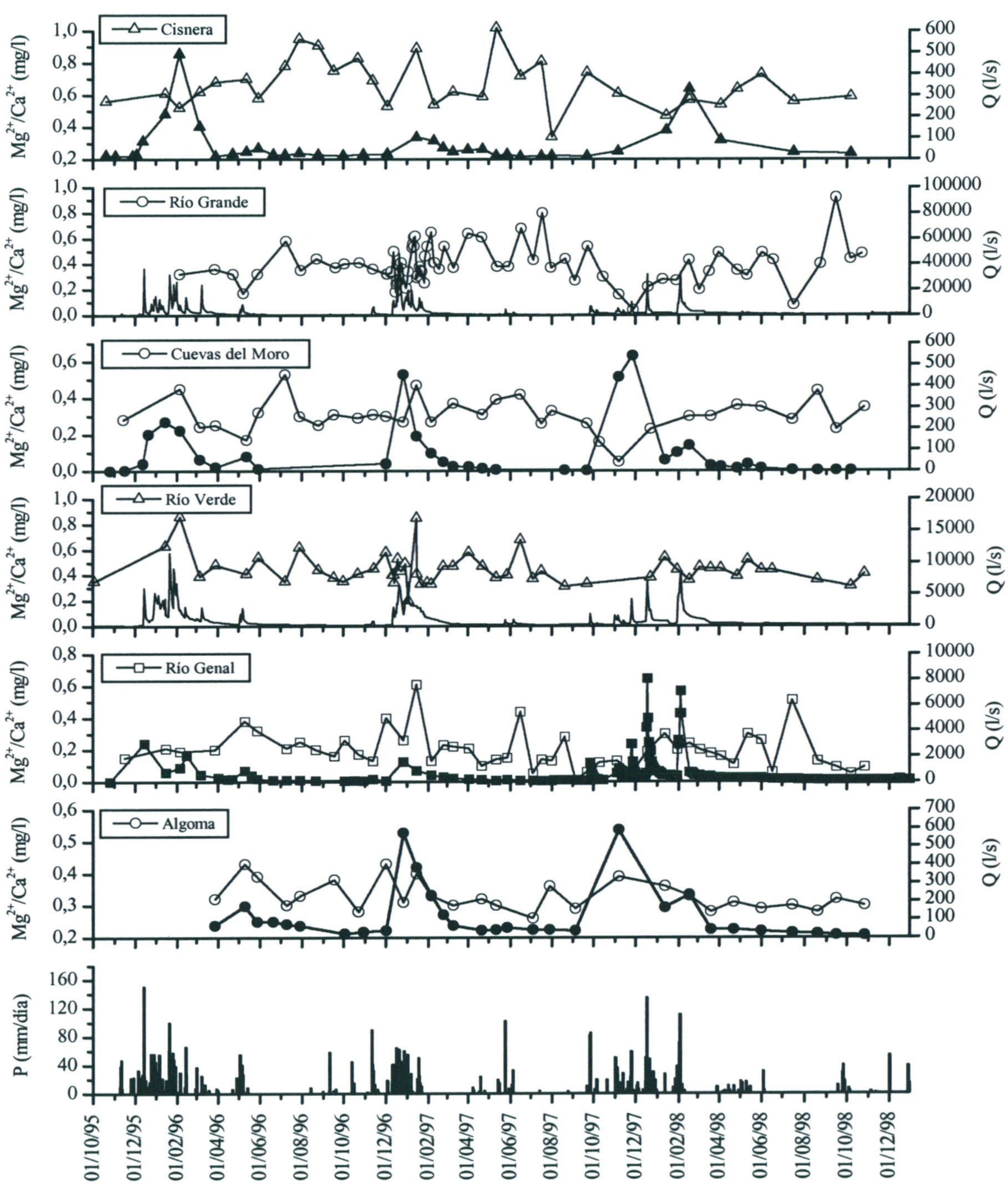


Fig. 5.36. Evolución temporal de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (marcador blanco) frente al caudal (marcador negro/líneas) de los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

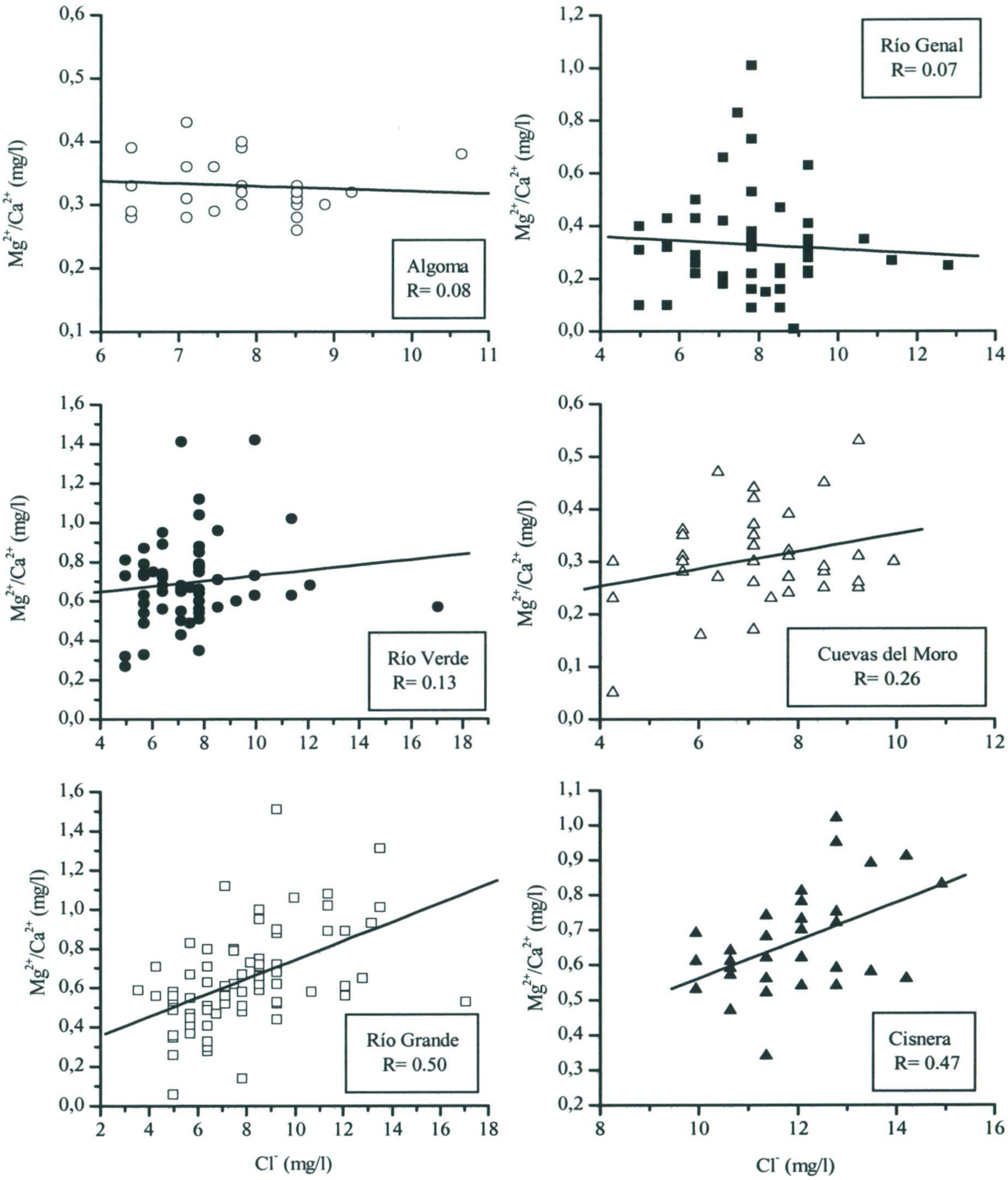


Fig. 5.37. Correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

Durante los períodos de recarga, se observan diluciones del agua de la surgencia como consecuencia de la mezcla del agua de lluvia (menos mineralizada) con el agua subterránea, que se manifiestan en disminuciones claras de la conductividad eléctrica (fig. 5.38). El valor medio de estas diluciones no es muy elevado, del orden del

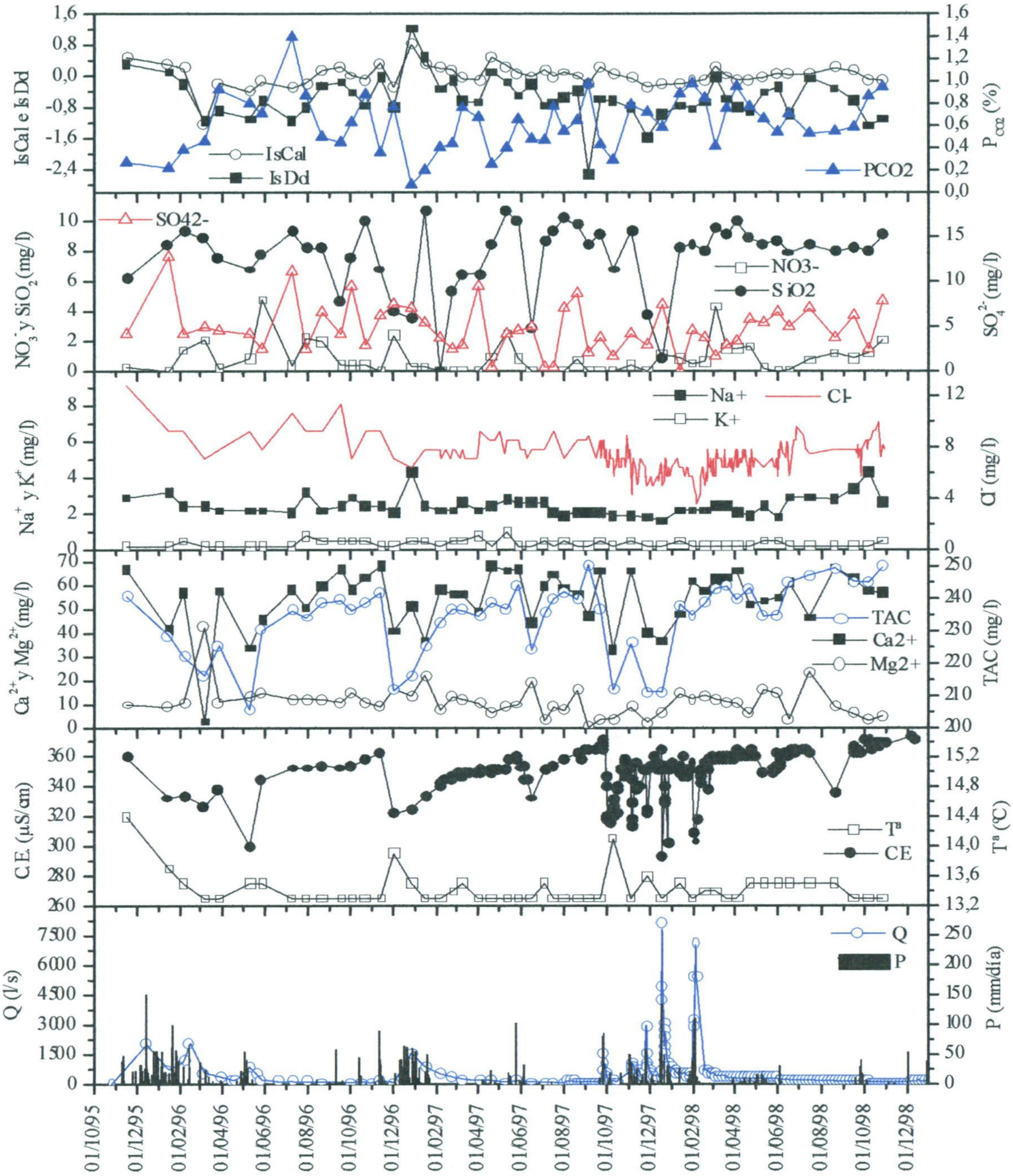


Fig. 5.38. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Genal durante el período de investigación.

12 %, de lo que se deduce que existe un cierto desarrollo de la karstificación funcional en el sector de acuífero drenado por la surgencia, pero limitado, condicionando la cantidad de agua de lluvia que participa en la mezcla.

Durante los episodios de recarga aumenta el contenido en Mg^{2+} y disminuyen, fundamentalmente, la TAC, la P_{CO2} y los contenidos en Ca^{2+} y Cl^- del agua subterránea (fig. 5.38). No se observa correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- (fig. 5.37). Según estos datos hidroquímicos, durante las crecidas, se produce la mezcla del agua de lluvia con aguas con mayor tiempo de residencia en la zona saturada del acuífero, más ricas en Mg^{2+} y con menores valores de parámetros propios del epikarst, como el contenido en Cl^- y la P_{CO2}. Además, el agua de infiltración tiene bajos contenidos en Cl^- y menor P_{CO2} porque circula rápidamente a través del epikarst, disminuyendo así la reconcentración del Cl^- y del CO_2 a este nivel del acuífero.

Se observa una variación estacional del contenido en Cl^- (fig. 5.38), cuyo valor medio es de 8-9 mg/l para el período de Mayo a Septiembre y de 6-7 mg/l el resto del año, ligada a las diferencias de evapotranspiración.

La recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua de la surgencia tras los episodios lluviosos se produce de manera distinta según el año considerado, en función de las características propias de la recarga. Así, después de la principal crecida del año hidrológico 1996/1997 (que se produce en respuesta a unas precipitaciones invernales continuadas concentradas en el tiempo) la recuperación de los valores de conductividad eléctrica se produce de manera lenta y progresiva y no es total hasta pasados unos 5-6 meses. Por el contrario, durante el año hidrológico 1997/1998 (en el que se producen varios episodios lluviosos invernales sucesivos y más discontinuos en el tiempo) y durante los períodos de recarga primaverales, la recuperación de los valores de conductividad eléctrica tiene lugar más rápidamente (entre 7 y 20 días).

5.1.5.2.3. Manantial de Río Verde (M-17)

Las aguas drenadas por esta surgencia son de facies mayoritariamente bicarbonatada cálcica aunque también hay muestras de facies bicarbonatada cálcico-magnésica. Son aguas subsaturadas en dolomita y en equilibrio con respecto a la calcita (tabla 5.6).

En este manantial se observan diluciones del agua de la surgencia durante los períodos de recarga (fig. 5.39). Estas diluciones tienen un valor medio del orden del 9 %, durante los períodos lluviosos invernales y del 6 % durante los episodios lluviosos

de primavera. Según estos datos, existe cierto grado de karstificación funcional en el sector de acuífero drenado por esta surgencia, pero éste no es muy elevado, lo cual limita la cantidad de agua de lluvia que participa en la mezcla con el agua subterránea.

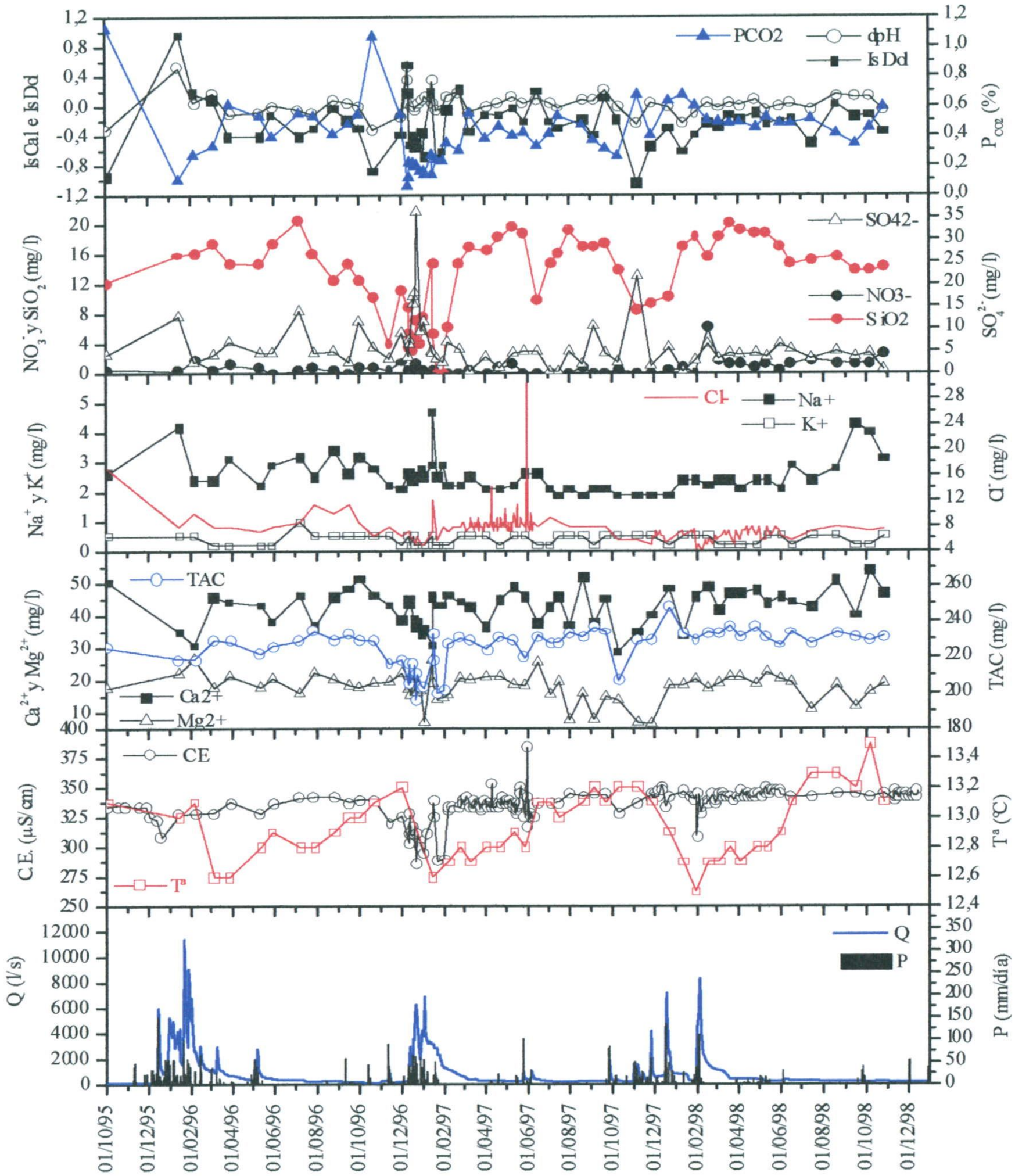


Fig. 5.39. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Verde durante el período de investigación.

Durante los principales episodios de recarga disminuyen, fundamentalmente, la TAC, los contenidos en Ca^{2+}, Cl^- y SiO_2 y la P_{CO2} del agua subterránea (fig. 5.39). Asimismo, durante las puntas de caudal disminuye la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (fig. 5.36). Estos datos indican que, durante las épocas de crecida, existe una circulación rápida del agua de infiltración a través de una red kárstica con cierto desarrollo. Las aguas que recargan el acuífero tienen bajos contenidos en Cl^- y menor P_{CO2} porque el tiempo que permanecen en el epikarst es reducido, insuficiente como para que se produzca reconcentración del agua de lluvia a este nivel del acuífero. Igualmente, tienen bajos contenidos en Ca^{2+}, Mg^{2+} y SiO_2 porque están menos tiempo en contacto con la roca carbonatada.

El agua drenada por el manantial durante la decrecida, coincidiendo con los abombamientos observados en el hidrograma, muestra una mayor relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (fig. 5.36), indicativa de un mayor tiempo de residencia en el acuífero, pero también un aumento del contenido en Cl^- y, en el caso de la decrecida de Enero de 1997, un aumento en la P_{CO2} del agua (fig. 5.39). Por lo tanto, en este momento el manantial está drenando aguas de infiltración más lenta, que han permanecido en el epikarst el tiempo suficiente para incrementar el contenido en Cl^- por fenómenos de evapotranspiración. Sin embargo, el aumento de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} cabe relacionarlo con una circulación lenta del agua a través de la zona saturada del acuífero, y no a través de la zona no saturada, ya que no se observa ninguna correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- (fig. 5.37). En definitiva, el análisis de los datos hidroquímicos de esta surgencia pone de manifiesto que en el quimismo del agua drenada por el manantial de Río Verde influye tanto la zona saturada como la zona no saturada.

Tras los principales episodios lluviosos se produce, inicialmente, una rápida recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua de la surgencia, pero es necesario que transcurran entre 1 y 4 meses para que esta recuperación sea total, es decir, para que se alcancen los valores previos a la recarga. Este comportamiento refleja nuevamente la existencia de una infiltración rápida a través de una red kárstica con cierto desarrollo pero también la existencia de una infiltración diferida, más lenta, que mantiene los valores bajos de conductividad durante más tiempo.

En esta surgencia se observa una variación estacional del contenido en Cl^- (fig. 5.39), cuyo valor medio es de 8-9 mg/l para el período de Marzo a Octubre y de 6-7 mg/l el resto del año, debido a las variaciones estacionales de la evapotranspiración.

5.1.5.2.4. Manantial de Cuevas del Moro (M-18)

Las aguas drenadas por la surgencia de Cuevas del Moro, las menos mineralizadas de todo el sistema (tabla 5.6), presentan el valor medio de P_{CO2} más bajo de todos los manantiales estudiados (0.29 %) porque en su área de recarga, el sector del vértice Torrecilla, la vegetación es más escasa que en cotas más bajas. Son aguas de facies bicarbonatada cálcica, ligeramente saturadas en calcita y que están prácticamente en equilibrio con respecto a la dolomita (tabla 5.6).

En este manantial se constatan importantes diluciones, del orden del 22 % de valor medio para la recarga de invierno y del 11 %, para la recarga de primavera. Esto significa que en el sector de acuífero drenado por esta surgencia existe una red kárstica desarrollada, a través de la cual se produce, en épocas de recarga, una infiltración rápida de agua de lluvia, que predomina sobre el agua subterránea almacenada en la zona saturada. Durante los períodos lluviosos disminuyen los contenidos en Ca^{2+}, Mg^{2+} y Cl^-, la alcalinidad y la P_{CO2} del agua del manantial (fig. 5.40) porque el agua de infiltración circula a través del acuífero a gran velocidad, sin que permanezca en éste el tiempo suficiente como para aumentar mucho sus contenidos químicos por fenómenos de reconcentración en el epikarst o por disolución de la roca carbonatada.

Tras los principales episodios lluviosos se produce, inicialmente, una rápida recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua de la surgencia, aunque es necesario que transcurran entre unos 3 y 5 meses para que se alcancen los valores del orden de los existentes antes de la recarga. Este comportamiento refleja nuevamente la existencia de una infiltración rápida a través de una red kárstica con cierto desarrollo pero también de una infiltración diferida, algo más lenta, que mantiene los valores bajos de conductividad durante más tiempo.

No existe correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (indicativa del tiempo de permanencia en el acuífero) y el contenido en Cl^- (cuyas variaciones se producen por evapotranspiración a nivel de la zona no saturada) de las aguas drenadas por la

surgencia (fig. 5.37), lo que refleja la escasa influencia de la zona no saturada en la composición química del agua del manantial.

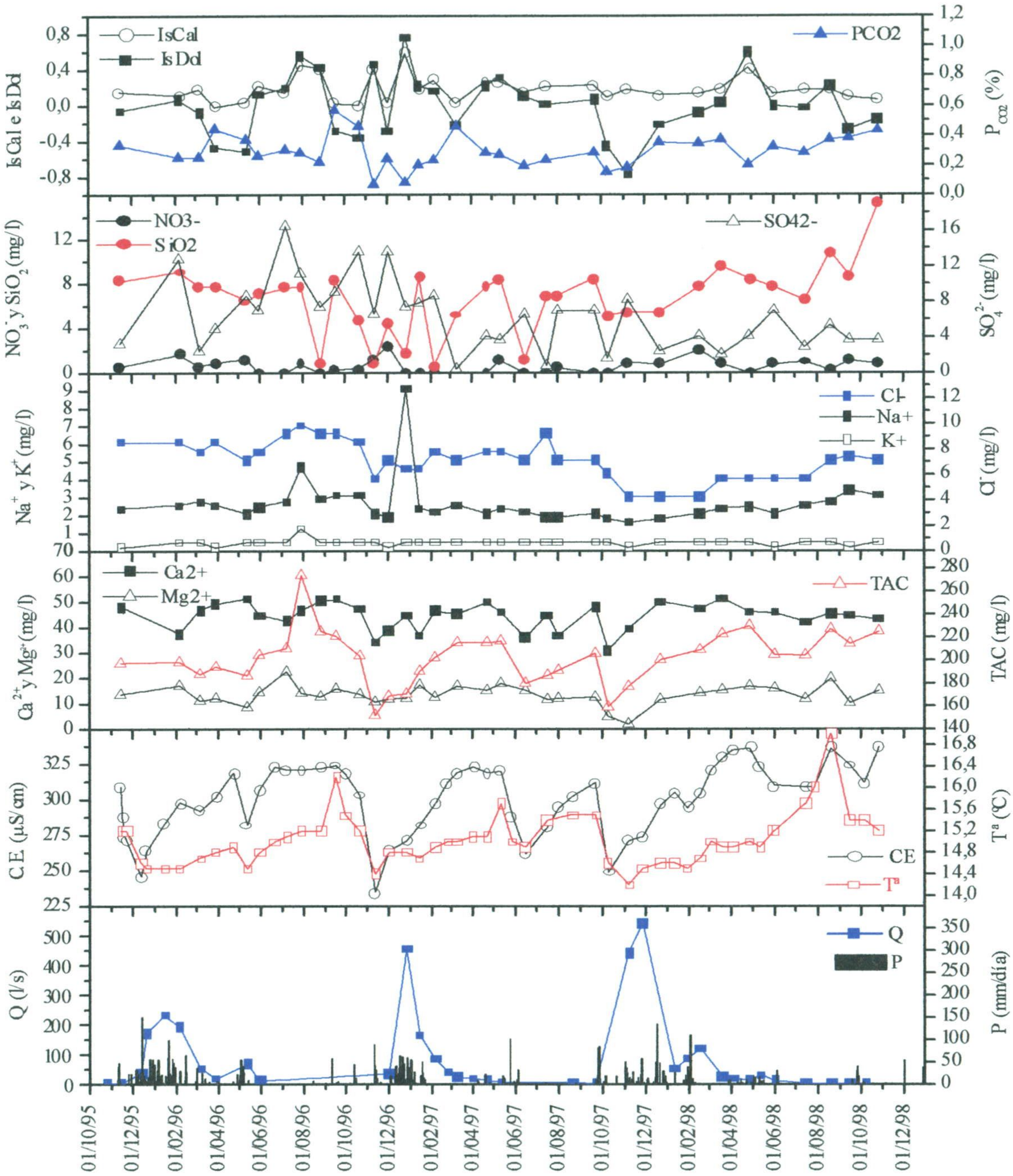


Fig. 5.40. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Cuevas del Moro durante el período de investigación.

5.1.5.2.5. Manantial de Río Grande (M-24)

La surgencia de Río Grande drena aguas ligeramente saturadas en calcita y subsaturadas en dolomita, con un valor medio de P_{CO2} de 0.37 % (tabla 5.6). La facies hidroquímica mayoritaria es la bicarbonatada cálcica, aunque también existen muestras bicarbonatadas cálcico-magnésicas.

En este manantial se constatan las mayores diluciones durante los períodos de recarga, por mezcla del agua de lluvia con el agua de la zona saturada, que se manifiestan en claros descensos de los valores de conductividad eléctrica, del orden del 40 % de valor medio para la recarga de invierno y del 30 % para la recarga de primavera (fig. 5.41). Esto significa que el sector de acuífero drenado por esta surgencia es el que muestra el mayor grado de karstificación funcional del sistema, existiendo una red kárstica muy desarrollada, a través de la cual se produce infiltración rápida.

Durante los episodios de recarga disminuyen la alcalinidad, los contenidos en Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, Na^+, SO_4^{2-} y SiO_2, la P_{CO2} (fig. 5.41) y la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} del agua del manantial (fig. 5.38). Existe una correlación significativa entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por la surgencia (fig. 5.37), de manera que las aguas que presentan los mayores valores Mg^{2+}/Ca^{2+} (con largo tiempo de residencia en el acuífero) son las que tienen los contenidos en Cl^- más elevados. Este hecho refleja claramente la gran influencia que tienen tanto la zona no saturada como la zona saturada en el quimismo del agua, ya que en el manantial aparecen aguas que han permanecido almacenadas en el epikarst un tiempo lo suficientemente largo como para incrementar su contenido en Cl^- por fenómenos de evapotranspiración pero también el valor de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+}.

La recuperación de la conductividad eléctrica hasta alcanzar los valores previos a la recarga se produce de manera relativamente rápida, entre 1-2 meses.

Los procesos de dilución van acompañados de efectos "pistón o caza", apareciendo en el manantial aguas con elevados valores de conductividad eléctrica (entre 400 y 567 µS/cm). Tres de estos efectos pistón, detectados durante el período Diciembre de 1996-Febrero de 1997 han sido analizados con detalle (fig. 5.42), para tratar de conocer si estas aguas más mineralizadas, con mayor tiempo de residencia en el acuífero, proceden de la zona saturada o bien de la zona no saturada. Como se observa en la figura 5.42, el agua drenada por el manantial durante estos efectos pistón

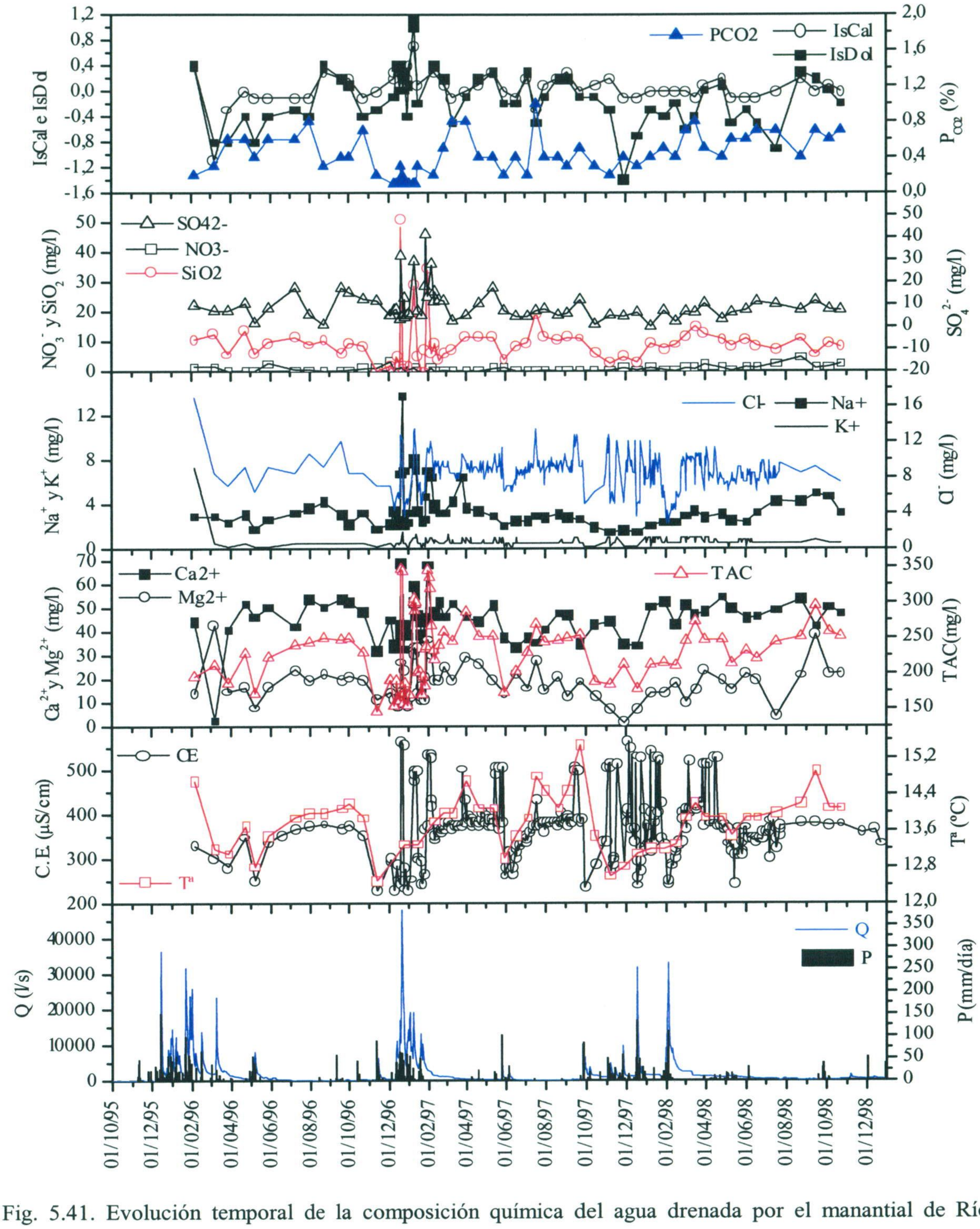


Fig. 5.41. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Grande durante el período de investigación.

presenta una mayor relación Mg^{2+}/Ca^{2+} que el agua drenada durante el agotamiento, lo cual indica que se trata de aguas con mayor tiempo de residencia en la zona saturada, pero también muestra unos mayores contenidos en Cl^- y NO_3^-, componentes propios de

la zona de infiltración. Se requiere así la existencia de dos modos de infiltración en el sector de acuífero drenado por esta surgencia: por un lado, una infiltración rápida y más concentrada en zonas de recarga situadas a mayor altitud y con escasa vegetación (sector del Torrecilla), que provoca la movilización de aguas más profundas que las que normalmente circulan a través de la zona saturada, con mayor tiempo de residencia (mayor contenido en Mg^{2+} y menor contenido en Ca^{2+}) y, por otro lado, una infiltración más difusa y retardada en zonas de recarga con mayor cubierta vegetal y edáfica (laderas de la sierra), que produce lixiviación del suelo, aumentando así los contenidos en Cl^- y NO_3^- del agua infiltrada. El análisis hidroquímico pone así de manifiesto el importante papel que juegan tanto la zona no saturada como la zona saturada en la composición química del agua drenada por el manantial de Río Grande.

5.1.5.2.6. Manantial de Cisnera (M-28)

Las aguas drenadas por la surgencia de Cisnera, las más mineralizadas de todo el sistema, presentan un valor medio de P_{CO2} mucho más elevado (0.90 %) que el de los restantes manantiales estudiados y están saturadas en calcita (tabla 5.6). El hecho de que las aguas (de facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica) estén siempre saturadas en dolomita indica que el tiempo medio de residencia del agua en el acuífero es elevado, puesto que la velocidad de reacción de la disolución de la dolomita es lenta y notablemente inferior a la de la calcita.

En este manantial se observan efectos de tipo "pistón" en épocas de recarga, apareciendo aguas con elevados valores de conductividad eléctrica y de TAC durante las puntas de crecida y varios meses después de éstas (fig. 5.43). La llegada de las precipitaciones provoca la movilización y el empuje hacia la surgencia de aguas más mineralizadas, con mayor tiempo de residencia en la zona no saturada del acuífero, sin que se produzca una mezcla significativa con el agua de infiltración. Después, se produce una lenta disminución de los valores de la conductividad eléctrica del agua, hasta alcanzar valores similares a los previos a la recarga (fig. 5.43). Los descensos observados en los valores de conductividad eléctrica responden a disminuciones de TAC y de los contenidos en Ca^{2+}, Cl^- y Na^+ y van acompañados de descensos en los valores de P_{CO2} del agua (fig. 5.43) y en la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (fig. 5.36): una vez "lavado" el epikarst, las aguas de infiltración con menor tiempo de permanencia en el

acuífero alcanzan la zona saturada, se mezclan con las allí existentes hasta que son drenadas por el manantial.

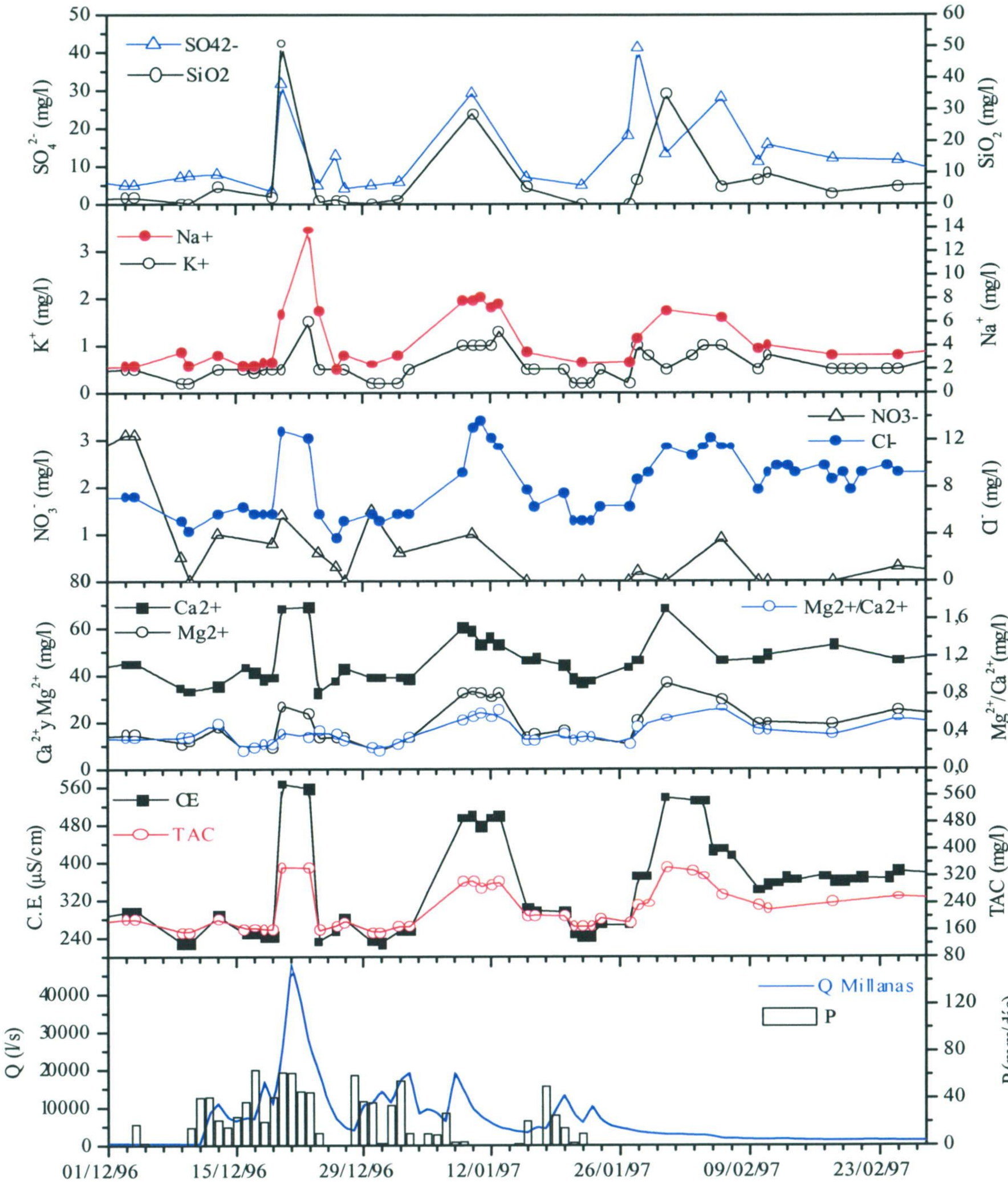


Fig. 5.42. Detalle de la evolución temporal de la composición química del agua correspondiente a los "pistones" aparecidos en la surgencia de Río Grande (Diciembre 1996-Febrero 1997).

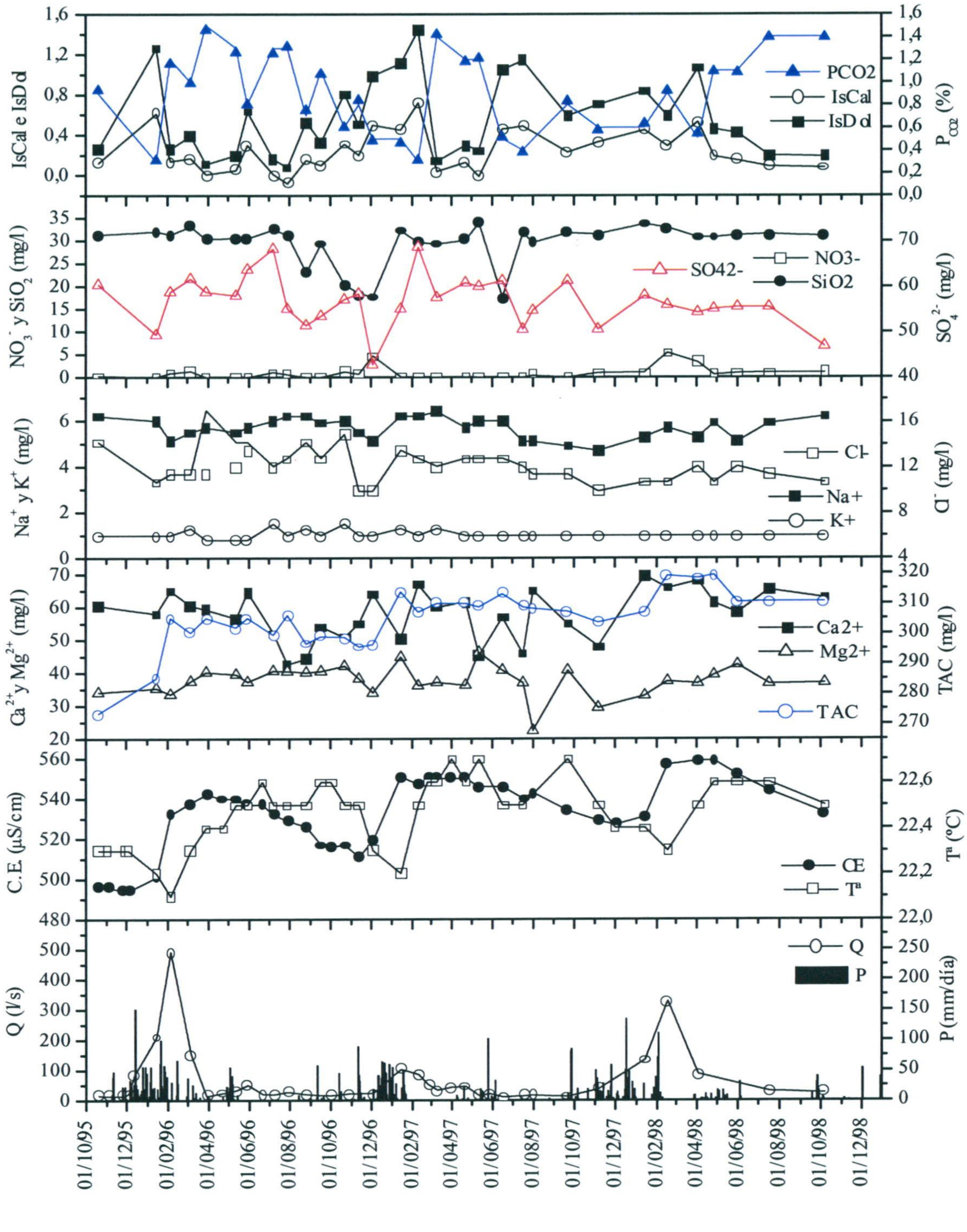


Fig. 5.43. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Cisnera durante el período de investigación.

Durante el período de estudio se observa una tendencia ascendente en la evolución temporal de la conductividad eléctrica (con disminución progresiva de la

amplitud entre los valores máximos y mínimos), relacionada principalmente con un incremento en el contenido en Ca^{2+} y en la alcalinidad y coincidente con una tendencia ascendente de la temperatura del agua (figs. 5.28 y 5.43). Por el contrario, los contenidos en Cl^- y en SO_4^{2-} siguen una ligera tendencia descendente a lo largo de dicho período (fig. 5.43). El escaso grado de karstificación funcional de este sector del acuífero limita la cantidad de agua de la zona de infiltración que puede mezclarse con el agua de la zona saturada, de modo que, tras tres años de precipitaciones importantes, disminuye progresivamente la proporción agua de recarga/agua de la zona saturada en el manantial (cada vez hay mayor predominio del agua de la zona saturada frente al agua de la zona saturada), lo que conlleva un incremento de la conductividad eléctrica y de la temperatura del agua y una disminución de la amplitud entre los valores máximos y mínimos de ambos parámetros.

Al igual que en el manantial de Río Grande, existe una correlación significativa entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por la surgencia de Cisnera (fig. 5.37), de manera que las aguas que presentan los mayores valores Mg^{2+}/Ca^{2+} (con largo tiempo de residencia en el acuífero) son las que tienen los contenidos en Cl^- más elevados. Este hecho refleja la influencia que tiene la zona no saturada en el quimismo del agua, ya que en el manantial aparecen aguas que han permanecido almacenadas en el epikarst un tiempo lo suficientemente largo como para incrementar su contenido en Cl^- por fenómenos de evapotranspiración pero también su contenido en Ca^{2+} y Mg^{2+}, por disolución de la roca carbonatada.

5.1.5.3. Curvas de frecuencias

Siguiendo la metodología propuesta por Bakalowicz (1976, 1977, 1979), se han elaborado las curvas de frecuencia de la conductividad eléctrica del agua drenada por las seis surgencias principales del sistema (fig. 5.44). La interpretación clásica de este tipo de curvas (Bakalowicz y Mangin, 1980) es que las curvas serán plurimodales y el rango de variación del parámetro hidroquímico considerado mayor será cuanto más heterogéneo o karstificado sea el sistema acuífero.

Como se observa en la figura 5.44, en todas las curvas aparece una moda principal, que caracteriza las aguas propias de la zona saturada, drenadas durante el agotamiento, pero el rango de variación es muy diferente para cada manantial. La

surgencia de Algoma muestra una curva unimodal, con un rango de variación muy reducido. Por el contrario, el manantial de Río Grande muestra un rango de variación mucho mayor, con modas secundarias tanto hacia los valores más bajos de conductividad eléctrica, que corresponderían a las diluciones del agua de la zona saturada por la mezcla con el agua de infiltración menos mineralizada, como hacia los valores más altos de conductividad eléctrica, que corresponderían a aguas más mineralizadas, con mayor tiempo de residencia en el acuífero, empujadas hacia la surgencia por el efecto de la recarga (efectos pistón). En el resto de surgencias, el rango de variación de la mineralización es intermedio, apareciendo en la curva de frecuencias una asimetría hacia los valores más bajos de conductividad eléctrica correspondiente, como en el caso anterior, a los procesos de dilución durante los períodos de recarga. En el caso del manantial de Cisnera, en este tramo asimétrico se observa una segunda y una tercera moda claramente diferenciadas, lo cual indica que durante los episodios de recarga no se produce una mezcla total entre el agua de infiltración y el agua de la zona saturada.

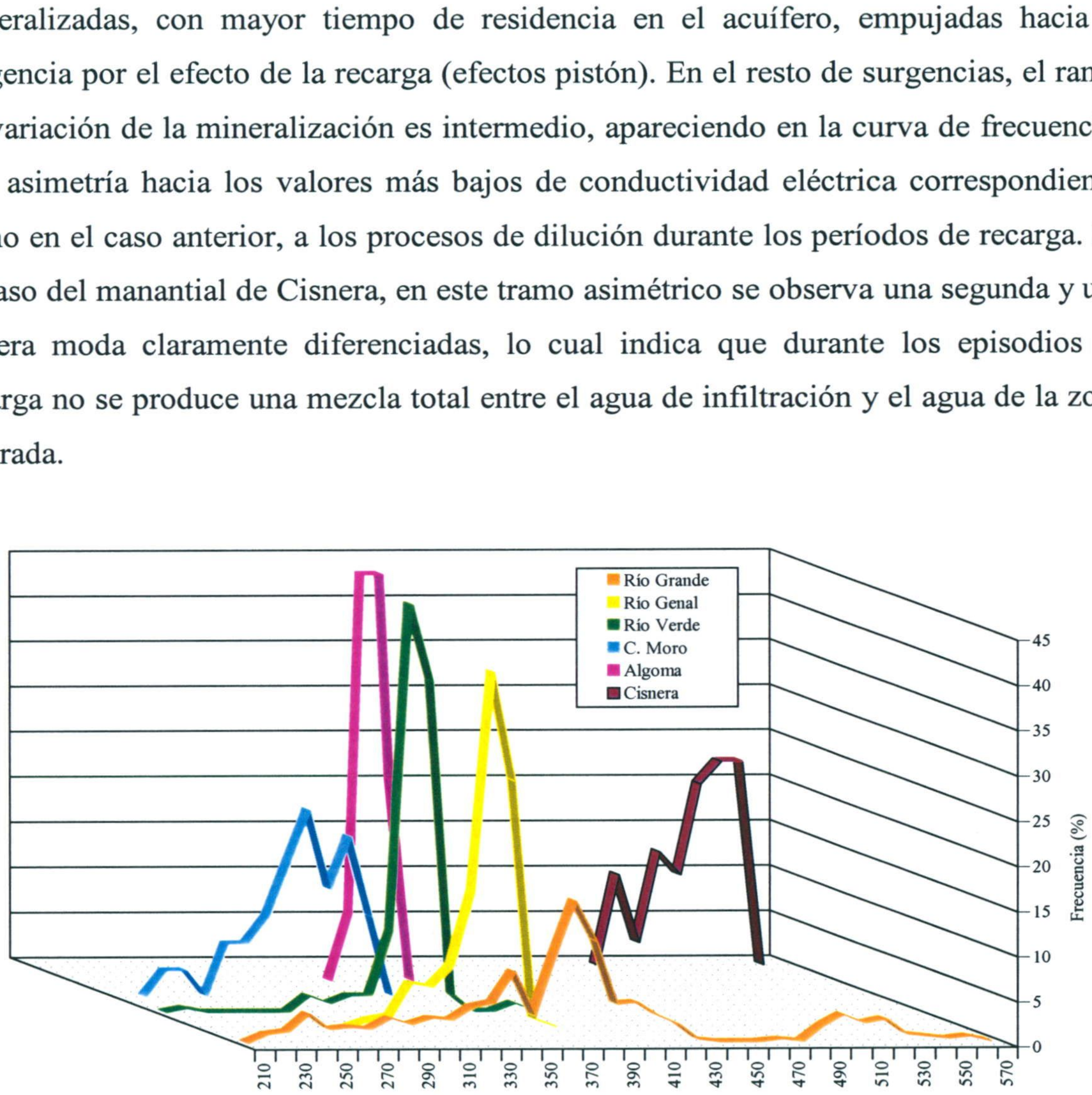


Fig. 5.44. Gráfico de frecuencias elaborado a partir de los datos de conductividad eléctrica del agua de los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

Así, la curva de frecuencias de la conductividad eléctrica refleja el bajo grado de karstificación funcional del sector de acuífero drenado por Algoma (en el que se

produce una mezcla completa, hay homogeneización de todas las recargas) y confirma la existencia de un cierto grado de karstificación funcional en el resto del sistema acuífero, mayor en el caso del manantial de Río Grande que en el resto de manantiales, que impide la homogeneización hidroquímica y permite la aparición, en la surgencia, de aguas de tipos diferentes.

5.1.5.4. Conclusiones sobre la hidroquímica del sistema

Las aguas drenadas por los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves son de facies bicarbonatada cálcica o bien bicarbonatada cálcico-magnésica. A excepción del manantial termal de Cisnera, existe un gran parecido en la composición química del agua de las surgencias.

Los valores medios de los índices de saturación indican que las aguas drenadas por los manantiales del sistema están ligeramente sobresaturadas en calcita, salvo las correspondientes a las surgencias de Río Genal y Río Verde, que están en equilibrio con respecto a este mineral. Todos los manantiales drenan aguas subsaturadas en dolomita, a excepción de la surgencia de Cuevas del Moro, que está en equilibrio y del manantial de Cisnera, cuyas aguas están sobresaturadas en dicho mineral.

En todas las surgencias se constatan, durante los períodos de recarga, procesos de dilución por mezcla del agua de lluvia (menos mineralizada) con el agua subterránea, que se manifiestan por descensos en los valores de conductividad eléctrica. El valor medio de estas diluciones varía según la surgencia considerada, siendo más elevado en los manantiales de Río Grande y Cuevas del Moro, intermedio en los de Río Genal y Río Verde y menor en el caso de las surgencias de Cisnera y Algoma, especialmente en esta última. En el primer caso, existe una red kárstica muy desarrollada, a través de la cual se produce una infiltración rápida de gran cantidad del agua de recarga, que predomina sobre el agua de la zona saturada. En el segundo caso, existe cierto grado de karstificación funcional pero éste no es muy elevado, limitando la cantidad de agua de lluvia que participa en la mezcla. En las dos últimas surgencias, el desarrollo de la karstificación funcional es muy bajo, de forma que la cantidad de agua de lluvia que entra en el acuífero es muy escasa con relación a la cantidad de agua subterránea almacenada en el mismo.

Por regla general, las disminuciones de la conductividad eléctrica del agua drenada por los manantiales durante los períodos de recarga corresponden a descensos en la alcalinidad, en los contenidos en Ca^{2+} y en Cl^-, en la P_{CO2} y en la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} del agua subterránea, lo cual indica que se trata de aguas de infiltración reciente, que han circulado a través del acuífero de forma relativamente rápida. Las aguas que recargan el acuífero tienen bajos contenidos en Cl^- y una baja P_{CO2} porque el tiempo que permanecen en el epikarst es muy reducido, limitándose así los fenómenos de reconcentración a este nivel del acuífero. Igualmente, tienen bajos contenidos en Ca^{2+} y Mg^{2+} porque no permanecen en contacto con la roca carbonatada el tiempo suficiente como para aumentar de forma considerable dicho contenido por procesos de disolución. El tiempo de recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua tras las diluciones muestra la existencia, además de la infiltración rápida, de una infiltración más lenta y diferida a través de la mayor parte del sistema acuífero.

En los manantiales de Algoma, Cisnera y Río Grande aparecen efectos de tipo "pistón" (mucho más evidentes en la última surgencia) durante y/o después de los principales episodios de recarga, que ponen de manifiesto la existencia de aguas con mayor tiempo de residencia en el acuífero, empujadas hacia el manantial por las aguas de infiltración.

En las surgencias de Río Grande y Cisnera existe una correlación significativa entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- del agua subterránea, de manera que las aguas que presentan los mayores valores Mg^{2+}/Ca^{2+} (con largo tiempo de residencia en el acuífero) son las que tienen los contenidos en Cl^- más elevados. Este hecho refleja el importante papel que juega la zona no saturada en la composición química del agua de ambos manantiales, ya que en éstos aparecen aguas que han permanecido almacenadas en el epikarst un tiempo lo suficientemente largo como para incrementar su contenido en Cl^- por fenómenos de evapotranspiración pero también su contenido en Ca^{2+} y Mg^{2+}, por disolución de la roca carbonatada. En el resto de surgencias no existe correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- del agua subterránea, lo cual indica la menor influencia de la zona no saturada en la composición química de las aguas que drenan.

Los diagramas de frecuencias de la conductividad eléctrica ponen nuevamente de manifiesto el diferente grado de karstificación funcional existente en el sistema

acuífero, muy elevado en el sector de acuífero drenado por los manantiales de Río Grande y Cuevas del Moro, intermedio en el sector drenado por Río Genal y Río Verde y muy bajo en los sectores drenados por las surgencias de Algoma y Cisnera.

5.1.6. Composición isotópica

5.1.6.1. Variación temporal de los contenidos en ^{18}O y ^{2}H

El contenido en ^{18}O y ^{2}H de las aguas subterráneas muestreadas en los manantiales de la Sierra de las Nieves sigue una tendencia ligeramente ascendente durante el período analizado (fig. 5.45), como consecuencia de la disminución de la cantidad de precipitación caída desde 1996 hasta 1998 (efecto cantidad). En el agua de lluvia, debido al menor número de muestras analizadas, esta tendencia se detecta sólo cuando se dibuja la línea de regresión definida por la serie de datos. La pendiente de dicha línea (0.001) es similar a las de las líneas de regresión definidas por los contenidos en ^{18}O de las aguas subterráneas.

Ante las importantes precipitaciones que tienen lugar a finales del año 1996 y principios de 1997 (unos 1000 mm), los manantiales responden con rápidos aumentos de caudal y disminuciones del contenido isotópico (fig. 5.45), como consecuencia de la infiltración de agua de lluvia invernal de composición isotópica más ligera. Sin embargo, ante las precipitaciones que se producen a finales del año 1997, los manantiales responden con un aumento de caudal acompañado de un ligero aumento de la composición isotópica, porque la recarga del acuífero se ha producido por agua de lluvia menos negativa desde el punto de vista isotópico (fig. 5.45). Esta observación permite deducir una rápida infiltración del agua de lluvia a través de la roca carbonatada, sin que se produzca en estos periodos de recarga una mezcla significativa con el agua subterránea, puesto que se conserva la señal de entrada. Por lo tanto, el sistema acuífero estudiado tiene una escasa inercia y una baja capacidad de homogeneización de la señal de entrada (precipitaciones).

Las lluvias que se registran a finales de Mayo y comienzos de Junio del 97 (unos 160 mm), presentan una composición isotópica muy pesada ($\delta^{18}O$= -0.61 ‰ y $\delta^{2}H$= -4.05 ‰), pero que no tiene reflejo en el agua subterránea (fig. 5.45), porque se trata de

una precipitación aislada insuficiente como para provocar una marcada respuesta en los manantiales.

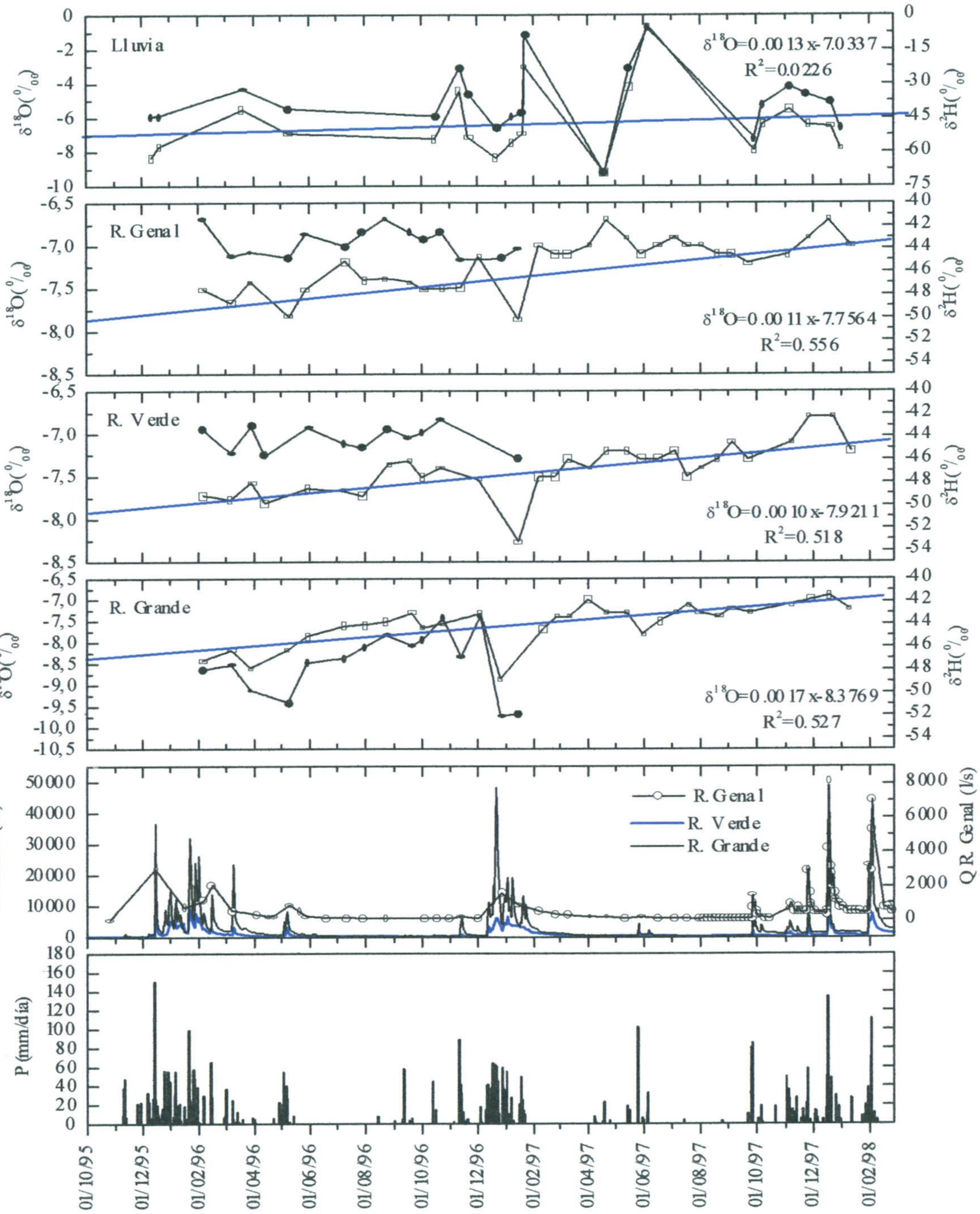


Fig. 5.45. Evolución temporal del contenido en ^{18}O (marcador blanco) y ^{2}H (marcador negro) del agua de lluvia y de las aguas subterráneas recogidas en el sistema de la Sierra de las Nieves. En color azul, líneas de regresión correspondiente a los datos de ^{18}O del agua de lluvia y de las aguas subterráneas.

5.1.6.2. Curvas de frecuencias

Las curvas de distribución de frecuencias de los parámetros isotópicos, al igual que las de los parámetros químicos, permiten precisar el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos (Bakalowicz *et al.*, 1974; Bakalowicz, 1979).

A partir de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ disponibles, se han realizado las curvas de frecuencias correspondientes a los manantiales estudiados. Como se observa en la figura 5.46, las curvas de frecuencia de los tres manantiales principales del sistema muestran un gran rango de variación y una forma plurimodal, aunque el manantial de Río Grande muestra un rango de variación mucho mayor al del resto de surgencias, y mayor número de modas. De acuerdo con la interpretación clásica de este tipo de curvas, se confirma la existencia de un cierto grado de karstificación funcional en el sistema acuífero que impide la homogeneización isotópica, mayor en el caso del sector de acuífero drenado por el manantial de Río Grande que en el drenado por el resto de surgencias, de acuerdo con los resultados obtenidos previamente mediante el análisis de las respuestas hidrodinámica e hidroquímica (Liñán *et al.*, 1999; 2001).

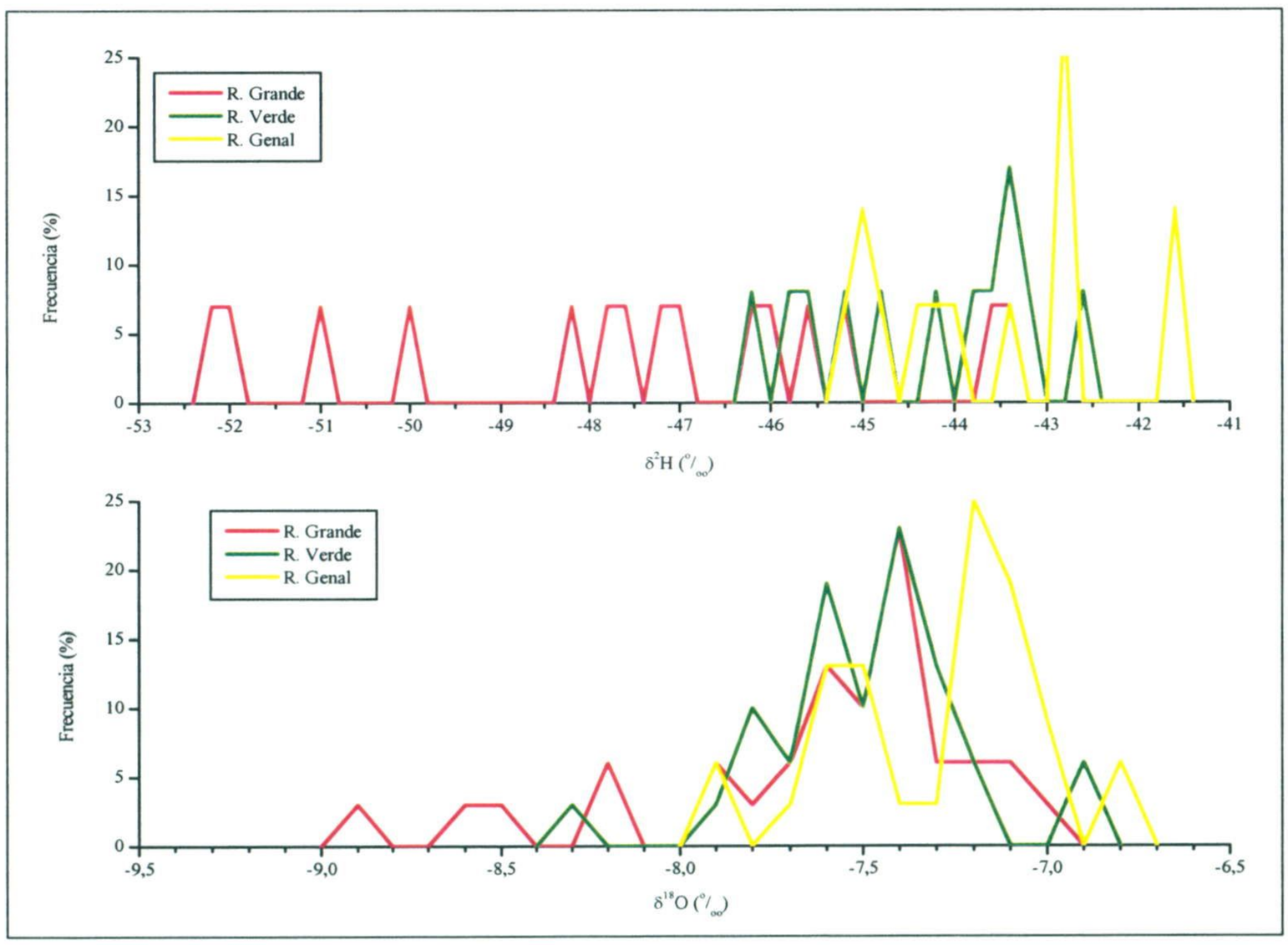


Fig. 5.46. Gráficos de frecuencias elaborados a partir de los datos isotópicos (^{18}O y ^{2}H) del agua drenada por los principales manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

5.1.6.3. El contenido en tritio del agua subterránea

Para estimar el contenido en tritio del agua subterránea, se recogieron seis muestras de agua en el manantial de Río Grande, en distintas condiciones hidrodinámicas. Dos de las muestras se recogieron en época de estiaje (Septiembre de 1996 y de 1997), dos en situación de crecida (Enero y Diciembre de 1997) y dos durante la decrecida, coincidiendo con la aparición de flujos tipo pistón en la surgencia (Febrero y Diciembre de 1997). En la tabla 5.8 se recogen los resultados de dichas determinaciones.

Fecha	Situación hidrodinámica	C.E. (µS/cm)	Caudal (l/s)	Tritio (UT)
20-sep-96	Agotamiento	370	296	5,18
24-ene-97	Crecida	268	10436	3,75
03-feb-97	Decrecida (pistón)	532	2650	4,64
23-sep-97	Agotamiento	382	264	5,50
19-dic-97	Crecida	256	15000	3,31
24-dic-97	Decrecida (pistón)	527	2218	4,80

Tabla 5.8. Contenidos en tritio de las muestras de agua correspondientes al manantial de Río Grande. El caudal incluye agua de escorrentía superficial y de otras surgencias.

La evolución temporal del contenido en tritio de las muestras analizadas es muy similar a la de la lluvia recogida en la estación de Faro, en Portugal (fig. 5.47), la estación de la GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) más próxima de la que se tienen más datos, si bien los contenidos son siempre superiores a los del agua de lluvia de esta estación (fig. 4.13). Las muestras con mayor contenido en tritio (5.18 y 5.50 UT) corresponden a las recogidas en estiaje, mientras que las de menor contenido en este isótopo (3.75 y 3.31 UT) corresponden a las recogidas en situación de crecida, como consecuencia de la entrada en el acuífero de agua de lluvia con menor concentración en tritio. Por tanto, las variaciones del contenido en tritio coinciden con la variación estacional del contenido en dicho isótopo en el agua de lluvia, con máximos valores en primavera-verano y mínimos en otoño-invierno (figs. 4.13 y 5.47). Esta observación es coherente con el mayor grado de karstificación funcional deducido en

este sector del acuífero. Las muestras correspondientes a los flujos tipo pistón tienen contenidos en tritio intermedios entre las muestras de estiaje y crecida (4.64 y 4.80 UT), como consecuencia de la mezcla de las aguas almacenadas en el acuífero con el agua de lluvia recién infiltrada.

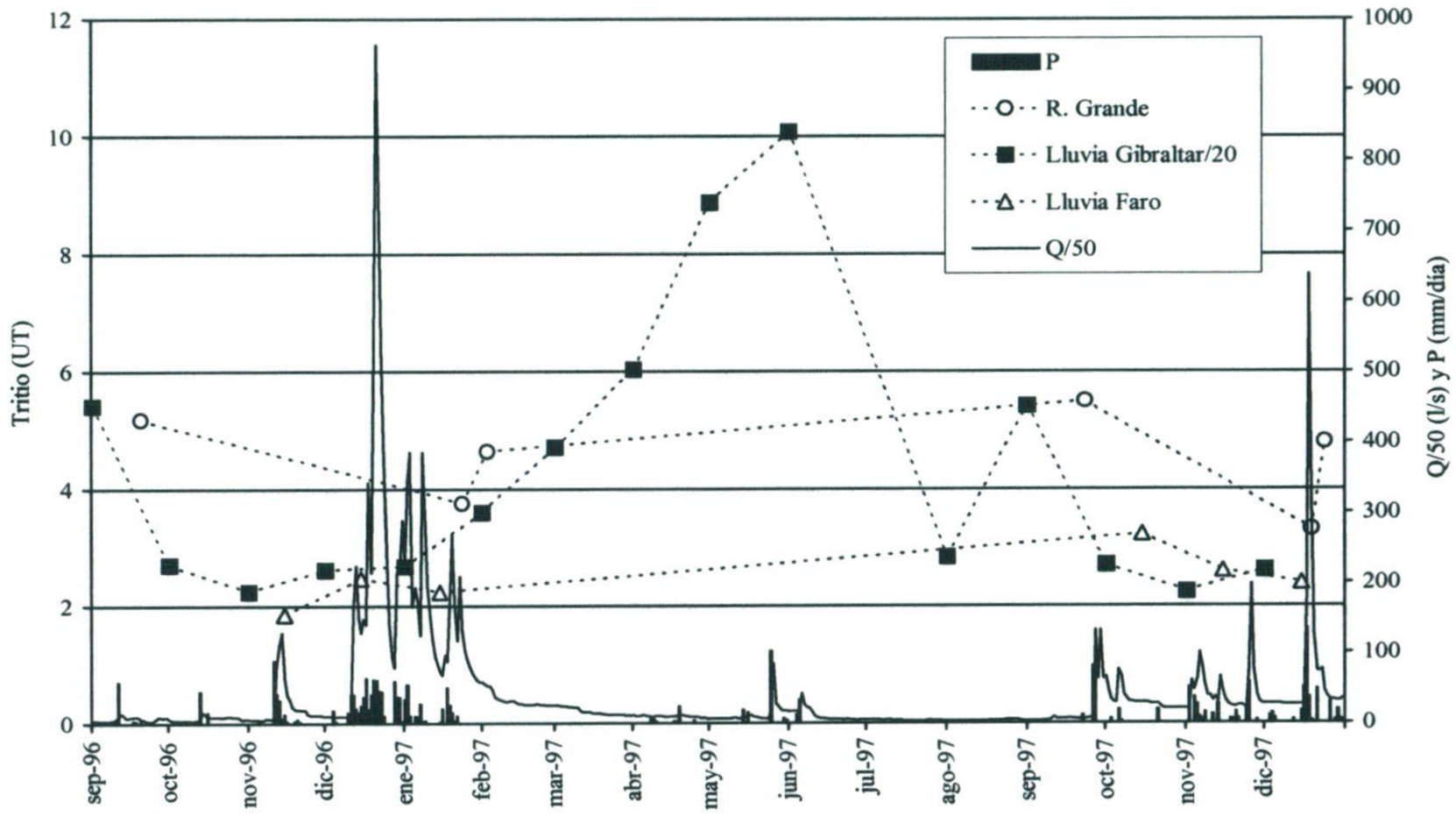


Fig. 5.47. Evolución temporal del contenido en tritio del agua de lluvia recogida en las estaciones de Faro y Gibraltar (evolución media anual) y en el manantial de Río Grande.

5.2. EL SISTEMA DE YUNQUERA

5.2.1. Límites y geometría

El sistema de Yunquera ocupa una superficie de 12 Km^2 (fig. 5.48). Sus límites Norte y Oeste, aunque difíciles de precisar, parecen corresponder al contacto de cabalgamiento con la unidad tectónica de Nieves y, en algunos sectores, al contacto con materiales del Flysch y de las Unidades Frontales. Al Sur, está limitado por el cabalgamiento de los materiales alpujárrides de baja permeabilidad (peridotitas de la Unidad de los Reales) sobre los materiales acuíferos de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. Al Este está limitado por la falla plurikilométrica de dirección N135E, situada al Este del Cerro Peral, que lo separa de la unidad tectónica de Nieves. El sistema de Yunquera coincide, por lo tanto, con el "canal tectónico" definido por Martín Algarra (1987).

5.2.2. Puntos de agua

El principal punto de descarga del sistema es el manantial del Plano (M-27), que surge en las inmediaciones de la población de Yunquera, a una cota de 700 m s.n.m. (fig. 5.48). Existen otros puntos de agua de mucha menor importancia (fig. 5.48 y tabla 4.1) situados a una cota similar, en el contacto entre las diferentes formaciones de la unidad tectónica de Yunquera, como los manantiales de Venta Merino (M-30), Tronjilar (M-21) o la galería "7 por 7" (G-1); surgencias a cota inferior, como Porticali (M-22), y otros manantiales situados a mayor altitud, como Puerto de las Abejas (M-26).

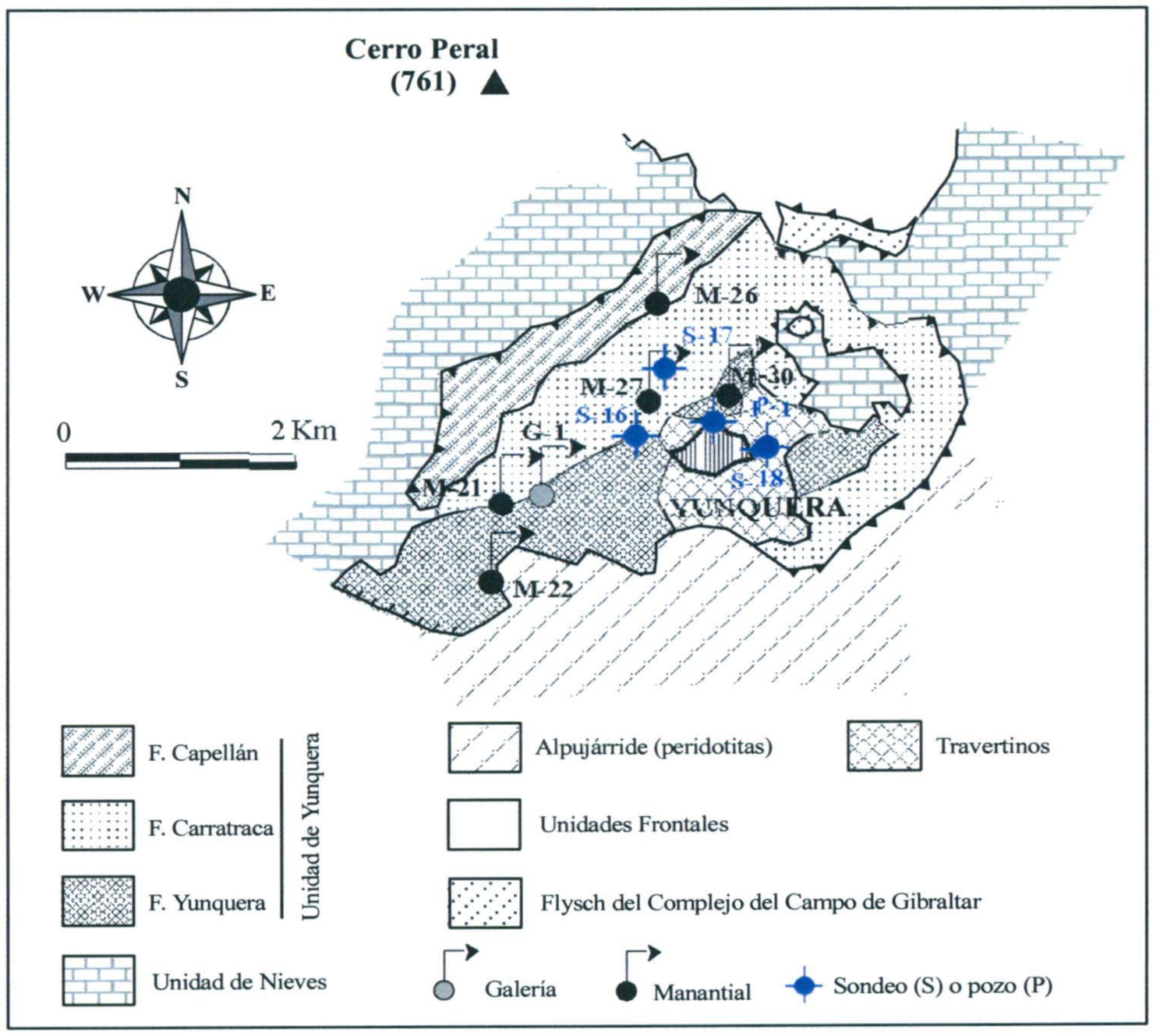


Fig. 5.48. El sistema de Yunquera.

En el sistema hay inventariados 3 sondeos y un pozo, dos de los cuales (S-17 y P-1) se utilizan para abastecimiento a Yunquera y uno (S-18) no tiene ningún uso en la actualidad. El sondeo S-16, perforado en el año 1991, fue sellado con hormigón porque las extracciones que en él se realizaban afectaban directamente al próximo manantial del Plano.

5.2.3. Hidrodinámica

5.2.3.1.Caudales

Los caudales aforados con micromolinete en el manantial del Plano han estado comprendidos entre 0 l/s (Noviembre de 1994 y varios meses de 1995) y 200 l/s (16-2-97), con un valor medio de 89 l/s (fig. 5.49). Este valor se ha obtenido a partir de los datos de caudal correspondientes a 87 aforos: 38 aforos realizados por el IGME, con diferente periodicidad, entre Abril de 1988 y Septiembre de 1998, 1 aforo realizado por la empresa Compañía General de Sondeos (CGS) en Mayo de 1994 y 48 aforos realizados en el marco de este trabajo, desde Febrero de 1996 hasta Octubre de 1998. Durante el período de investigación, los caudales medidos con micromolinete han estado comprendidos entre 32 l/s (30-10-96) y 200 l/s (16-2-97), con un valor medio de 94 l/s.

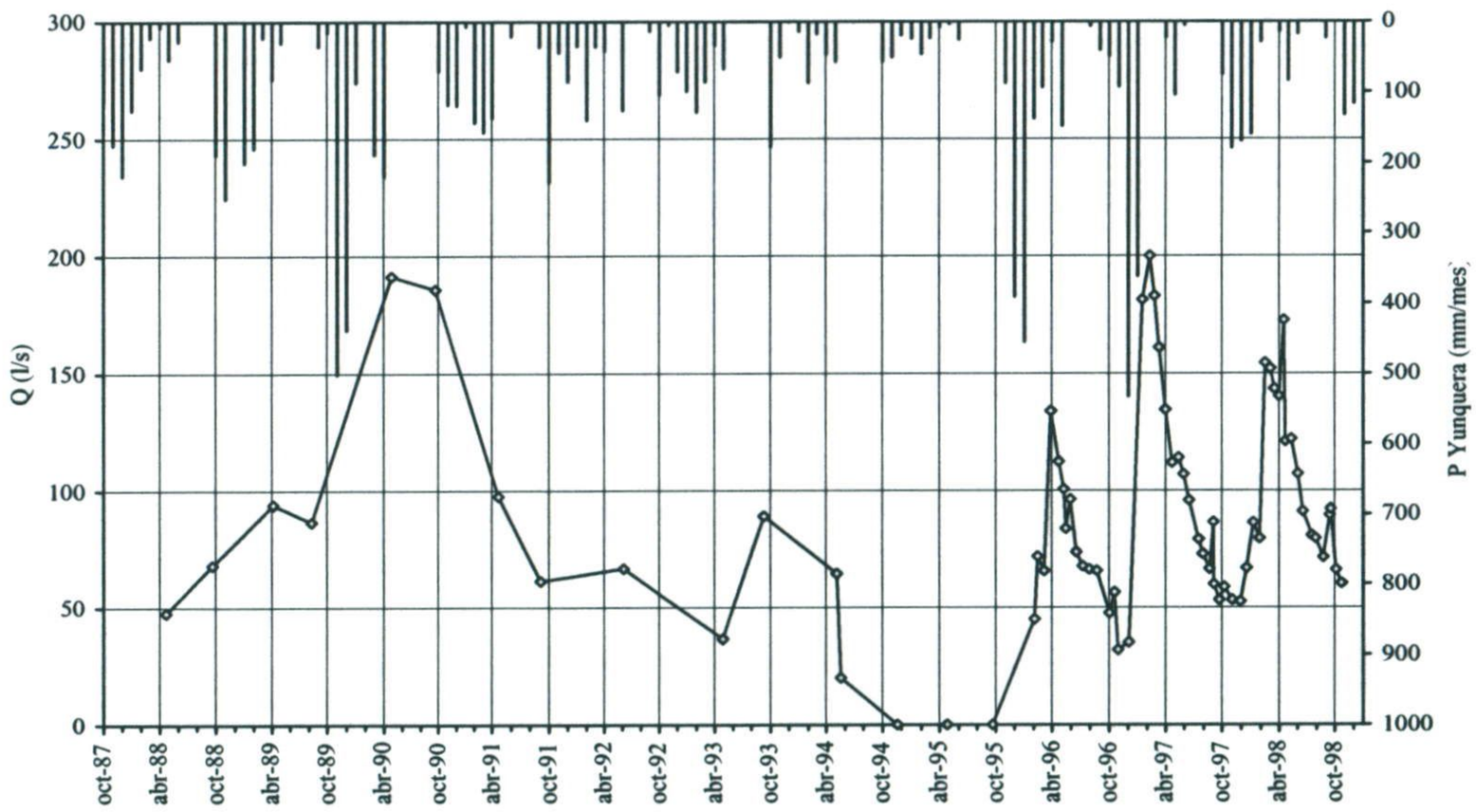


Fig. 5.49. Hidrograma del manantial del Plano.

En el resto de manantiales del sistema, teniendo en cuenta la escasa importancia de su caudal, se han realizado muy pocos aforos. Los valores de caudal obtenidos están comprendidos entre 1 l/s medido en las surgencias de Tronjilar y Porticali (31-7-97) y 7 l/s medidos en la galería "7 por 7" (16-4-96).

5.2.3.2. Descripción del hidrograma del Plano

Durante el período de investigación, el hidrograma del manantial del Plano muestra incrementos de caudal en respuesta a las precipitaciones registradas (fig. 5.50). La surgencia aumenta de caudal sólo cuando se registran lluvias importantes y continuadas. Así, en cada uno de los años hidrológicos analizados se constata una única crecida, con incrementos de caudal comprendidos entre 90 y 170 l/s, que se produce en respuesta a las lluvias invernales.

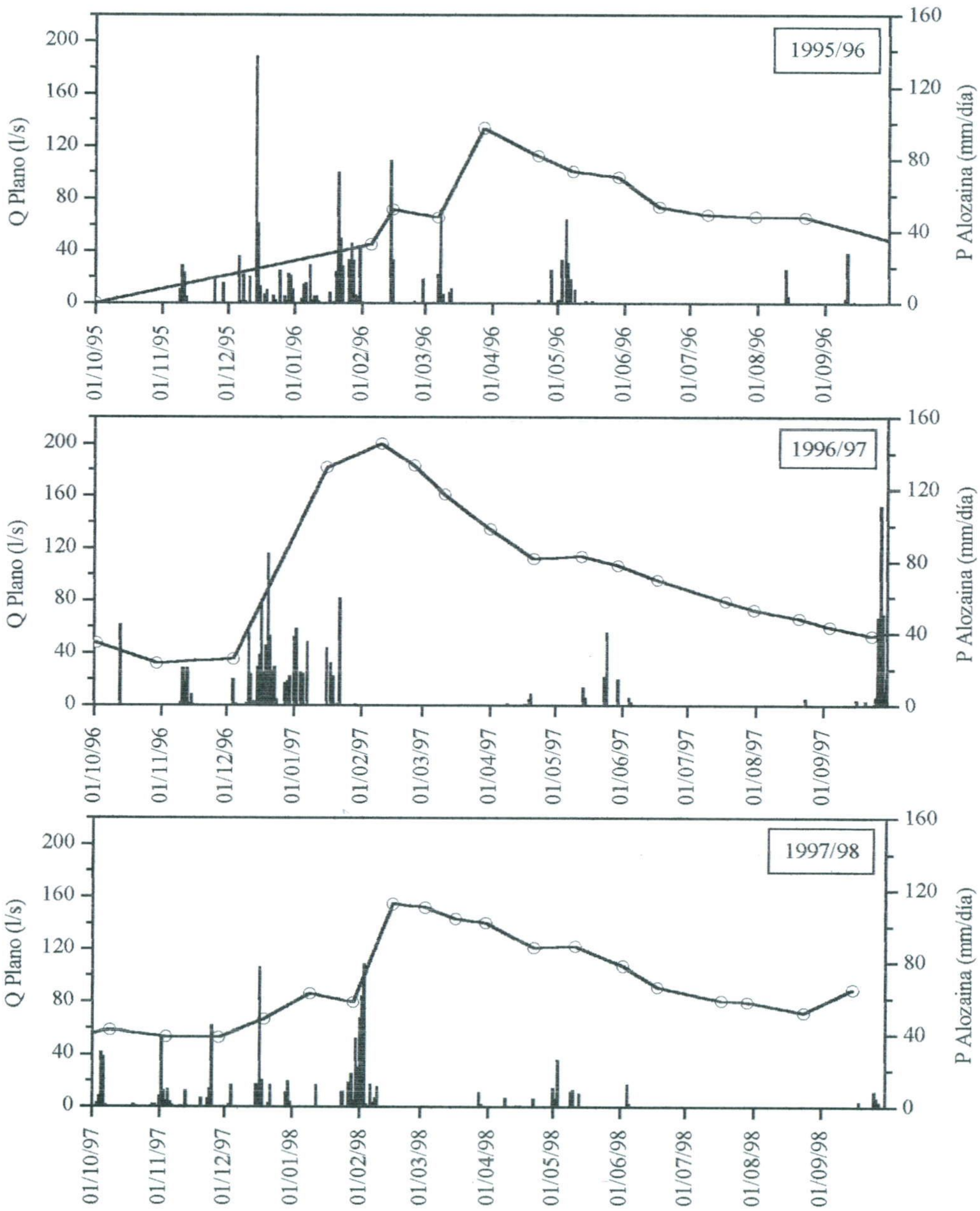


Fig. 5.50. Hidrogramas del manantial del Plano durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98).

Teniendo en cuenta las limitaciones derivadas de la periodicidad de las medidas de caudal realizadas, se observa que el manantial del Plano muestra una respuesta relativamente amortiguada frente a las precipitaciones: las variaciones de caudal son de menor importancia que las observadas en los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves y, además, se producen de una forma más lenta. Esta respuesta hidrodinámica pone de manifiesto un bajo grado de karstificación del sistema acuífero drenado por el manantial del Plano.

5.2.3.3. Análisis de las curvas de agotamiento mediante la expresión de Maillet (1905)

En el manantial del Plano se han analizado tres curvas de agotamiento (fig. 5.51), correspondientes a cada uno de los años hidrológicos del período de investigación. Teniendo en cuenta que en las proximidades del manantial se producen extracciones de agua en el sondeo S-17 (régimen influenciado), no ha sido posible aplicar el método de Mangin (1970, 1975). Por ello, se ha optado por analizar las curvas de agotamiento del manantial, utilizando la expresión de Maillet (1905), según la cual:

$$Q_t = Q_0 \, e^{-\alpha t}$$

siendo Q_t el caudal en un instante *t* del agotamiento, Q_0 el caudal al inicio del agotamiento, α el coeficiente de agotamiento y *t* el tiempo transcurrido desde el inicio del agotamiento

Aunque la duración del agotamiento es desigual para cada una de las curvas analizadas, los valores del coeficiente de agotamiento (α) obtenidos son, en todos los casos, del orden de 10^{-3} días^{-1} (tabla 5.9), lo que significa que el agotamiento se produce de forma lenta, debido a la existencia de una zona saturada poco karstificada que descarga lentamente.

Al representar el porcentaje del volumen dinámico emitido por el manantial a lo largo de los estiajes estudiados (fig. 5.51), se constata que el vaciado del sistema se produce de forma lenta, puesto que, si se mantuvieran las condiciones del agotamiento, se necesitarían entre 105 y 182 días para drenar el 50 % del volumen dinámico. Este valor es indicativo del alto poder regulador que tiene el sistema acuífero.

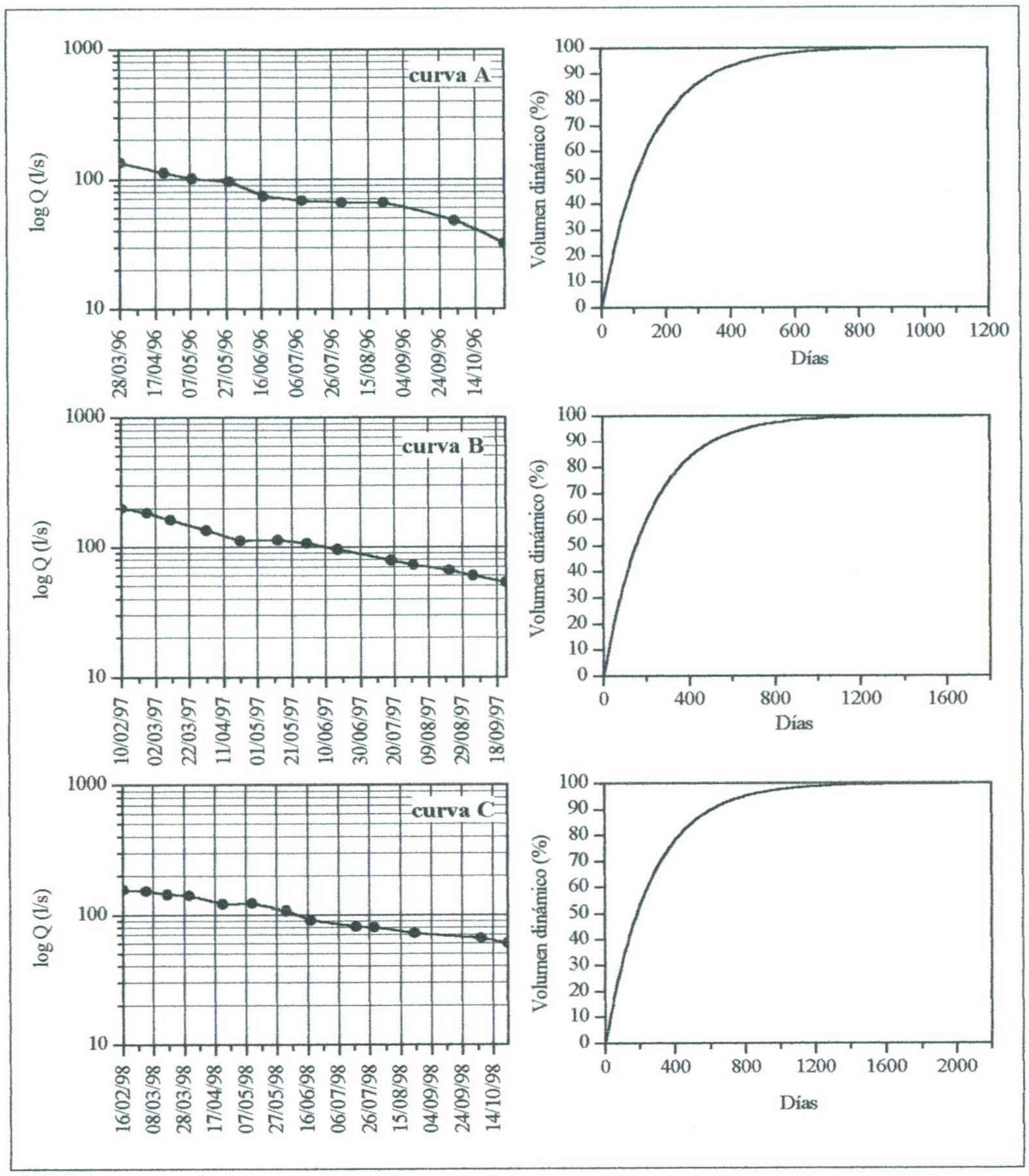


Fig. 5.51. A la izquierda, curvas de agotamiento analizadas en el manantial del Plano. A la derecha, gráficos del porcentaje del volumen dinámico drenado en función del tiempo correspondientes a dicha surgencia.

Curva analizada	Duración agotamiento (días)	Qi ag (l/s)	Qf ag (l/s)	α (días^{-1})	Vd (hm^3)	50% Vd (días)
A	216	134	32	0,00663	1,7	105
B	291	200	53	0,00456	3,8	152
C	250	155	60	0,00380	3,5	182

Tabla 5.9. Parámetros resultantes del análisis de las curvas de agotamiento del manantial del Plano mediante la expresión de Maillet (1905). Leyenda: Qi ag: caudal al inicio del agotamiento, Qf ag: caudal al final del agotamiento, α: coeficiente de agotamiento, V_d: volumen dinámico.

5.2.3.4. Análisis de caudales clasificados

En esta surgencia se ha efectuado un análisis de caudales clasificados utilizando los datos de caudal resultantes de los aforos quincenales realizados con micromolinete durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98).

La serie de datos de caudal disponible se ha dividido en clases de 10 l/s, calculándose la frecuencia relativa acumulada con la que se produce cada clase. El gráfico resultante (fig. 5.52) muestra que las variaciones de caudal se producen de forma lenta, de acuerdo con el comportamiento inercial del sistema acuífero. Las curvas dibujadas en dicha figura son sensiblemente diferentes a las obtenidas para los sistemas típicamente kársticos, las cuales presentan una convexidad mucho más marcada (bajas frecuencias para caudales elevados).

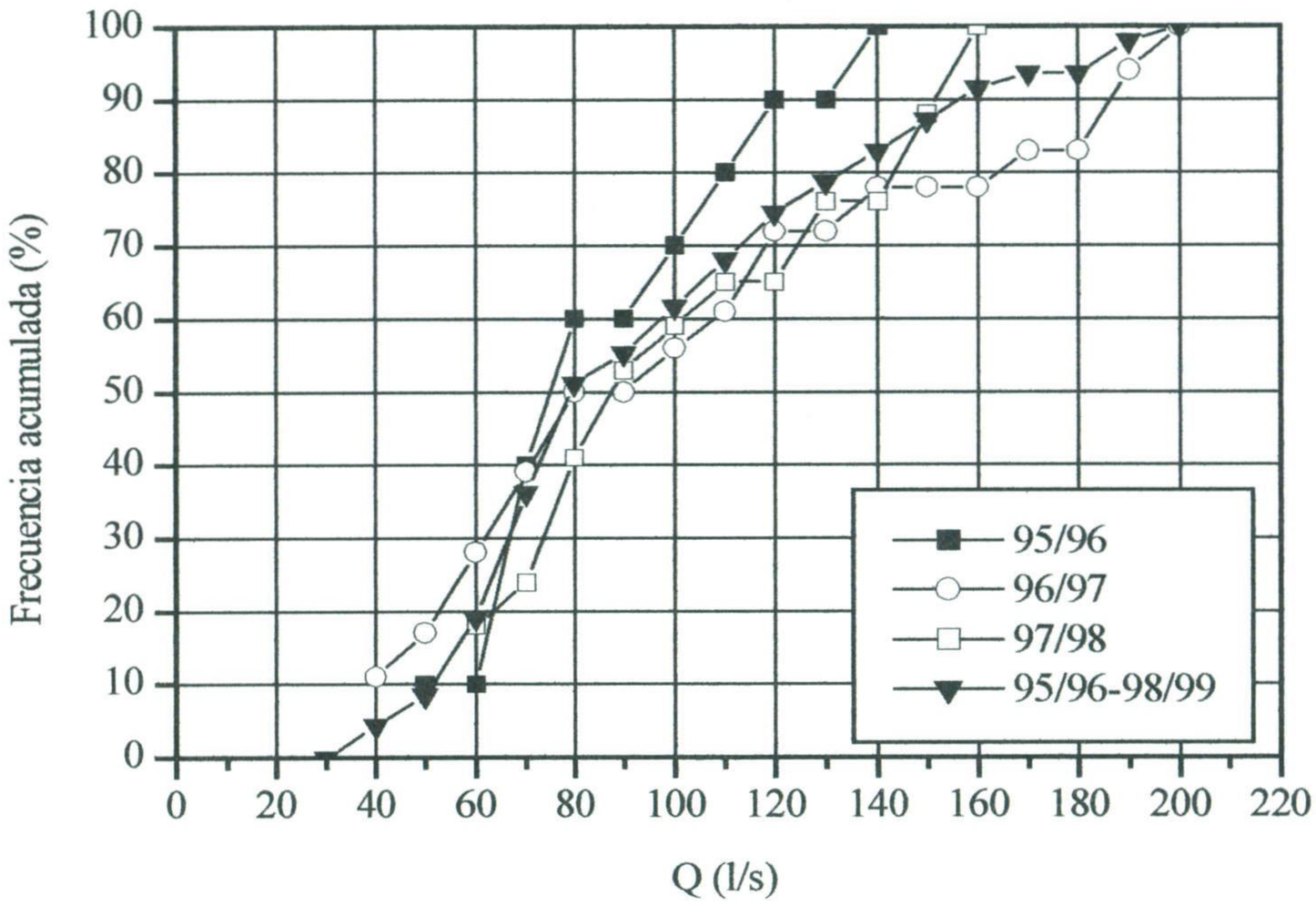


Fig. 5.52. Gráfico de caudales clasificados del manantial del Plano, con la frecuencia relativa acumulada y el caudal en escalas aritmética.

Como las decrecidas en el manantial del Plano son lentas, la frecuencia relativa acumulada, en escala probabilística, se ha representado frente al caudal, en escala aritmética (fig. 5.53). En los gráficos resultantes se observan dos tramos con distinta pendiente:

1. Tramo de caudales inferiores a 80 l/s, correspondiente básicamente a la situación de agotamiento del manantial. Aproximadamente el 50 % de los datos de la serie corresponden a esta situación hidrodinámica.

2. Tramo de caudales superiores a 80 l/s, correspondiente a la situación de aguas altas. Es de menor pendiente que el tramo anterior, lo que se interpreta, de acuerdo con Mangin (1970, 1975), como la formación de una reserva que puede ser restituida al flujo en un ciclo posterior o, eventualmente, a pérdidas de agua en otro circuito kárstico, quizá hacia la Unidad de Nieves infrayacente.

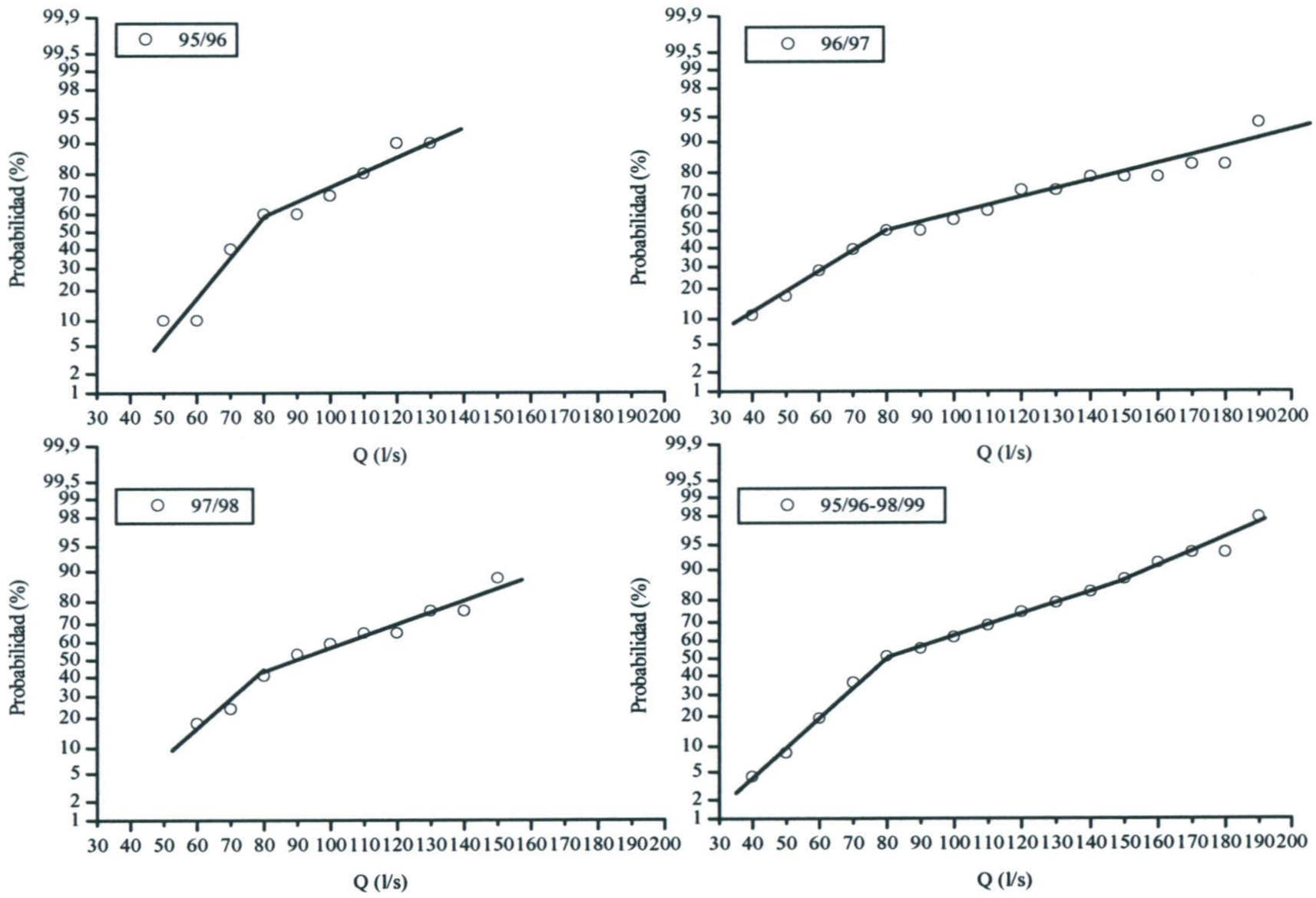


Fig. 5.53. Gráficos de caudales clasificados del manantial del Plano, con la frecuencia relativa acumulada en escala probabilística y el caudal en escala aritmética.

5.2.3.5. Los sondeos del sistema

5.2.3.5.1. Columnas litológicas

De los tres sondeos inventariados en el sistema de Yunquera (fig. 5.48), cuyas profundidades están comprendidas entre 52 y 107 m, sólo se dispone de información sobre las columnas litológicas de los sondeos S-16 y S-17 (fig. 4.4). El sondeo S-16, de

100 m de profundidad, atraviesa 85 m de mármol dolomítico de la Formación Carratraca (alterado en los primeros 35 m) y 15 m de margas que se atribuyen al Flysch del Campo de Gibraltar, el sustrato impermeable del acuífero. El sondeo S-17, de 52 m de profundidad, atraviesa exclusivamente mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca.

5.2.3.5.2. Evolución temporal de la piezometría

Durante el período de investigación se ha medido el nivel piezométrico en el sondeo S-17, con periodicidad aproximadamente quincenal. Además, se dispone de datos anteriores del nivel piezométrico en este sondeo, desde Diciembre de 1989 hasta Mayo de 1996, tomados con periodicidad variable por personal del Ayuntamiento de Yunquera. El nivel piezométrico medio en este sondeo se sitúa a 700 m s.n.m., a la misma cota que el manantial del Plano. La evolución piezométrica no siempre es en régimen natural, al existir explotación por bombeos.

La evolución histórica del nivel piezométrico en esta perforación, similar a la evolución de caudales del manantial del Plano (Fig. 5.54A), presenta dos tramos, uno descendente hasta Noviembre de 1995 y otro con tendencia ascendente desde esta fecha hasta Octubre de 1998, como consecuencia de la precipitación registrada durante el período de investigación. En el primer tramo, la cota piezométrica pasó de 706 m s.n.m. a 696 m s.n.m. El descenso total fue, por lo tanto, de 10 m, según un ritmo de unos 1.7 m/año. En el segundo tramo, la cota piezométrica ascendió un total de 4 m, hasta la cota 700 m s.n.m., a un ritmo de unos 1.3 m/año.

Durante el período de investigación (Fig. 5.54B), se observan tres ascensos del nivel piezométrico, uno por cada año hidrológico, coincidentes con el período de recarga pluviométrica invernal, el más importante del año, y con las crecidas de caudal en la surgencia del Plano. Los incrementos piezométricos son pequeños, del orden de 3 a 5 m y se producen de manera progresiva, de forma que transcurren alrededor de dos-tres meses desde que comienza a subir el nivel hasta que alcanza la cota máxima relativa.

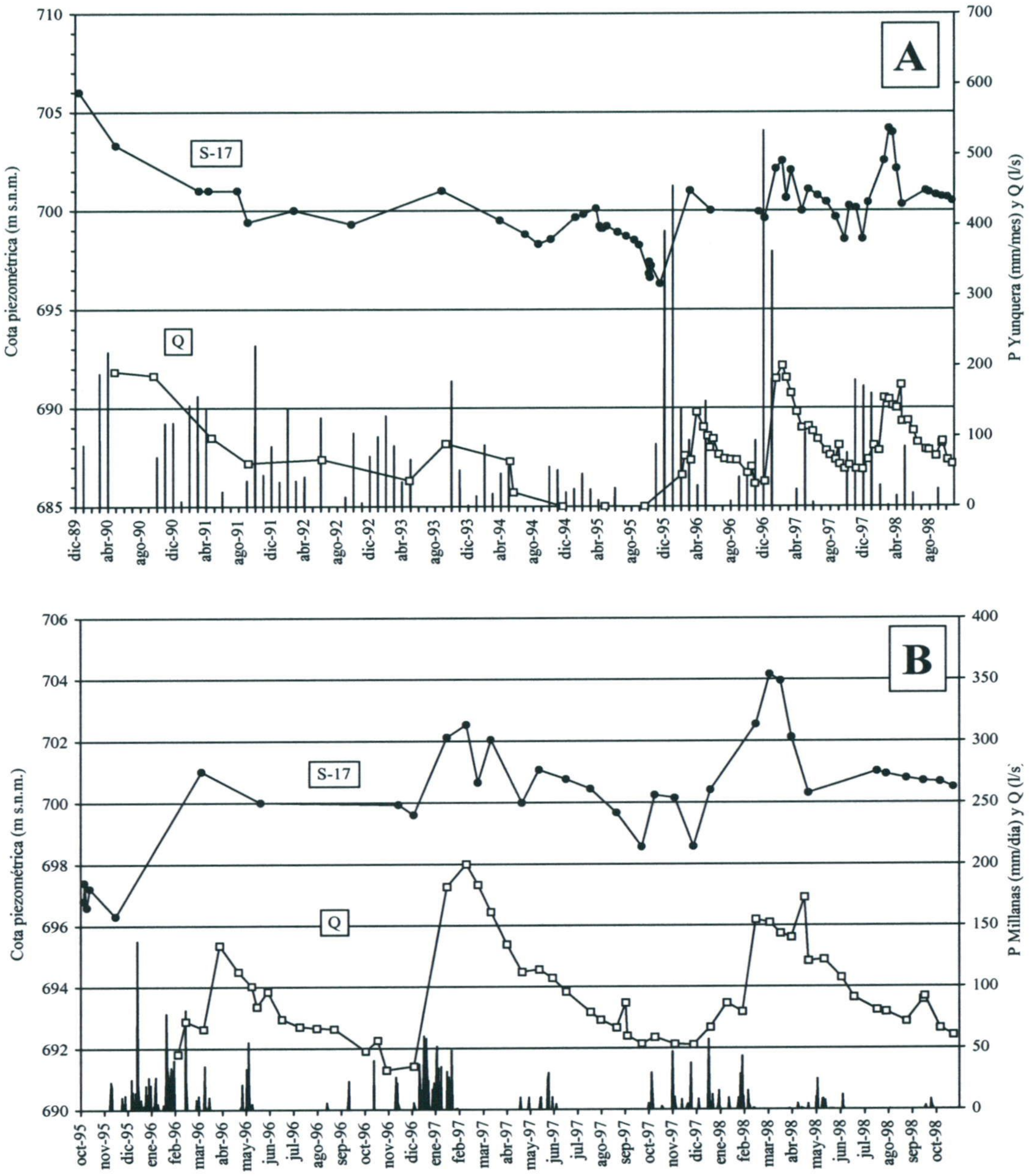


Fig. 5.54. Evolución piezométrica en el sondeo S-17 y del caudal en el manantial del Plano. (A) Período histórico (B) Período de investigación.

5.2.3.5.3. Ensayo de bombeo

En el sondeo S-16, la Diputación Provincial de Málaga (1991) realizó un ensayo de bombeo de 24 horas de duración, con caudal variable y creciente. Durante el ensayo se realizaron seis escalones de diversa duración (entre 30 minutos y 11 horas y media), con caudales comprendidos entre 36 y 80 l/s (fig. 5.55). Los caudales

específicos obtenidos en cada escalón de bombeo variaron entre 2.30 y 38.46 l/s·m, respectivamente. Como consecuencia del bombeo, se produjo un descenso total del nivel piezométrico en el sondeo de 61.3 m. Durante las últimas 4 horas y media, el valor del descenso permaneció estabilizado en 49.3 m. Una vez finalizado el ensayo, se midió la recuperación del nivel piezométrico en el sondeo durante 15 minutos, al cabo de los cuales quedó una depresión residual de 7.77 m.

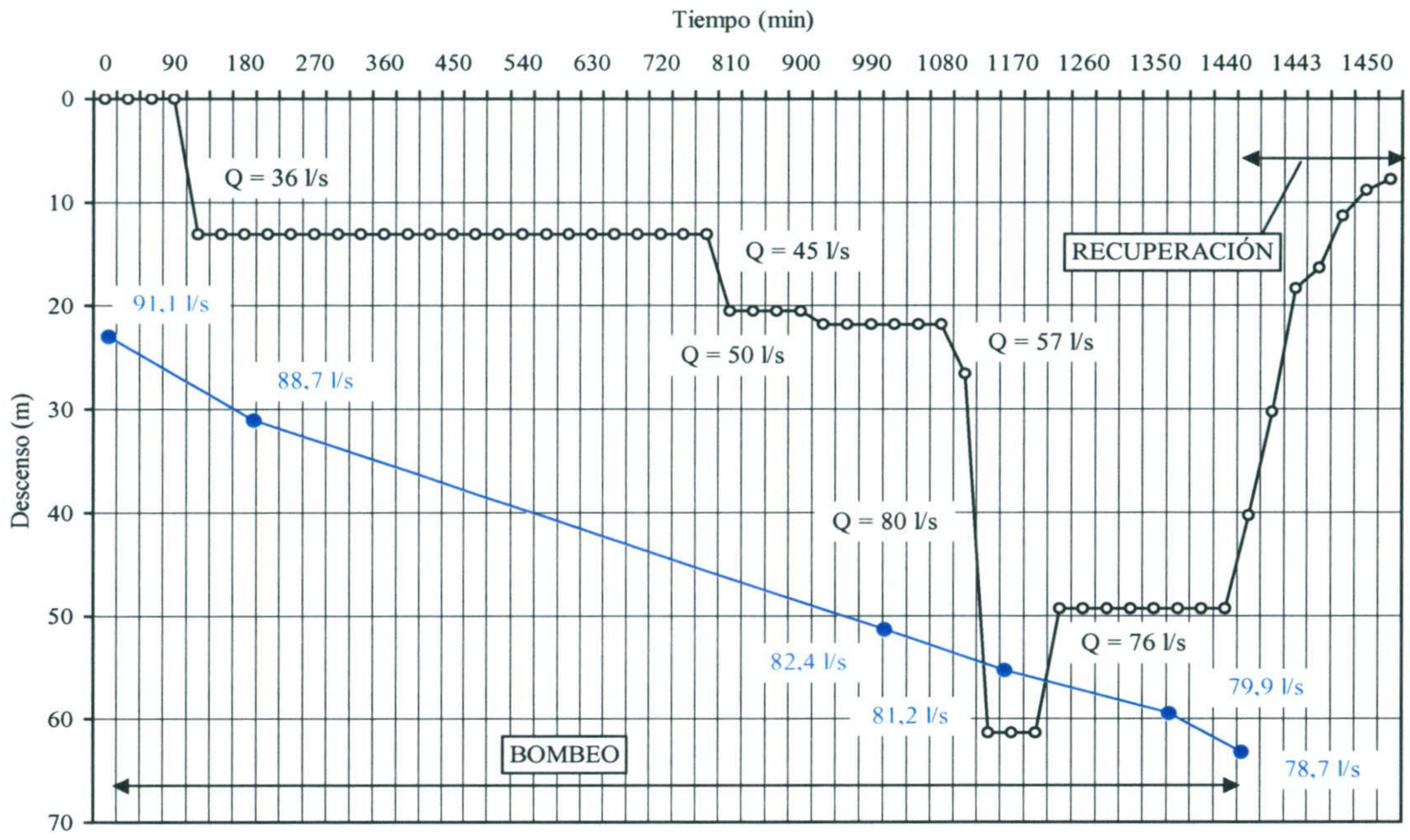


Fig. 5.55. Curva descenso-tiempo de bombeo correspondiente al ensayo de bombeo efectuado en el sondeo S-16. En azul, evolución del caudal del manantial del Plano durante el ensayo.

A la vez que se realizaba el ensayo de bombeo, se controló el nivel del agua y el caudal del manantial del Plano, situado a unos 400 m de distancia del sondeo S-16. El descenso observado en la lámina de agua fue de 5 cm, correspondiente a una disminución del caudal de la surgencia, que pasó de 91.1 l/s a 78.7 l/s, 12.4 l/s en total (fig. 5.55). En el manantial, la recuperación inicial fue rápida en los minutos posteriores al cese del bombeo, pero no fue total hasta pasadas 63 horas.

Los resultados obtenidos en este ensayo de bombeo provocaron el sellado del sondeo S-16, una vez comprobada la afección directa que la explotación del mismo ejercía sobre la surgencia del Plano.

5.2.3.6. Conclusiones sobre la hidrodinámica del sistema

El análisis de la forma del hidrograma de la surgencia del Plano pone de manifiesto un bajo grado de karstificación funcional del sistema acuífero, ya que se constatan lentas variaciones del caudal del manantial que sólo se producen en respuesta a los períodos lluviosos invernales, más importantes y continuados en el tiempo que las lluvias primaverales, de menor magnitud. Los incrementos de caudal que se producen son, además, de una cuantía mucho menor que los constatados en los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves.

El estudio de la curva de recesión del hidrograma mediante la metodología propuesta por Maillet (1905) corrobora el comportamiento inercial del sistema. Los coeficientes de agotamiento que se obtienen son bajos, indicativos de la existencia de una zona saturada poco karstificada que se descarga con lentitud.

En lo que respecta al análisis de caudales clasificados, la forma de las curvas frecuencia relativa acumulada *versus* clases de caudal (ambos en escala aritmética), difiere de la típica forma cóncava de sistemas karstificados, con bajas frecuencias para los caudales elevados. En el manantial del Plano, las variaciones de caudal, tanto en crecida como en decrecida, se producen de forma lenta, reflejando el comportamiento inercial del sistema acuífero.

La evolución del nivel piezométrico en uno de los sondeos del sistema, al igual que el caudal del manantial del Plano, muestra pequeños y progresivos incrementos piezométricos en relación con los períodos lluviosos invernales, confirmando el bajo grado de karstificación funcional del sistema acuífero.

5.2.4. Hidrotermia

La temperatura del agua drenada por el manantial del Plano varía entre 14.5 ºC y 14.9 ºC, con un valor medio de 14.8 ºC y un coeficiente de variación muy bajo, inferior al 1 % (tabla 5.10).

La evolución temporal de este parámetro muestra una ligera disminución, del orden de 0.2 ºC, durante los principales episodios de recarga (fig. 5.56), como consecuencia de la entrada en el acuífero del agua de infiltración, más fría. Las variaciones de temperatura del agua del manantial son muy atenuadas porque la

infiltración del agua de lluvia se produce lentamente, debido al bajo grado de karstificación funcional del sistema acuífero.

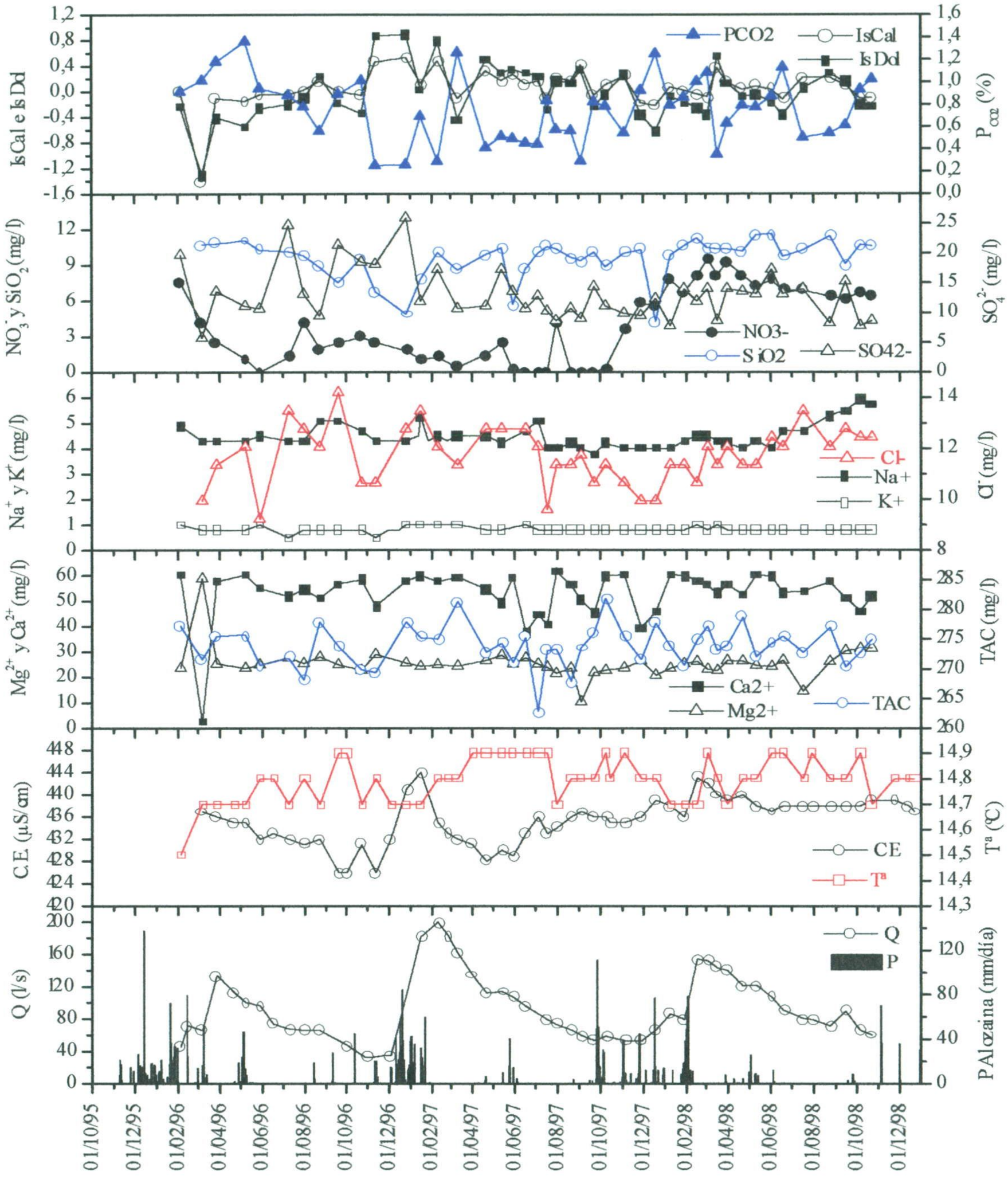


Fig. 5.56. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial del Plano durante el período de investigación.

	pH	C (µS/cm)	T^{a} (°C)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	TAC (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^{-} (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	dpH	IsDol	P_{CO2} (%)
n	50	77	44	51	51	48	48	51	73	49	49	49	44	44	47
max	8,07	444	14,9	61,4	59,0	5,9	1,0	281,8	14,9	25,9	9,5	63,0	0,53	0,89	1,36
min	7,23	414	14,5	2,4	10,4	3,8	0,5	257,2	9,2	2,9	0,0	3,2	-1,41	-1,30	0,17
med	7,56	430	14,8	53,1	25,3	4,5	0,8	272,8	12,1	13,3	3,6	10,3	0,05	-0,02	0,72
v (%)	2,86	2	0,6	17,6	24,1	10,7	13,4	1,9	8,9	35,5	84,8	77,4	559,85	-1806,51	42,73

Tabla 5.10. Parámetros estadísticos de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las aguas del manantial del Plano. n: número de muestras, max: valor máximo, min: valor mínimo, med: media aritmética y v: coeficiente de variación.

5.2.5. Hidroquímica

5.2.5.1. Composición química de las aguas del sistema de Yunquera

Para conocer la composición química de las aguas del sistema de Yunquera se han recogido, con periodicidad quincenal, muestras de agua en el principal manantial (la surgencia del Plano, M-27). En el resto de manantiales, sólo se ha realizado una campaña de muestreo, correspondiente al día 31-7-97.

Con todos los análisis químicos disponibles se ha elaborado un diagrama de Piper, que se muestra en la figura 5.57. Las aguas del manantial del Plano (M-27) son de facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica, porque drena los mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca (fig. 5.48). El resto de surgencias (M-21, M-22, M-26 y G-1) presenta una facies bicarbonatada cálcica, aunque hay que tener en cuenta el menor número de análisis químicos disponibles en estas últimas. Si en lugar de considerar todos los análisis químicos realizados en el manantial del Plano, se considera la composición química media (media aritmética de cada uno de los componentes químicos analizados, para el período de investigación) o bien sólo se tiene en cuenta el análisis correspondiente al día 31-7-97, la facies hidroquímica de las aguas del Plano resultaría ser también bicarbonatada cálcica.

Según los datos disponibles, los valores de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas del sistema varían entre 434 µS/cm (Plano) y 572 µS/cm (Tronjilar), con un valor medio de 491 µS/cm. En el caso del manantial del Plano, el coeficiente de variación de este parámetro es bajo, del 3 % (tabla 5.11).

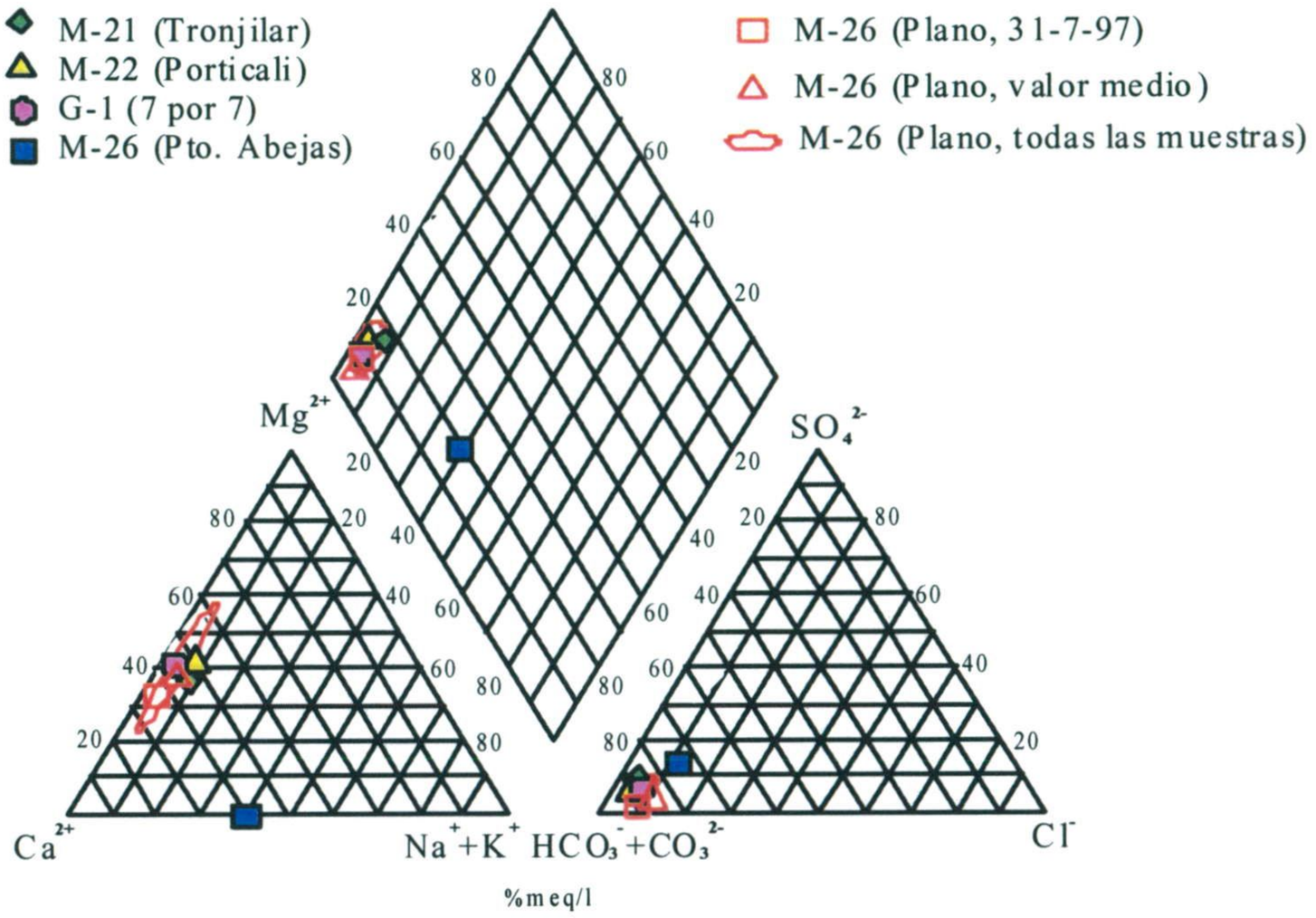


Fig. 5.57. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en los manantiales del sistema de Yunquera.

Fecha	Manantial	Ref	pH	Tª (ºC)	C (µS/cm)	Ca2+ (mg/l)	Mg2+ (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	TAC (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	dpH	IsDol	P_{CO2} (%)
31-jul-97	Pto Abejas	M-26	7,66	16,1	461	71,6	0,3	54,3	1,5	224,2	16,0	27,6	8,9	19,4	0,26	-1,63	0,42
	7 por 7	G-1	7,45	15,6	470	57,0	26,8	3,4	0,8	303,8	10,7	15,2	2,5	11,1	0,09	0,03	0,91
	Plano	M-27	7,60	14,7	434	61,4	21,6	4,0	0,8	273,3	11,4	8,6	4,2	10,3	0,22	0,16	0,57
	Tronjilar	M-21	7,70	19,1	572	60,2	25,4	8,7	3,0	359,2	12,8	31,3	0,0	37,4	0,45	0,76	0,62
	Porticali	M-22	7,72	16,5	520	49,0	25,3	6,2	1,8	337,9	13,1	18,9	0,0	30,8	0,33	0,58	0,54

Tabla 5.11. Media aritmética de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las muestras de agua del sistema de Yunquera el día 31-7-97.

Las aguas recogidas en el manantial del Puerto de las Abejas (M-26) presentan los contenidos en Ca^{2+} más elevados y los menores contenidos en Mg^{2+} (tabla 5.11), ya que dicha surgencia drena la Formación Capellán, constituida por mármoles calizos y calcoesquistos. La surgencia de Porticali (M-22) es la que muestra los menores contenidos en Ca^{2+}, porque drena los micaesquistos y gneises con intercalaciones de mármoles dolomíticos de la Formación Yunquera (fig. 5.48). Por su parte, las surgencias del Plano (M-27), Tronjilar (M-21) y la galería "7 por 7" (G-1) drenan aguas con contenidos en Ca^{2+} intermedios, ya que corresponden al drenaje de la Formación

Carratraca, formada por mármoles dolomíticos con algunas intercalaciones de micaesquistos.

Con respecto a los parámetros del sistema calcocarbónico, las aguas drenadas por la galería G-1 están prácticamente en equilibrio con respecto a la calcita y a la dolomita. El resto de manantiales drenan aguas sobresaturadas en calcita y en dolomita, salvo las correspondientes al manantial del Puerto de las Abejas, que están claramente subsaturadas en dolomita porque drena principalmente mármoles calizos. Estos valores indican que el tiempo de residencia en el sistema acuífero debe ser relativamente elevado. Todas las surgencias drenan aguas con valores relativamente altos de P_{CO2} (entre 0.42 y 0.91 %) porque en su área de recarga la vegetación es abundante y las aguas deben permanecer en el epikarst un tiempo prolongado.

5.2.5.2. Evolución temporal de parámetros físico-químicos

Durante los principales episodios lluviosos registrados en el período de investigación, la evolución temporal de la conductividad eléctrica en el manantial del Plano es similar a la del caudal de la surgencia (fig. 5.56). Así, los incrementos de caudal que se producen en respuesta a las lluvias invernales van acompañados de ligeros incrementos en los valores de la conductividad eléctrica del agua del manantial, entre 7 y 18 μS/cm, que se corresponden, fundamentalmente, con aumentos en el contenido en Cl^- y, en menor medida, en el contenido en Na^+, componentes químicos indicativos de la concentración del agua de lluvia por evapotranspiración a nivel del epikarst (fig. 5.56). Este dato hidroquímico indica, por tanto, que la llegada de las aguas de recarga provoca la movilización y el empuje hacia la surgencia de aguas más mineralizadas ("efectos pistón") almacenadas en la zona no saturada del acuífero, sin que se evidencien procesos de dilución por la mezcla del agua de lluvia con el agua subterránea. La escasa variabilidad de la mineralización del agua y la homogeneización hidroquímica ponen de manifiesto el bajo grado de karstificación funcional existente en este sector del acuífero.

La evolución temporal del contenido en Cl^- (fig. 5.56) muestra la variación estacional de este ión provocada por la evapotranspiración que tiene lugar en el epikarst. En invierno, el contenido en Cl^- del agua del manantial es menor que en verano, ya que la evapotranspiración es menos intensa, debido a las menores temperaturas. Además, el

tiempo que permanece el agua de infiltración en el epikarst debe ser más reducido durante los períodos lluviosos de invierno, debido al empuje de las nuevas aguas de recarga.

5.2.5.3. Curvas de frecuencias

Siguiendo la metodología propuesta por Bakalowicz (1979), se han elaborado las curvas de frecuencia de la conductividad eléctrica y de los componentes químicos analizados en el agua drenada por el manantial del Plano. Como se observa en la figura 5.58, la curva de frecuencia de la conductividad eléctrica es prácticamente unimodal, con un rango de variación reducido. En los gráficos correspondientes al resto de componentes químicos, las distribuciones tienden a ser, predominantemente, de tipo unimodal o ligeramente bimodal, a excepción del Ca^{2+}. Este tipo de curvas refleja el bajo grado de karstificación funcional del sector de acuífero drenado por la surgencia, que da lugar a una homogeneización hidroquímica.

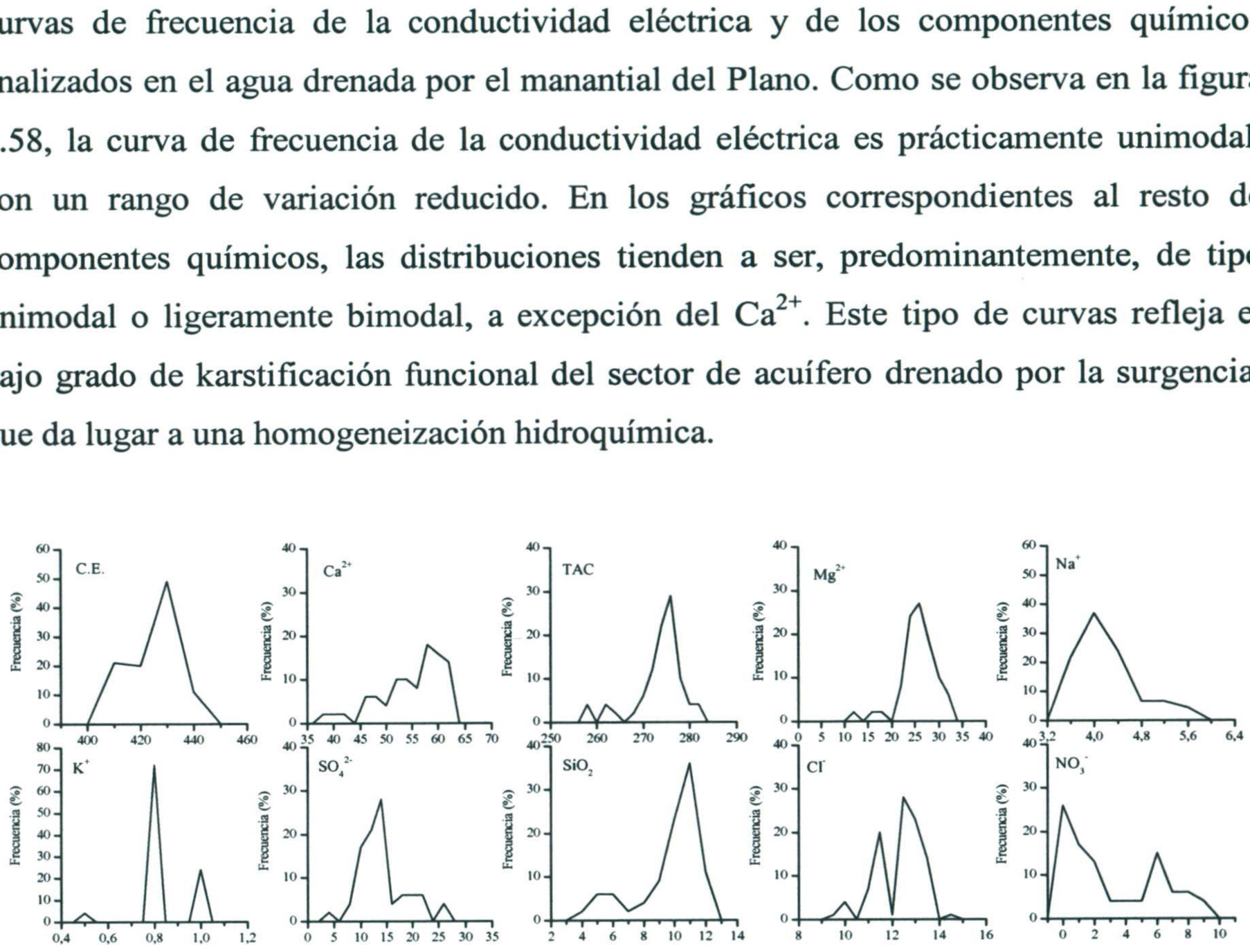


Fig. 5.58. Gráficos de frecuencias elaborados a partir de los datos hidroquímicos del manantial del Plano.

5.2.5.4. Conclusiones sobre la hidroquímica del sistema

Las aguas drenadas por los manantiales del sistema de Yunquera son de facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica. Se observa una ligera diferenciación en la composición química de las aguas drenadas por las surgencias del sistema, en función de las distintas litologías de la unidad de Yunquera a las que están ligados (Formación Capellán, Carratraca o Yunquera).

Todas las surgencias drenan aguas con valores relativamente altos de P_{CO2} (entre 0.42 y 0.91 %) porque en su área de recarga la vegetación es abundante y porque permanecen en el epikarst un tiempo prolongado.

Durante los principales períodos lluviosos registrados en el período de investigación, no se observan procesos de dilución del agua subterránea (como refleja la evolución temporal de la conductividad eléctrica del manantial del Plano), porque no existe una red kárstica lo suficientemente desarrollada como para permitir la infiltración rápida del agua de lluvia. El efecto de la recarga es el empuje hacia el manantial del Plano de aguas con mayor tiempo de residencia en la zona no saturada del acuífero, ligeramente más mineralizadas, más ricas en Cl^- y Na^+. Los diagramas de frecuencias de la conductividad eléctrica y los componentes químicos del agua drenada por la principal surgencia del sistema, predominantemente de carácter unimodal y un reducido rango de variación, junto con la gran homogeneidad hidroquímica observada para diferentes situaciones hidrodinámicas, muestran nuevamente el bajo grado de karstificación funcional existente en el sector del sistema drenado por el manantial del Plano, que permite la mezcla completa entre el agua de infiltración y el agua subterránea y, en definitiva, la homogeneización hidroquímica.

5.3. EL SISTEMA ACUÍFERO PRIETA-BONELA-ALCAPARAÍN

5.3.1. Límites y geometría

El sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín ocupa una superficie de 44 Km^2 (fig. 5.59). Sus límites Norte y Este corresponden al contacto de cabalgamiento de los materiales del Alpujárride y del Maláguide sobre las unidades tectónicas de Nieves y de Yunquera. El límite Suroeste lo constituye la falla plurikilométrica, de dirección N135E, situada al Este de Yunquera. Al Oeste, queda limitado por el contacto de cabalgamiento de los materiales acuíferos de la unidad tectónica de Nieves sobre los materiales del Flysch del Campo de Gibraltar.

5.3.2. Puntos de agua

Los principales puntos de descarga del sistema (fig. 5.59, lámina B) son los de Río Jorox (M-33), Carratraca (G-2) y Fuente Quebrada (G-5), todos situados

prácticamente a la misma cota (530 m s.n.m). El manantial de Río Jorox surge en el extremo S del sistema, en el contacto con las peridotitas alpujárrides, ligado a una de las importantes fracturas kilométricas de dirección NW-SE que atraviesan la Unidad Hidrogeológica, en el límite con el sistema de Yunquera. La surgencia de Fuente Quebrada se localiza en el borde oriental del sistema acuífero, en la población de Casarabonela, en el contacto con los materiales maláguides. Por su parte, el nacimiento de Carratraca se ubica al NE del sistema, en el contacto con los materiales alpujárrides (fig. 5.59).

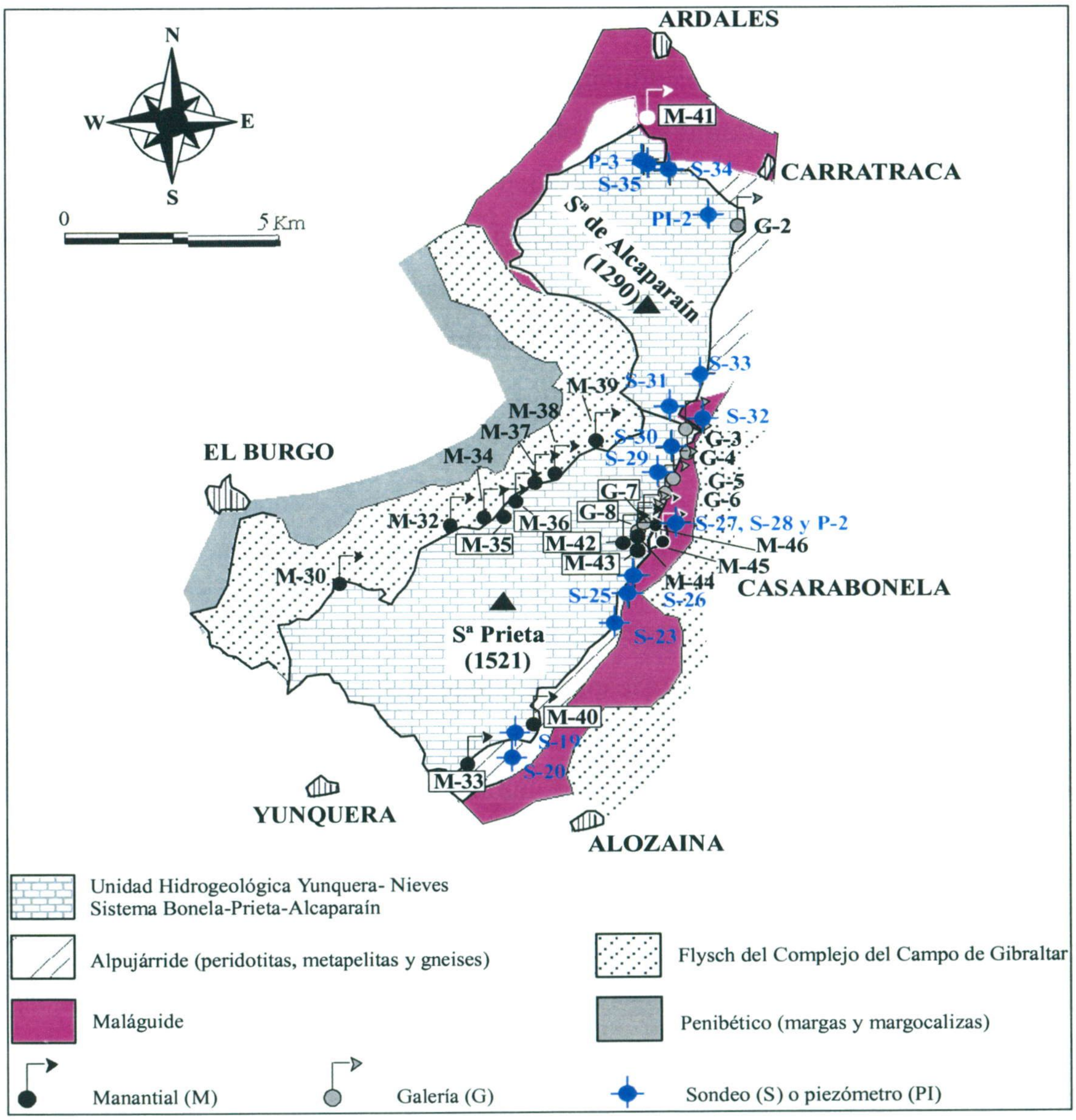


Fig. 5.59. El sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

Otros manantiales significativos (fig. 5.59 y tabla 4.1) son el Nacimiento de Ardales (M-41, 580 m s.n.m.) y varias surgencias de Casarabonela como el Nacimiento (G-7, 530 m s.n.m.), que se utiliza en el abastecimiento de dicha población, la galería de Comparate (G-6, 528 m s.n.m.) y los manantiales del Naranjal (M-42, M-43 y M-44, 507 a 528 m s.n.m.). En el borde occidental del sistema, en el contacto con los materiales del Flysch del Campo de Gibraltar existen varios manantiales, pero de caudales muy poco significativos, inferiores a 2 l/s (IGME, 1983).

Los principales sondeos del sistema (tabla 4.2) se utilizan para abastecimiento a las poblaciones de Alozaina (S-19), Casarabonela (S-29) y Ardales (S-34 y S-35); para riego, como los sondeos de Puerto Martínez (S-31) y Rafael García (S-23, S-25 y S-26); para envasado de agua mineral, como las perforaciones de Sierra Bonela (S-27, S-28 y P-2) y Juan Vila (S-30) y para investigación, como el piezómetro de Carratraca (PI-2).

5.3.3. Hidrodinámica

5.3.3.1. Curvas de gastos y datos de caudal

Los caudales aforados con micromolinete en el manantial de Río Jorox han estado comprendidos entre 12 l/s (26-10-95) y 1194 l/s (19-12-97), con un valor medio de 108 l/s (fig. 5.60). Este valor se ha obtenido a partir de los datos de caudal correspondientes a 115 aforos: 57 aforos realizados por el IGME entre Abril de 1976 y Septiembre de 1998, 8 aforos realizados por la empresa Compañía General de Sondeos (CGS) desde Noviembre de 1994 hasta Septiembre de 1995 y 50 aforos realizados en el marco del presente trabajo desde Octubre de 1995 hasta Octubre de 1998. Durante el período de investigación, los caudales medidos con micromolinete han estado comprendidos entre 12 l/s (26-10-95) y 1194 l/s (19-12-97), con un valor medio de 149 l/s.

En Agosto de 1997 se instaló un limnígrafo en esta surgencia, con la colaboración de la Confederación Hidrográfica del Sur. Si a los datos históricos de aforo se añaden los datos de caudal obtenidos a partir del análisis de los limnigramas, el caudal en el manantial ha variado entre 12 l/s (26-10-95) y 6289 l/s (2-2-98), con un valor medio de 188 l/s. Si se consideran los datos de aforo y los datos de caudal obtenidos de los limnigramas durante el período de investigación, el caudal medio de la surgencia es de 196 l/s. Se ha elaborado una curva de gastos, a partir de la altura de la

lámina de agua medida por el limnígrafo y los caudales aforados en la sección, para la estimación del caudal del manantial (fig. 5.61).

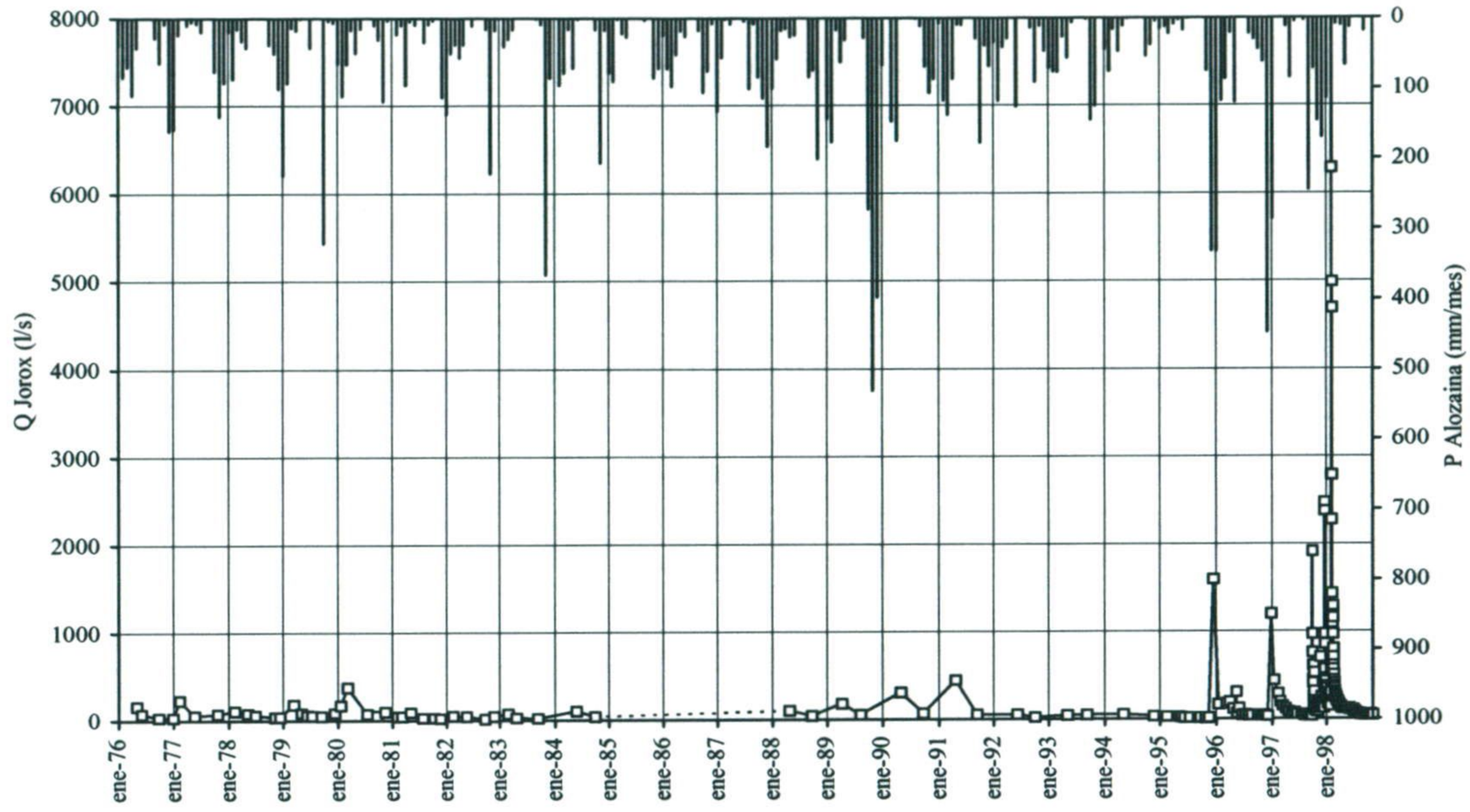


Fig. 5.60. Hidrograma del manantial de Río Jorox.

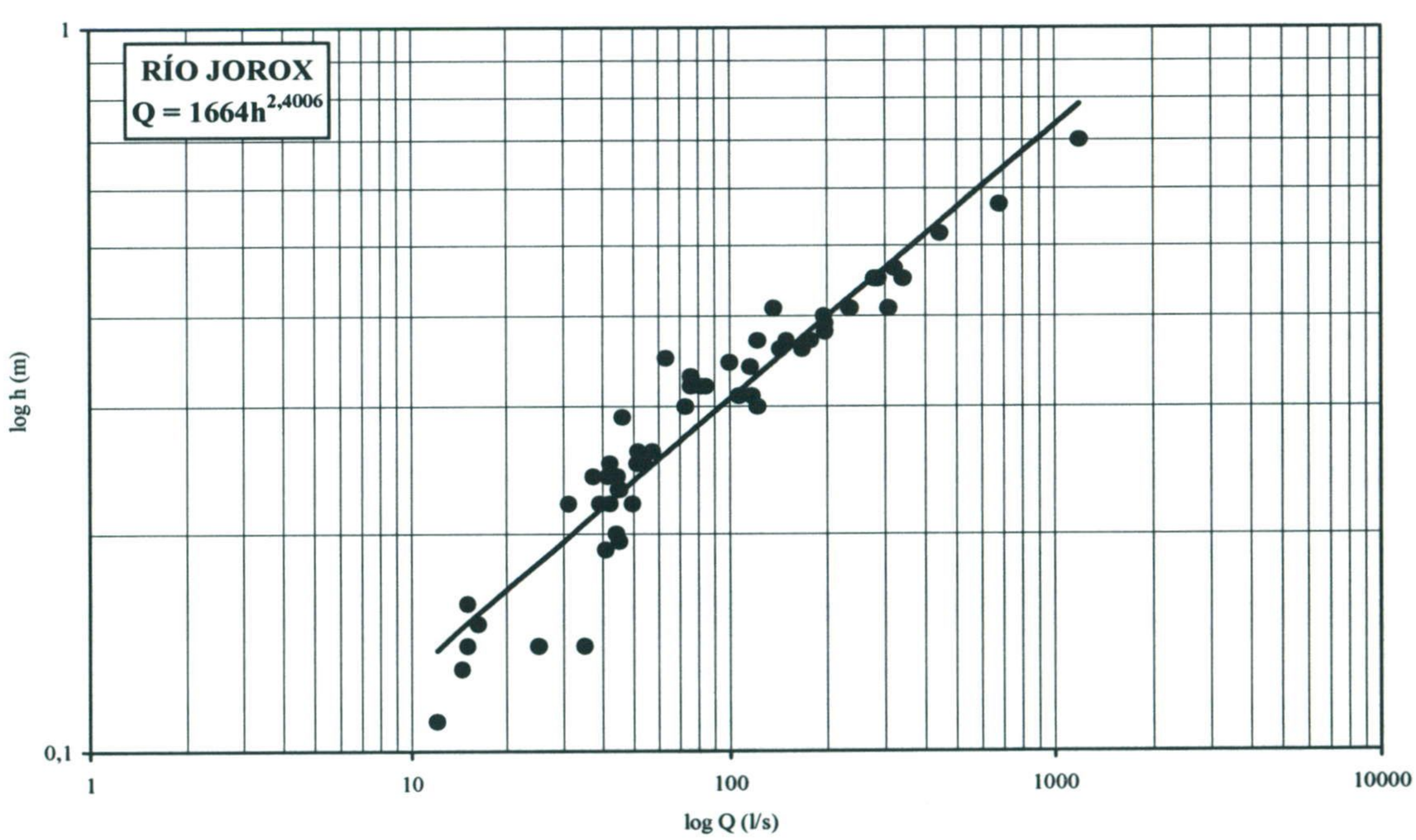


Fig. 5.61. Curva de gastos del manantial de Río Jorox.

La curva de gastos se ha elaborado a partir de 54 parejas de datos caudal-altura limnimétrica. Estos puntos presentan un ajuste potencial de la forma $Q=1664\ h^{2.4006}$,

siendo Q el caudal en l/s y h la altura en metros medida en la escala limnimétrica (fig. 5.61).

El manantial de Fuente Quebrada está afectado por las extracciones que se producen en el sondeo del Alcorcal (S-29), situado en sus proximidades, que se utiliza para abastecimiento a Casarabonela. No existen datos históricos de caudal de esta surgencia, por lo que sólo se dispone de los caudales obtenidos a partir de los 39 aforos realizados con micromolinete en el marco de la presente investigación, desde Abril de 1996 hasta Octubre de 1998. Los aforos se han realizado a la salida de una galería que capta el agua del manantial. Los caudales medidos han estado comprendidos entre 25 l/s (29-7-98) y 106 l/s (2-5-96), con un valor medio de 48 l/s (fig. 5.62). Se tiene constancia de que la surgencia tiene caudales notablemente superiores a los medidos, puesto que, según los lugareños, cuando llueve mucho el manantial "revienta": la galería no tiene capacidad de drenaje suficiente y el agua se drena a través de la salida natural del manantial, una pequeña cueva situada 27 metros por encima de la galería. Según IGME (1983a), se trata de un conducto cilíndrico con un diámetro que varía entre 80 y 120 cm.

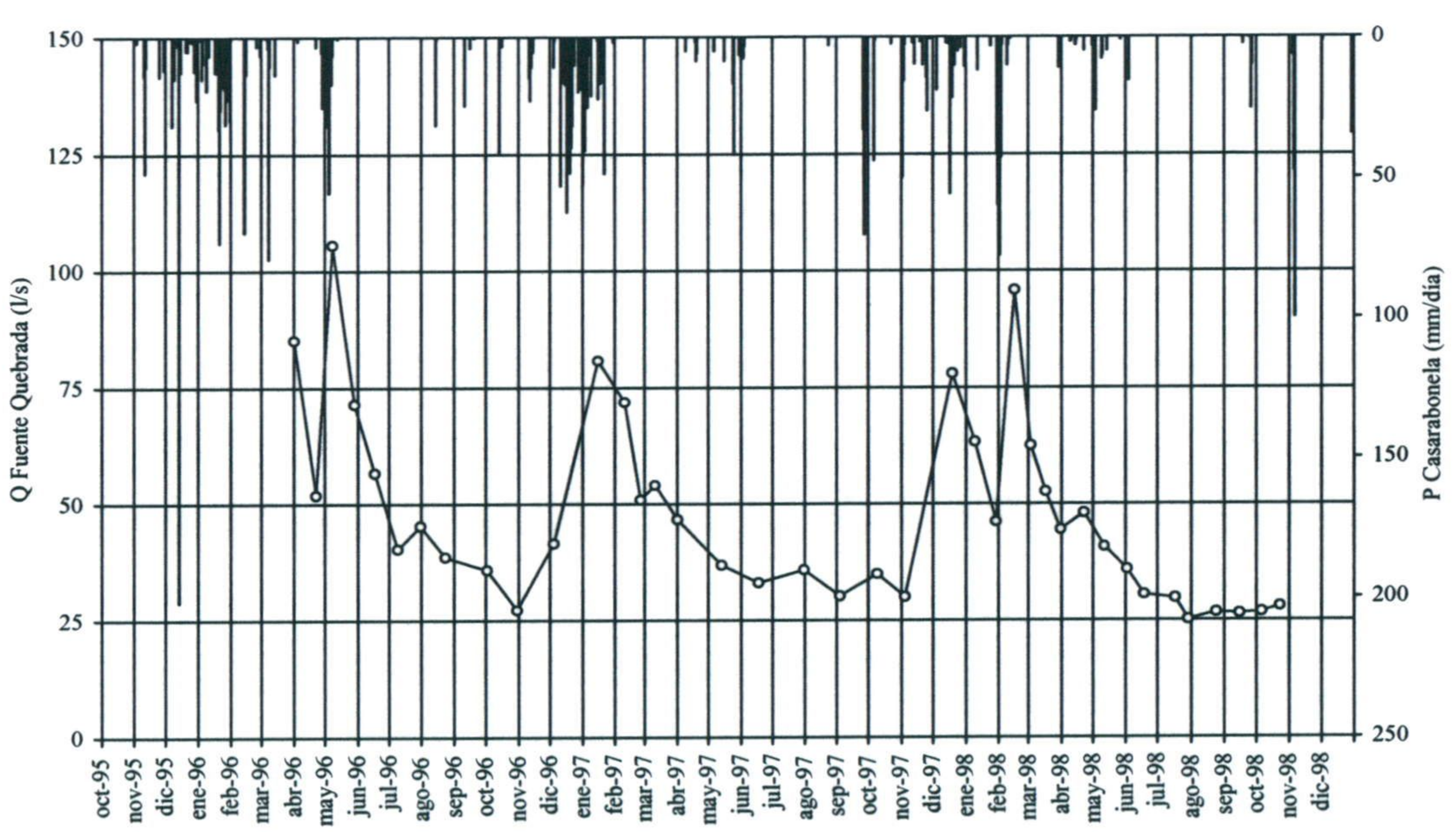


Fig. 5.62. Hidrograma de Fuente Quebrada.

Del manantial de Carratraca, captado a través de una antigua galería minera para explotación de hierro, tampoco se dispone de datos históricos de caudal. El IGME

(1983) cita como caudal medio de la galería 20 l/s, mientras que la Diputación Provincial de Málaga (1983) le asigna un caudal medio de 84 l/s. Según los 26 aforos realizados durante el presente trabajo de investigación, desde Febrero de 1997 hasta Octubre de 1998, los caudales del manantial han variado entre 61 l/s (18-7-97) y 95 l/s (16-2-98), con un valor medio de 77 l/s (fig. 5.63). A estos datos habría que añadir el caudal de aproximadamente 3 l/s que se deriva para el abastecimiento a Carratraca.

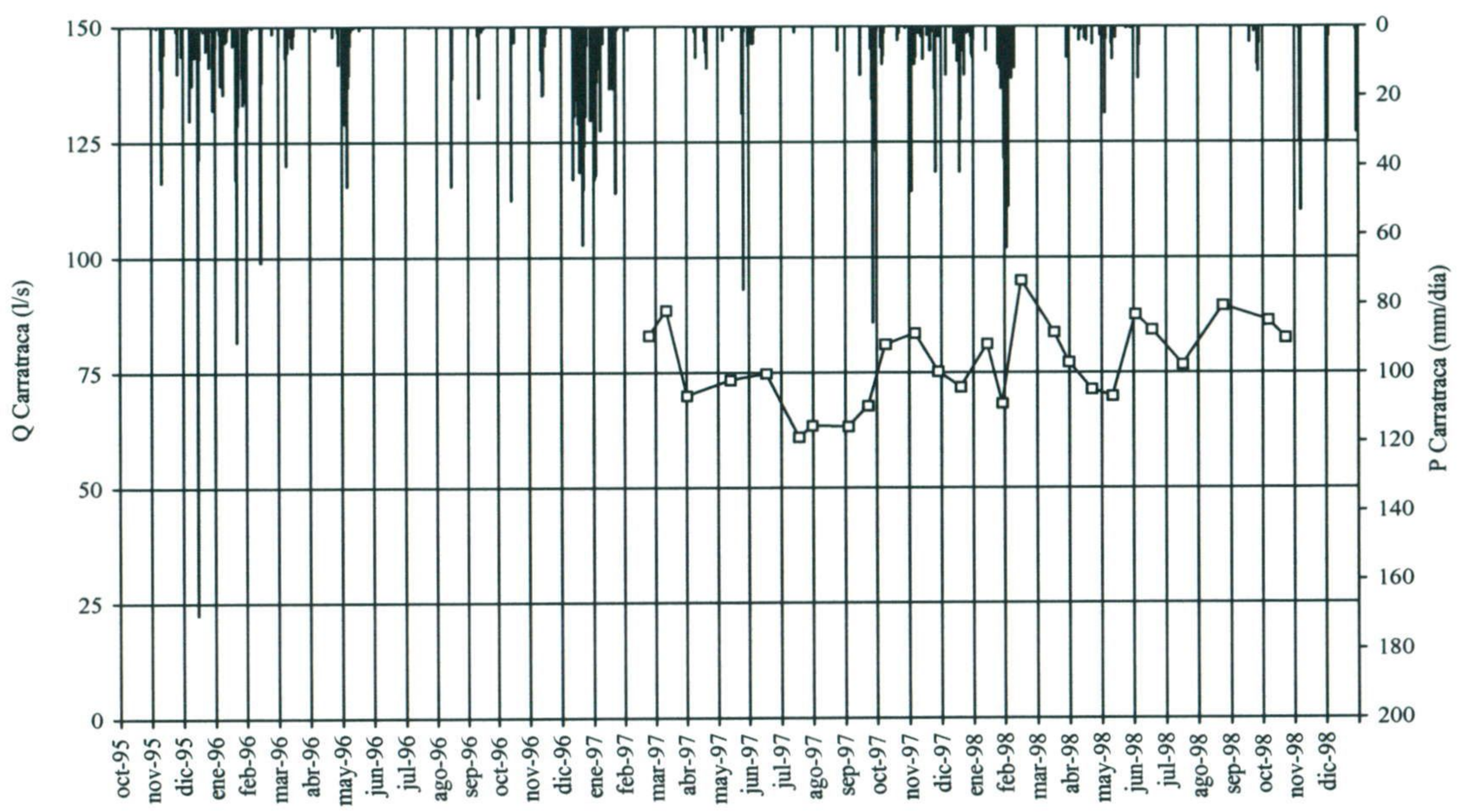


Fig. 5.63. Hidrograma de la surgencia de Carratraca.

La surgencia de Río Jorox es la que muestra una descarga más irregular, con mayores diferencias entre los valores de los caudales extremos registrados, mientras que Fuente Quebrada y la surgencia de Carratraca presentan mayor regularidad en su descarga (tabla 5.12).

Manantial	Ref.	Cota (m s.n.m.)	Q máx (l/s)	Q mín (l/s)	Q máx-Q mín (l/s)	Q máx/Q mín (l/s)	Q med (l/s)	Aportación anual (hm^3)
R. Jorox	M-33	530	6289	12	6277	524	188	5,9
Fuente Quebrada	G-5	530	106	25	81	4	48	1,5
Carratraca	G-2	530	95	61	34	2	77	2,4

Tabla 5.12. Caudales drenados por los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

En el resto de manantiales del sistema, sólo se dispone de los datos de 8 aforos puntuales realizados en el transcurso de la presente investigación en las surgencias de Nacimiento de Casarabonela (13 l/s de valor medio), Naranjal (15 l/s) y en las galerías Comparate (11 l/s) y Arca del agua (4 l/s). En el informe del IGME (1983) se recogen algunos datos de caudal de los manantiales menos importantes, comprendidos entre 0 y 4 l/s.

5.3.3.2. Descripción de los hidrogramas de las principales surgencias

5.3.3.2.1. Río Jorox

El hidrograma de esta surgencia muestra claros y rápidos incrementos de caudal en respuesta a las lluvias caídas, proporcionales a la magnitud de éstas (tabla 5.13, fig. 5.64). Las crecidas son de forma puntiaguda, existiendo grandes diferencias de caudal entre el final del agotamiento y la punta de la crecida. Esta respuesta hidrodinámica, puesta de manifiesto en trabajos previos (Liñán *et al.*, 1996; 1999; 2001), refleja una infiltración rápida del agua de precipitación y, por lo tanto, la existencia de una red kárstica desarrollada. A lo largo del año hidrológico, se observan distintos tipos de crecidas: a comienzos de año hidrológico (Septiembre a Noviembre), durante el invierno (Diciembre a Febrero) y durante la primavera (Mayo).

Las crecidas de comienzos de año hidrológico sólo se registran durante el año 1997/98, en respuesta a lluvias de 65-75 mm registradas en 3-4 días.

Manantial	Año hidrológico	Fecha	Precipitación registrada (mm)	Incremento de caudal (l/s)	Caudal punta (l/s)
R. Jorox	95/96	Noviembre-Marzo	946	>1550	1600 (estimado)
		Mayo	139	190	317
	96/97	Diciembre-Enero	843	>1100	1200 (estimado)
		Septiembre	174	1883	1914
	97/98	Octubre	65-75	451	614
		Noviembre	150	>600	no medido
		Diciembre	171	2351	2476
		Febrero	338	6146	6289

Tabla 5.13. Crecidas registradas en el manantial de Río Jorox durante el período de investigación.

Las crecidas de invierno (que se registran durante todos los años hidrológicos analizados) son las más importantes, debido a la mayor magnitud y duración de los períodos lluviosos que se registran en esta época del año (tabla 5.13).

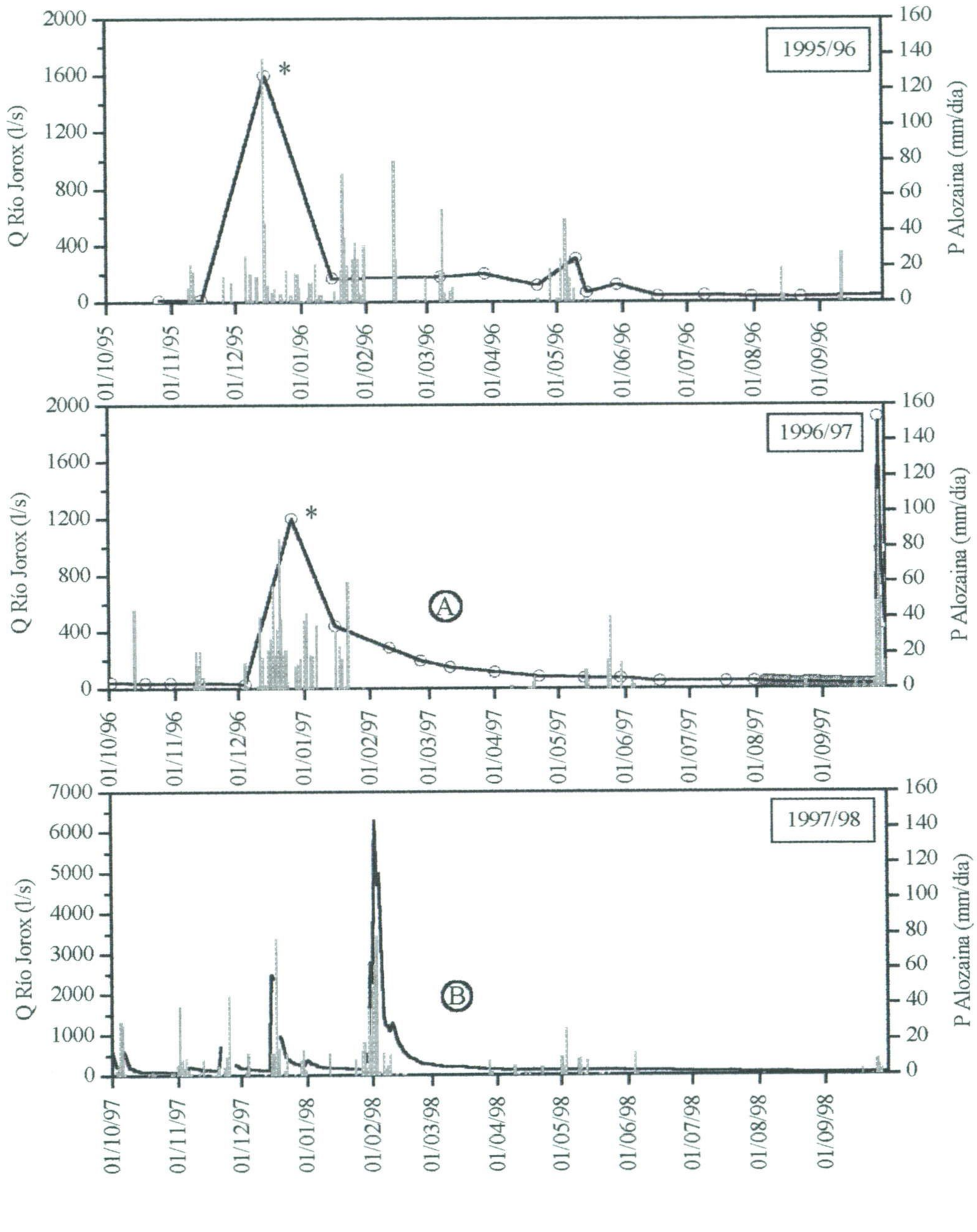


Fig. 5.64. Hidrogramas del manantial del Río Jorox durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98). Los asteriscos indican un caudal estimado. Las letras A y B señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975).

En el año hidrológico 1995/96 es el único en el que se ha detectado una crecida durante la primavera, en respuesta a unas precipitaciones importantes y concentradas en

el tiempo (139 mm correspondientes a 10 días de lluvia en Mayo). En la primavera de 1998 también se registran lluvias, pero éstas son de menor magnitud (104 mm) y más dispersas en el tiempo (Abril, Mayo y principios de Junio), no provocando incrementos de caudal en la surgencia.

5.3.3.2.2. Fuente Quebrada

Al igual que la surgencia de Río Jorox, el hidrograma de Fuente Quebrada muestra incrementos de caudal en respuesta a las precipitaciones registradas durante el período de investigación, aunque de menor magnitud y con distinta morfología (tabla 5.14, fig. 5.65). La respuesta frente a las lluvias es más amortiguada, con crecidas de forma menos puntiaguda que la mostrada por otros manantiales típicamente kársticos, y con pequeñas diferencias de caudal entre la punta de la crecida y el inicio del agotamiento. Por lo tanto, la forma del hidrograma es propia de un acuífero con menor desarrollo de la karstificación funcional.

Manantial	Año hidrológico	Fecha	Precipitación registrada (mm)	Incremento de caudal (l/s)	Caudal punta (l/s)
Fuente Quebrada	95/96	Noviembre-Marzo	972	no medido	no medido
		Mayo	158	54	106
	96/97	Noviembre-Enero	752	54	81
	97/98	Noviembre-Enero	471	48	78
		Marzo	299	50	96

Tabla 5.14. Crecidas registradas en el manantial de Fuente Quebrada durante el período de investigación.

Se observan distintos tipos de crecida a lo largo del año hidrológico: durante el invierno y durante la primavera. No se observan incrementos de caudal en respuesta a los episodios lluviosos aislados de comienzos de año hidrológico, que recargan el epikarst y la zona no saturada. Una vez superados los 100 mm de lluvia, el caudal del manantial comienza a aumentar, como sucede a partir de Noviembre de 1996 y de 1997.

Las lluvias de primavera provocan respuesta en el manantial si superan los 150 mm, como sucedió en Mayo de 1996. En invierno, a pesar de registrarse precipitaciones

de más cuantía, los incrementos de caudal medidos son de un orden de magnitud similar a los de la primavera.

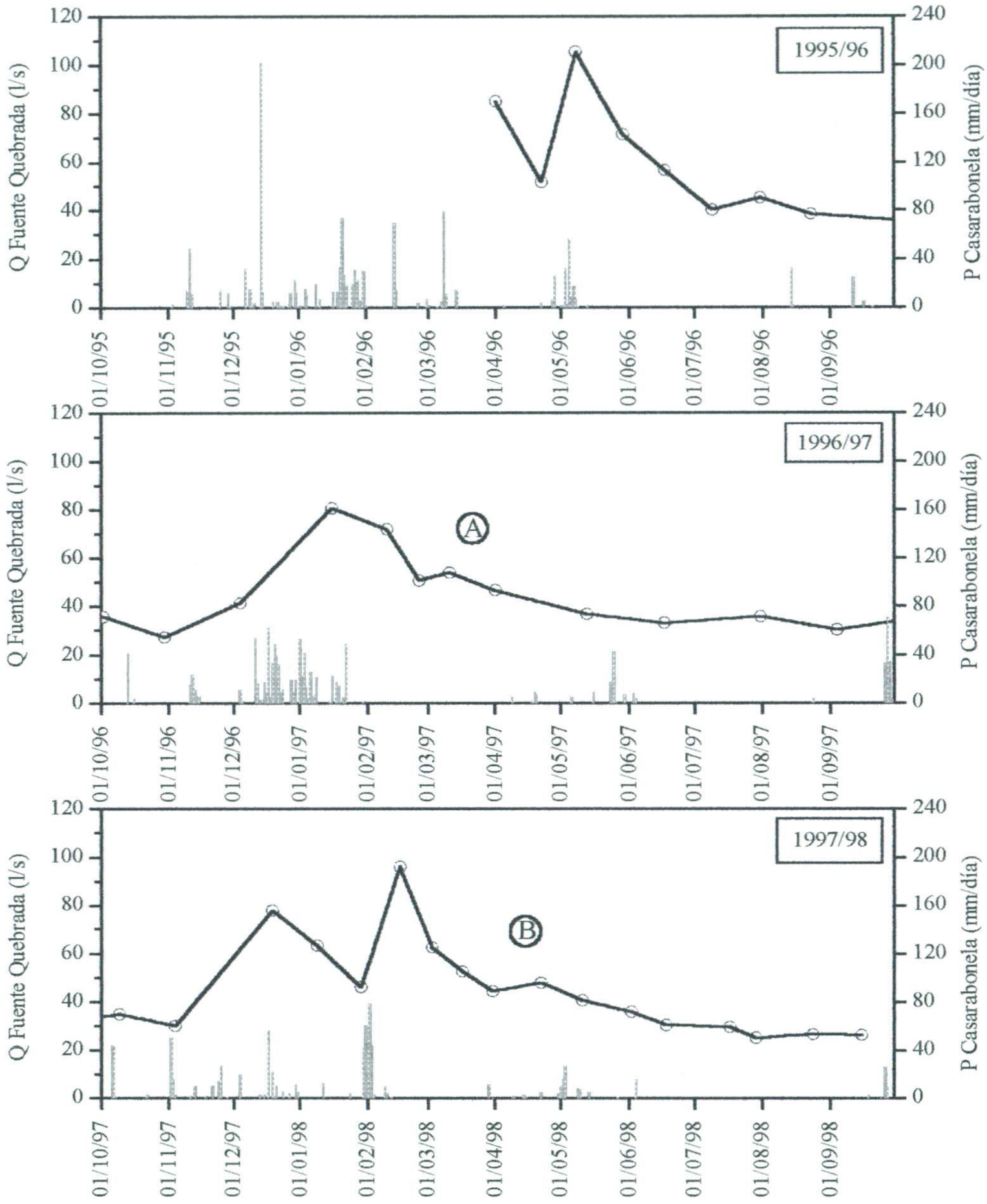


Fig. 5.65. Hidrogramas del manantial de Fuente Quebrada durante el período de investigación (años hidrológicos 1995/96 al 1997/98). Las letras A y B señalan las curvas de recesión analizadas con el método de Mangin (1970, 1975).

5.3.3.2.3. Manantial de Carratraca

El hidrograma del manantial de Carratraca (fig. 5.66) presenta una forma diferente a la del resto de surgencias del sistema. Aunque se registran pequeños

incrementos del caudal en respuesta a las lluvias (tabla 5.15) no se observan tan claramente los picos de caudal que aparecen en los hidrogramas de los manantiales de Río Jorox o Fuente Quebrada. Además, la respuesta en el manantial se observa aproximadamente un mes después de las precipitaciones. Todo ello denota un escaso grado de karstificación funcional del sector de acuífero drenado por esta surgencia.

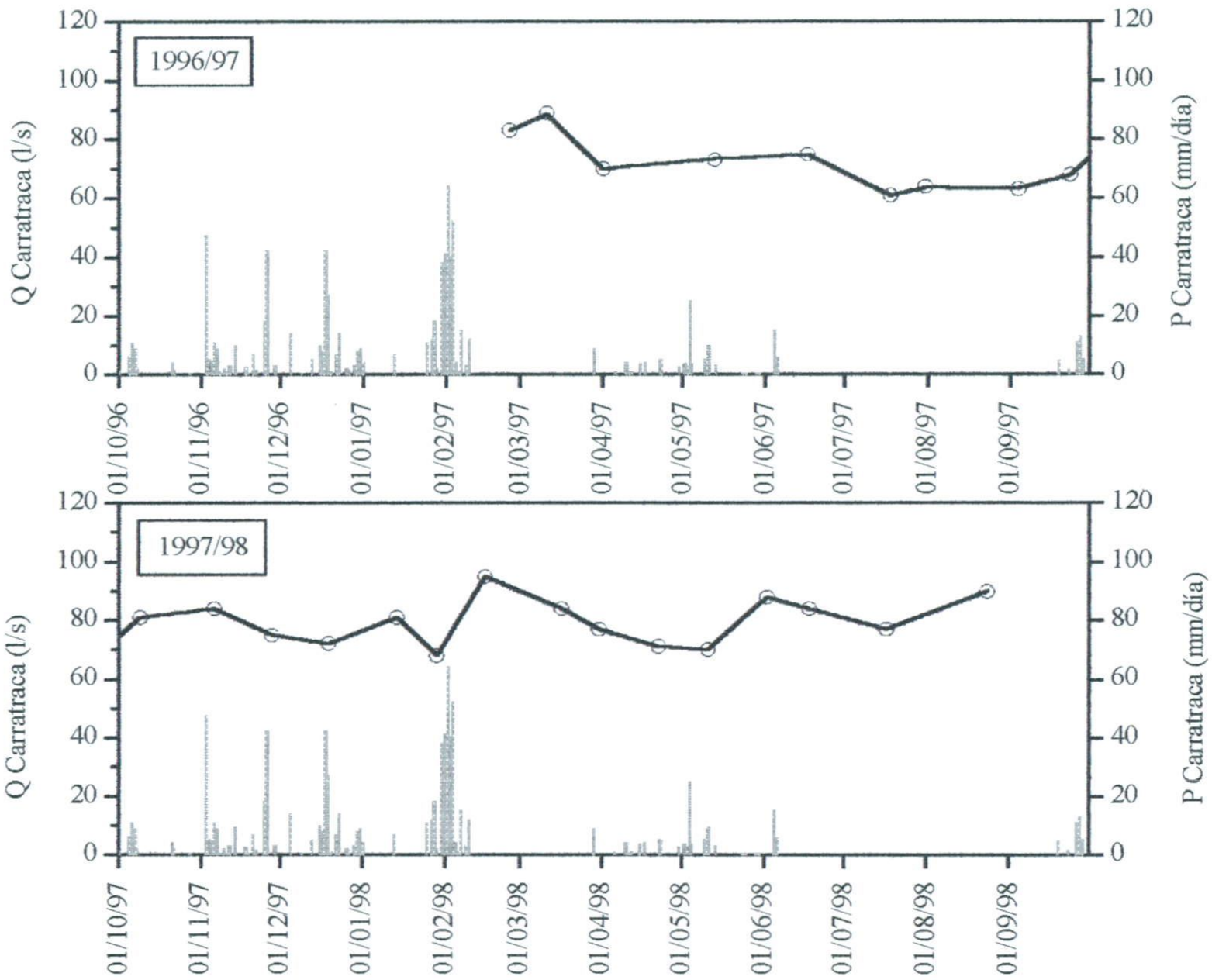


Fig. 5.66. Hidrograma del manantial de Carratraca durante el período de investigación.

Manantial	Año hidrológico	Fecha	Precipitación registrada (mm)	Incremento de caudal (l/s)	Caudal punta (l/s)
Carratraca	96/97	Mayo-Junio	160	5	75
	97/98	Noviembre	389	21	84
		Enero	149	9	81
		Febrero	313	27	95
		Junio	106	18	88

Tabla 5.15. Crecidas registradas en el manantial de Carratraca durante el período de investigación. No existen datos de aforos durante el año hidrológico 1995/96.

Durante la primavera del año 1996/97 se observa una pequeña crecida, en respuesta a un período lluvioso de unos 160 mm. Esta crecida no aparece en los hidrogramas de Río Jorox o de Fuente Quebrada porque en el sector de Carratraca la magnitud del período lluvioso es superior a la del sector de Alozaina (104 mm) y Casarabonela (111 mm) y, además, incluye una lluvia diaria máxima de 76 mm (26-5-97), frente a los 40 mm de lluvia máxima registrados en estas dos últimas estaciones.

5.3.3.3. Análisis de las curvas de recesión mediante el método de Mangin (1970, 1975)

5.3.3.3.1. Análisis de las curvas de recesión del manantial de Río Jorox

Siguiendo la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975), se ha realizado el análisis de dos curvas de recesión del hidrograma de la surgencia (fig. 5.67). La primera curva (A) se ha obtenido a partir de caudales aforados con micromolinete y de datos de caudal calculados a partir del limnigrama, mientras que la segunda (B) corresponde exclusivamente a datos de caudal calculados a partir del limnigrama. El valor de los diferentes parámetros determinados mediante el método de Mangin (η, ε, α, i, k,...), para cada una de las dos curvas, se recoge en la tabla 5.16.

La función *y*, definida a partir de los parámetros η y ε, presenta una forma cóncava marcada (fig. 5.67), lo que significa que la infiltración se produce de forma rápida. Los valores obtenidos del parámetro *i* (valor de la función *y* para t= 2 días), del orden de 0.6, indican que el sistema drenado por el manantial de Río Jorox es complejo y de grandes dimensiones (fig. 5.68).

El valor del coeficiente de agotamiento (α) obtenido para cada una de las curvas analizadas es del orden de $8x10^{-3}$ días^{-1} lo que significa que la descarga de la zona saturada se produce de forma relativamente rápida.

Al representar el porcentaje del volumen dinámico emitido por el manantial a lo largo de los estiajes estudiados (fig. 5.67), se constata que el vaciado del sistema se produce de forma relativamente rápida. Si se mantuvieran las condiciones del agotamiento, al cabo de 80-90 días se drenaría el 50 % del volumen dinámico (fig. 5.67).

El parámetro *k* traduce la capacidad del sistema para restituir progresivamente una parte del volumen de agua que lo atraviesa, por lo que se relaciona con el poder regulador del mismo y la importancia de la zona saturada. El valor obtenido en ambas curvas (*k*=0.32-0.33), está comprendido entre 0.1 y 0.5 por lo que el sistema se clasificaría como de tipo kárstico (fig. 5.68).

Manantial	Curva analizada	Duración decrecida (días)	Qi d (l/s)	Duración agotamiento (días)	Qi ag (l/s)	Qf ag (l/s)	η (días^{-1})	ε (días^{-1})	i	α (días^{-1})	Vd (hm^3/año)	Vt (hm^3/año)	k	50% Vd (días)
R. Jorox	A	56	1471	213	184	31	0,01786	0,21429	0,68	8,36,E-03	3,0	9,5	0,32	82
	B	37	6289	204	207	44	0,02703	0,27928	0,61	7,59,E-03	3,1	9,5	0,33	91
F. Quebrada	A	117	81	173	37	30	0,00855	0,00672	0,97	1,21E-03	3,0	1,5	2,01	573
	B	43	96	250	44	24	0,02326	0,04440	0,88	2,42E-03	1,7	1,5	1,15	287

Tabla 5.16. Parámetros resultantes del análisis de las curvas de recesión por el método de Mangin. Leyenda: Qi d: caudal al inicio de la decrecida, Qi ag: caudal al inicio del agotamiento, Qf ag: caudal al final del agotamiento.

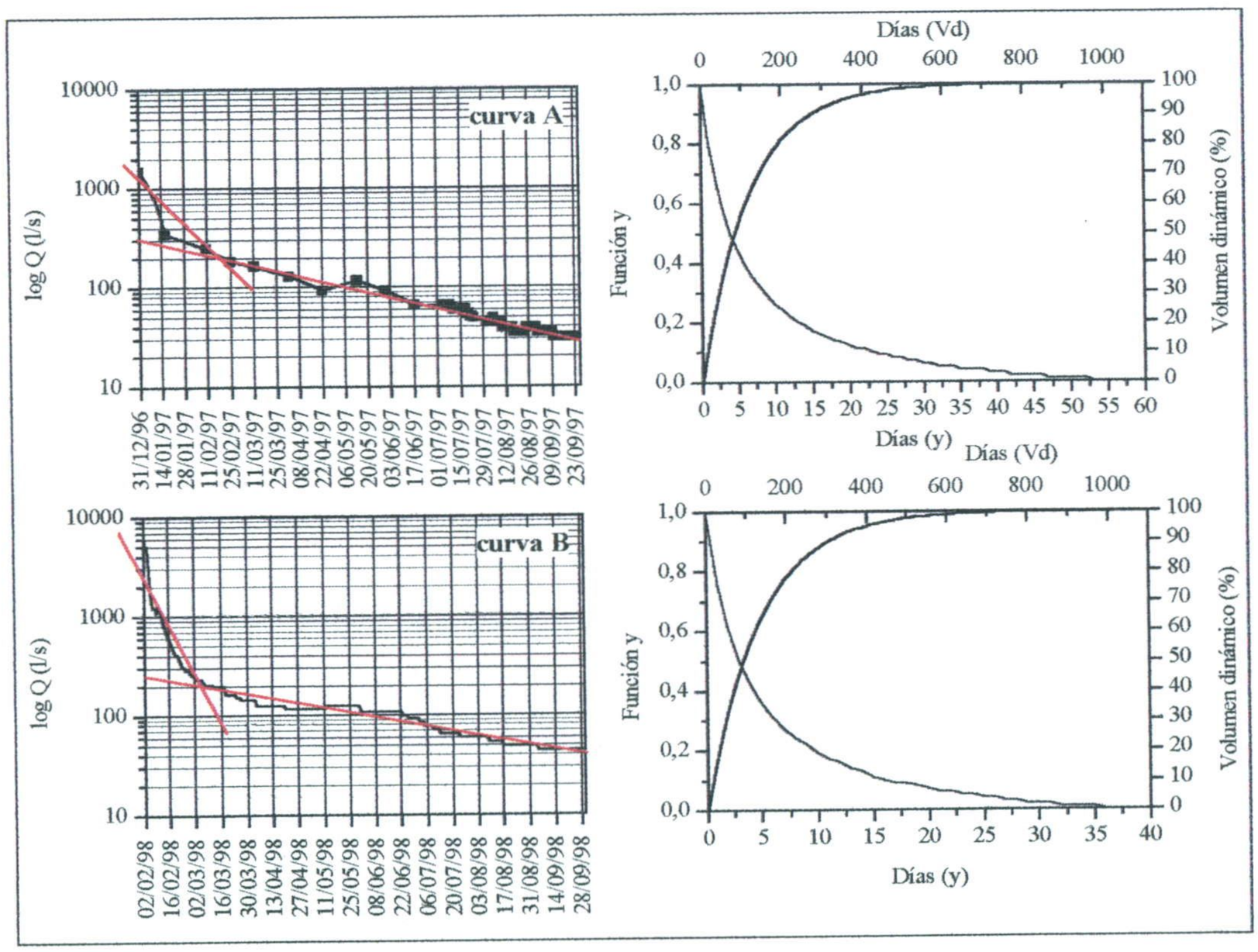


Fig. 5.67. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Río Jorox. A la derecha, gráficos de la función *y* (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia.

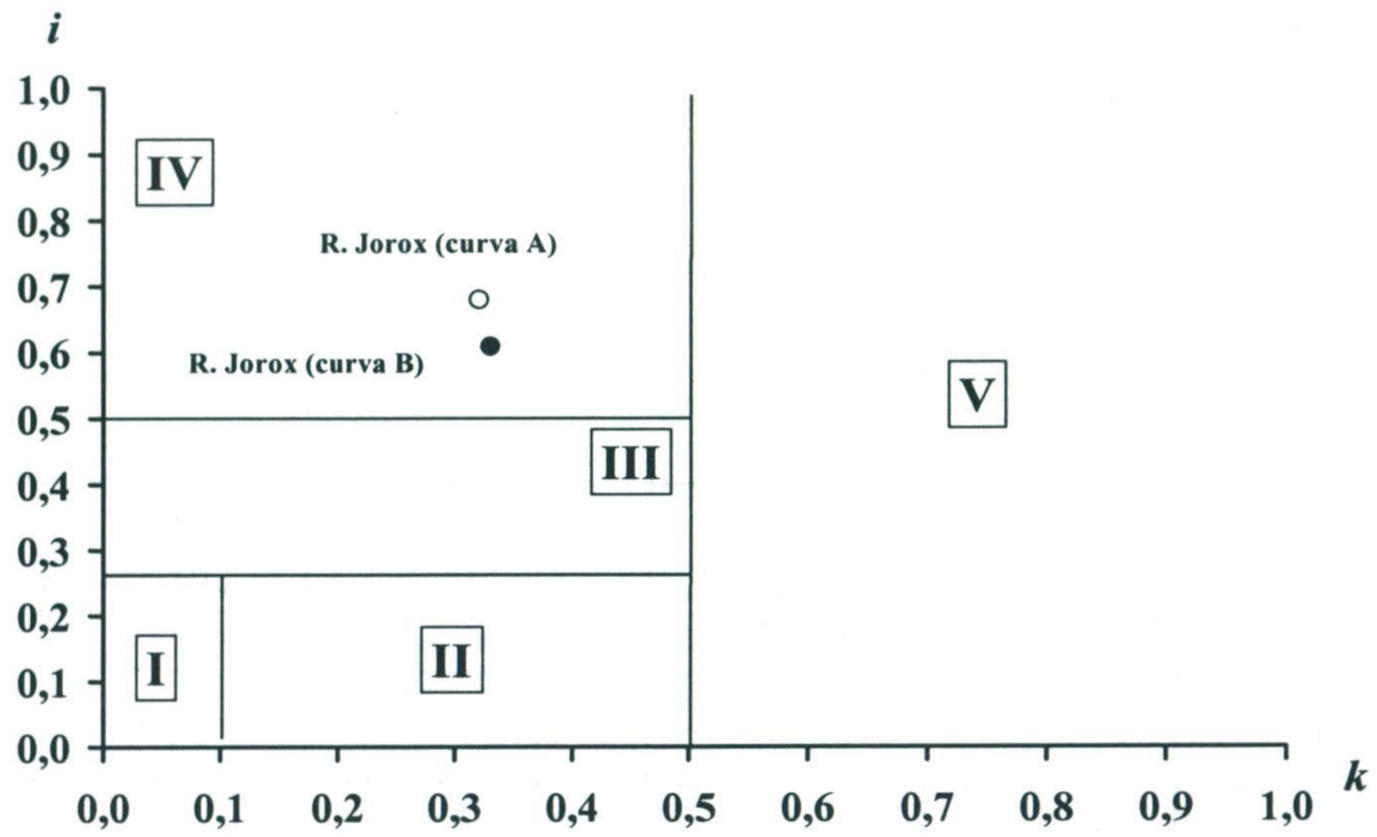


Fig. 5.68. Gráfico *i-k* propuesto por Mangin para clasificar los sistemas kársticos.

5.3.3.3.2. Análisis de las curvas de recesión registradas en el manantial de Fuente Quebrada

De esta surgencia se han analizado dos curvas de recesión, utilizando datos de caudal aforados con micromolinete (fig. 5.69). Los principales resultados se recogen en la tabla 5.16.

Los valores medios del coeficiente de velocidad de infiltración (η=0.01590 días^{-1}) y del coeficiente de heterogeneidad (ε= 0.02556 días^{-1}) ponen de manifiesto que la decrecida se produce de forma lenta, aunque la duración de ésta es muy variable según la curva considerada. El gráfico de la función *y* muestra dos curvas con una concavidad muy poco marcada (fig. 5.69), indicativas de un decrecimiento lento del caudal durante la decrecida.

El valor de *i,* calculado a partir de los dos parámetros anteriores, indica que el sistema acuífero es complejo y de grandes dimensiones.

La duración del agotamiento es también desigual para cada una de las curvas analizadas, pero siempre se obtiene un coeficiente α del orden de 10^{-3} días^{-1} lo que confirma que el agotamiento se produce de forma lenta y que existe una zona saturada poco karstificada, que descarga con lentitud.

La representación del porcentaje del volumen dinámico drenado por el manantial en función del tiempo (fig. 5.63) muestra que el vaciado del sistema se produce de forma muy lenta, puesto que, si se mantuvieran las condiciones del

agotamiento, se necesitan entre unos 280 y 540 días para drenar el 50 % del volumen dinámico. Estos valores son indicativos del alto poder regulador del sistema acuífero.

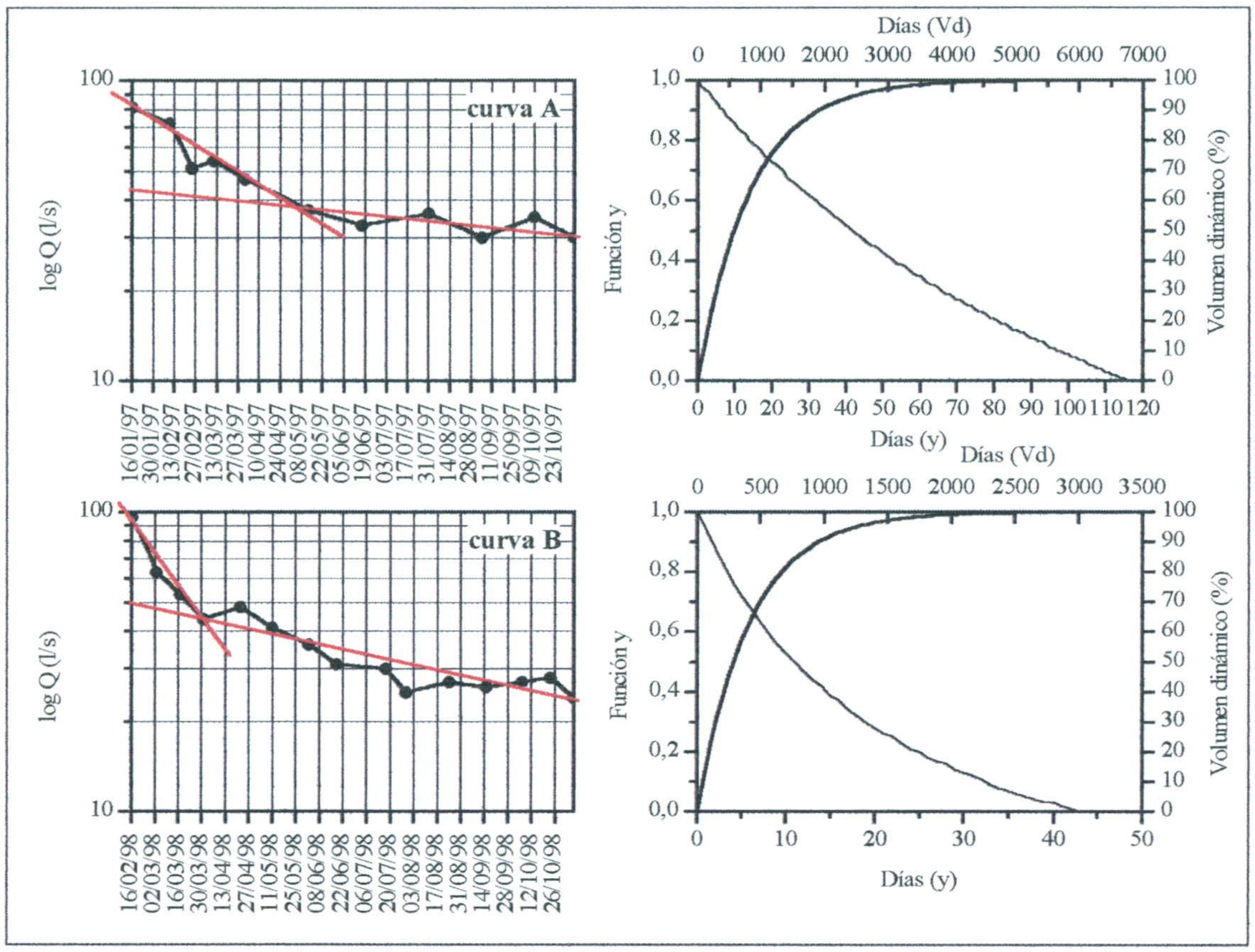


Fig. 5.69. A la izquierda, curvas de recesión analizadas en el manantial de Fuente Quebrada. A la derecha, gráficos de la función *y* (línea fina) y del porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado en función del tiempo (línea gruesa) correspondientes a dicha surgencia.

El valor del parámetro *k* es también variable para cada curva pero, en ambos casos, supera el valor límite ($k = 1$) considerado por Mangin (1975) en su clasificación de sistemas kársticos. Este fenómeno se relaciona con el marcado carácter estacional de las lluvias existente en nuestra región, que provoca que la duración del agotamiento sea elevada y, por tanto, los coeficientes de agotamiento sean más bajos, de forma que el volumen dinámico llega a ser mayor que el volumen de tránsito.

5.3.3.4. Análisis correlatorio y espectral

5.3.3.4.1. Aplicación del análisis correlatorio y espectral a los datos del manantial de Río Jorox

En el manantial de Río Jorox, se ha realizado un análisis correlatorio y espectral a partir de los caudales diarios drenados por la surgencia durante el año hidrológico 1997/98. Debido a diversos fallos de funcionamiento del limnígrafo, ha sido necesario restituir nueve datos de caudal (correspondientes al período 21 al 27/11/97 y a los días 17 y 18/12/97). Teniendo en cuenta la longitud de la serie de datos, se ha realizado un análisis a corto plazo, utilizando un valor de truncamiento de 125 días, con un paso de tiempo diario. La señal de entrada corresponde a las precipitaciones diarias registradas en la estación pluviométrica de Alozaina.

a) Análisis de la señal de entrada

El correlograma simple obtenido para la lluvia (fig. 5.70A) decrece muy rápidamente, lo que indica que se trata de un proceso aleatorio. El efecto memoria (valor de k para r= 0.1-0.2) es pequeño, del orden de 3-4 días. El espectro simple de la lluvia (Fig. 5.70B) pone de manifiesto periodicidades pluviométricas menores a la anual (7, 12, 16, 23 y 50 días).

b) Análisis de la señal de salida

El correlograma de la crónica de caudales es muy poco tendido (Fig. 5.70C), indicando que se trata de un sistema kárstico, con escasa inercia. El efecto memoria es muy bajo, del orden de 9-10 días. Aparece un pico muy claro a los 47 días, que también se observa en el correlograma simple y en el espectro simple de la lluvia.

En el espectro simple de los caudales (Fig. 5.70D) aparecen picos que coinciden con los observados en el espectro simple de la lluvia (períodos de 12, 16, 23 y 50 días). Esto quiere decir que el sistema conserva parte de la información contenida en los episodios lluviosos, es decir, el sistema no filtra totalmente la señal de entrada.

El tiempo de regulación obtenido a partir del espectro simple del caudal (valor del espectro para f=0 dividido por 2) es de 12 días, y la anchura de la banda espectral o frecuencia de corte es de 0.16, lo que significa que la información lluvia es filtrada al cabo de 6 días.

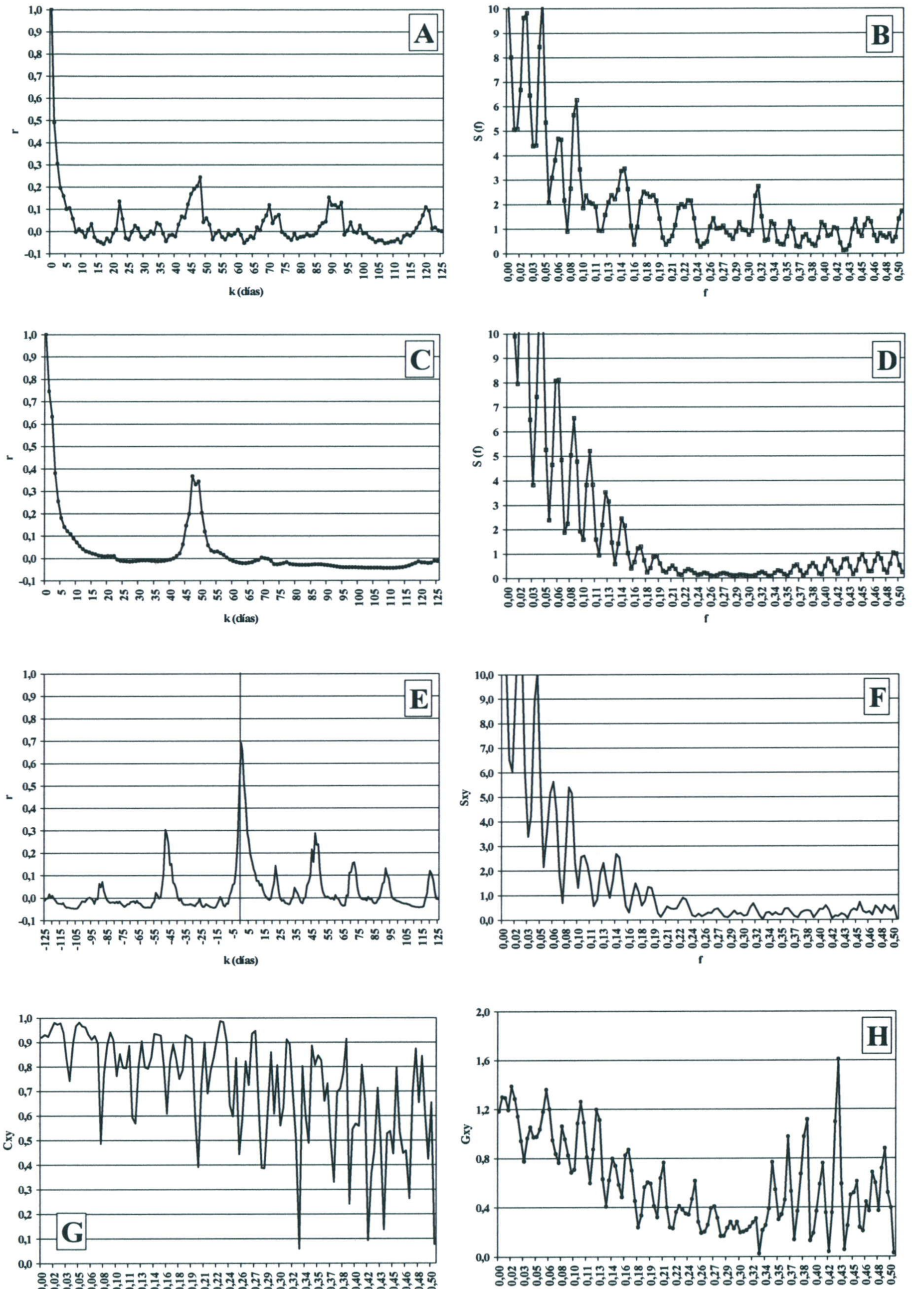


Fig. 5.70. Resultados del análisis correlatorio y espectral a corto plazo (m=125) realizado con los datos de caudal del manantial de Río Jorox (año hidrológico 1997/98) y los de precipitación registrada en la estación pluviométrica de Alozaina.

c) Análisis cruzado (entrada-salida)

El correlograma cruzado obtenido para este manantial presenta una forma bastante estrecha y puntiaguda, lo cual denota que se trata de un sistema kárstico (Fig. 5.70E). El pico inicial, bastante agudo, presenta un valor de *r* muy elevado (0.7), indicativo de una rápida transmisión de la señal de entrada, porque existe una importante red kárstica.

La función de amplitud cruzada (Fig. 5.70F) muestra los mismos picos del espectro simple de la lluvia (para períodos de 7, 12, 23 y 50 días), lo cual confirma la baja capacidad de filtro del sistema y, por lo tanto, la existencia de una red kárstica jerarquizada.

La función de fase permite conocer el desfase existente entre la entrada y la salida para determinadas frecuencias. Para los sucesos periódicos observados en la función de amplitud cruzada, los valores del desfase calculados están comprendidos entre 1 y 3 días, confirmando la rapidez de la respuesta reflejada por el hidrograma.

El sistema es lineal para todas las frecuencias, lo que demuestra la estrecha relación existente entre las entradas y salidas: un aumento en la cantidad de precipitación provoca un incremento en el caudal del manantial (Fig. 5.70G). La función de ganancia (Fig. 5.70H) indica que el sistema amplifica las señales de entrada de alta periodicidad (bajas frecuencias), así como algunos de los sucesos periódicos observados en la función de amplitud cruzada.

5.3.3.5. Análisis de caudales clasificados

5.3.3.5.1. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Río Jorox

Se ha efectuado un análisis de caudales clasificados con los datos de caudal de la surgencia, utilizando los datos de caudal obtenidos a partir del registro limnigráfico durante el año hidrológico 1997/98.

La serie de datos se ha dividido en clases de 50 l/s, calculándose la frecuencia relativa acumulada con la que se produce cada clase. El gráfico resultante es típico de sistemas de tipo kárstico, con bajas frecuencias relativas (altas frecuencias relativas acumuladas) para los caudales de mayor magnitud (fig. 5.71A). Según este gráfico, durante el 65 % del tiempo, el manantial drena caudales inferiores a 150 l/s. Al

representar la frecuencia relativa acumulada, en escala probabilística, frente a los intervalos de caudal, en escala logarítmica (fig. 5.71B), se observa la existencia de dos tramos de diferente pendiente en la recta de puntos:

1. Tramo con caudales inferiores a 150 l/s, que corresponde básicamente al agotamiento del manantial.

2. Tramo con caudales superiores a 150 l/s, de menor pendiente que el tramo anterior. Corresponde, fundamentalmente, a las situaciones de decrecida del manantial e indica la formación de una reserva que podría ser restituida en un ciclo posterior.

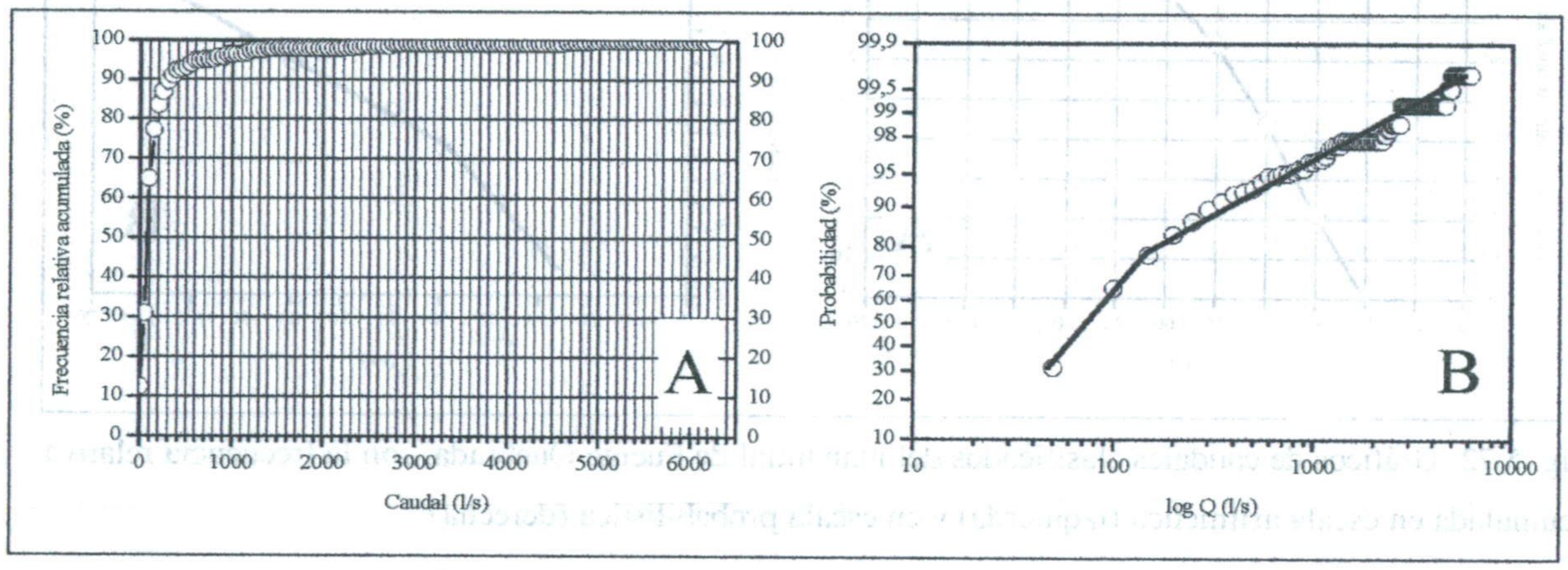


Fig. 5.71. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Río Jorox, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (izquierda) y en escala probabilística (derecha).

5.3.3.5.2. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Fuente Quebrada

La serie de datos de caudal correspondiente a esta surgencia se ha dividido en clases de 10 l/s, calculándose la frecuencia relativa acumulada con la que se produce cada clase. El gráfico resultante (fig. 5.72A) muestra que las variaciones de caudal se producen de forma lenta, lo que traduce el comportamiento inercial del sistema acuífero. Las curvas dibujadas en dicha figura son sensiblemente diferentes a las obtenidas para los sistemas típicamente kársticos, las cuales presentan una convexidad mucho más marcada.

Como las decrecidas en el manantial son lentas, se ha representado la frecuencia relativa acumulada, en escala probabilística, frente a los intervalos de caudal, en escala aritmética (fig. 5.72B). En dicha figura se observa la existencia de dos tramos de diferente pendiente en la recta de puntos:

1. Tramo de caudales inferiores a 50 l/s, correspondiente a la situación de agotamiento del manantial. Aproximadamente el 65 % de los datos de la serie corresponden a esta situación hidrodinámica.

2. Tramo de caudales superiores a 50 l/s, correspondiente básicamente a la decrecida del manantial. El hecho de que presente una menor pendiente representa la formación de una reserva que podría ser restituida al flujo en un ciclo posterior.

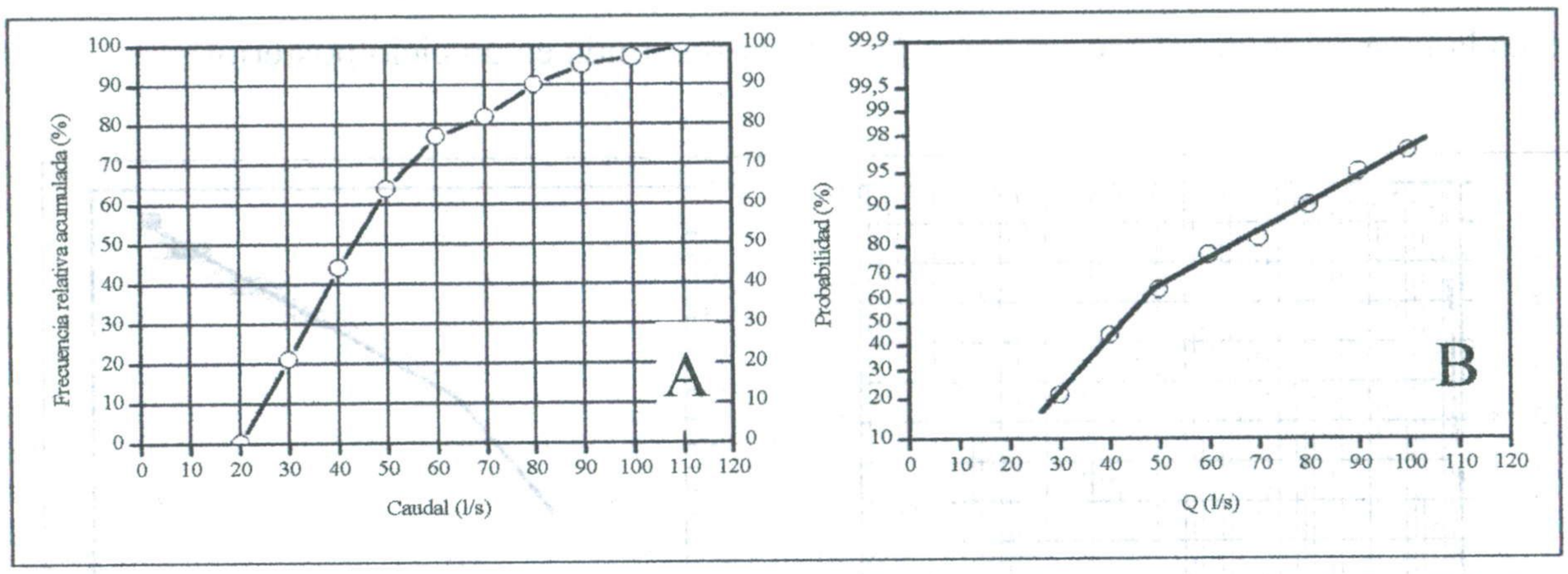


Fig. 5.72. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Fuente Quebrada, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (izquierda) y en escala probabilística (derecha).

5.3.3.5.3. Aplicación a la serie de datos de caudal del manantial de Carratraca

La serie de datos de caudal de esta surgencia se ha dividido en clases de 10 l/s, determinándose después la frecuencia relativa acumulada para cada clase. La representación gráfica de esta frecuencia en escala aritmética frente a cada clase de caudal (fig. 5.73A) muestra que las variaciones de caudal se producen de forma lenta, lo cual refleja que el sector de acuífero drenado por esta surgencia tiene un comportamiento inercial. La curva representada en dicha figura es propia de sistemas de flujo difuso.

Al representar la frecuencia relativa acumulada, en escala probabilística, frente a los intervalos de caudal, en escala aritmética (fig. 5.73B), se observa que todos los puntos se alinean según una recta, lo que significa que las variaciones de caudal en la surgencia se producen de forma lenta.

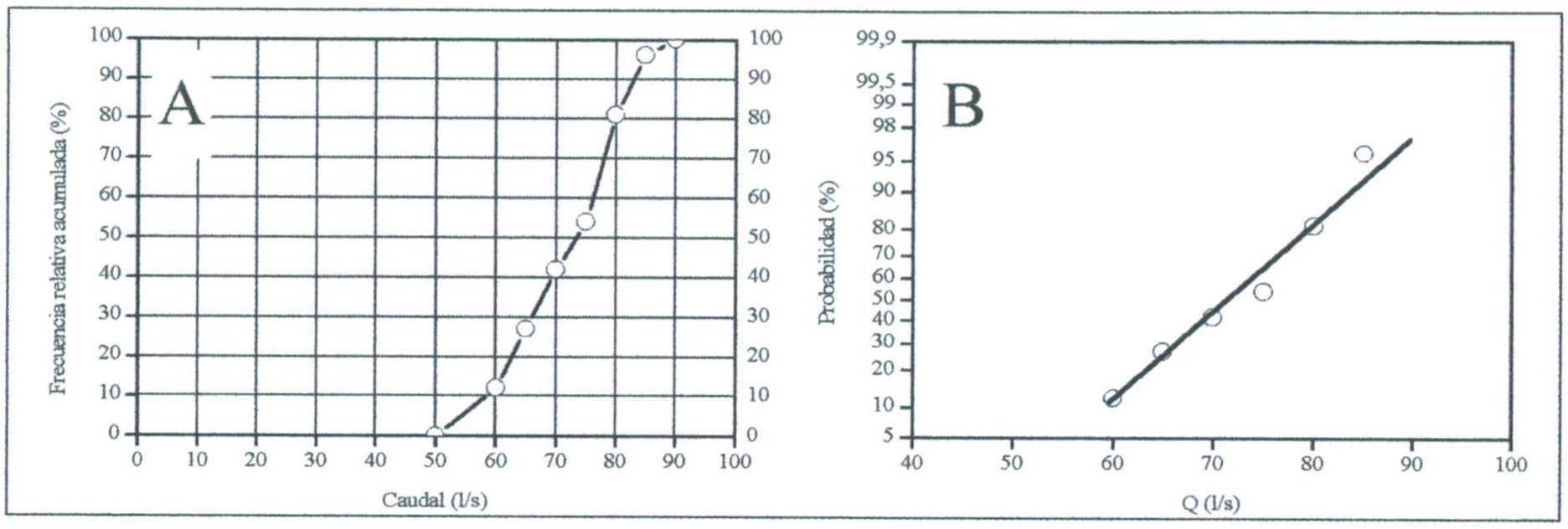


Fig. 5.73. Gráficos de caudales clasificados del manantial de Carratraca, con la frecuencia relativa acumulada en escala aritmética (izquierda) y en escala probabilística (derecha).

5.3.3.6. Conclusiones sobre la hidrodinámica del sistema a partir del estudio de los principales manantiales

El análisis de la forma de los hidrogramas de los tres manantiales principales (Río Jorox, Fuente Quebrada y Carratraca) permite deducir la existencia de un diferente grado de karstificación según el sector considerado del sistema acuífero. En el sector drenado por Río Jorox, existe un importante desarrollo de la karstificación funcional, ya que se observan rápidos y espectaculares aumentos del caudal en respuesta a los diferentes episodios lluviosos registrados durante el período de estudio, con un desfase entrada-salida entre uno y tres días. La surgencia de Fuente Quebrada drena un sector de acuífero con menor desarrollo de la karstificación funcional, ya que el hidrograma muestra una respuesta más amortiguada frente a las lluvias, con crecidas de forma poco puntiaguda y con pequeñas diferencias de caudal entre la punta de la crecida y el inicio del agotamiento. El manantial de Carratraca drena un sector de acuífero poco karstificado, observándose en el hidrograma una respuesta muy amortiguada frente a las lluvias.

Estas diferencias en el grado de karstificación funcional están relacionadas con la litología existente en cada uno de los diferentes sectores del sistema acuífero. El manantial de Río Jorox drena el sinclinal de Sierra Prieta, cuyo núcleo está constituido por calizas negras (Retiense) y por calizas con sílex (Lías inferior), materiales más favorables al desarrollo de la karstificación. Fuente Quebrada drena un sector de acuífero en el que abunda la litología dolomítica, desfavorable de cara al desarrollo de

la karstificación (dolomías Norienses de la Unidad de Nieves y mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca, pertenecientes a la Unidad de Yunquera), aunque también son importantes los afloramientos calizos del Retiense y del Lías inferior. El manantial de Carratraca drena un sector constituido esencialmente por las dolomías Norienses y por los mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca. Además, la existencia de intercalaciones metapelíticas en los materiales de la unidad de Yunquera constituye un factor limitante añadido en el desarrollo de la karstificación.

El estudio de la curva de recesión del hidrograma mediante la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975) refleja nuevamente las diferencias en el grado de karstificación del sistema acuífero. En el caso del manantial de Río Jorox, la función *y* presenta una forma cóncava marcada, lo que significa que la infiltración se produce de forma rápida, aparecen valores del parámetro *k* propios de un sistema kárstico y valores del coeficiente de agotamiento próximos a 10^{-2} días^{-1}, que reflejan la existencia de una zona saturada cuyo vaciado se produce de forma relativamente rápida. Por el contrario, en la surgencia de Fuente Quebrada, el gráfico de la función *y* muestra una concavidad muy poco marcada, indicativo de un decrecimiento lento del caudal durante la decrecida, y se obtienen valores del coeficiente de agotamiento del orden de 10^{-3} días^{-1}, propios de un agotamiento lento, debido a la existencia de una zona saturada poco karstificada, que descarga con lentitud.

La aplicación del análisis correlatorio y espectral a los datos del manantial de Río Jorox corrobora las observaciones realizadas sobre la forma del hidrograma de la surgencia. El bajo efecto memoria, la forma del correlograma cruzado, la conservación de la señal de entrada, la linealidad del sistema y el escaso desfase entre las funciones entrada y salida demuestran la existencia de un alto grado de karstificación funcional, que favorece la infiltración rápida a través de una red kárstica desarrollada.

La forma de las curvas frecuencia relativa y acumulada *versus* clases de caudal, obtenidas en el análisis de caudales clasificados, es diferente según la surgencia considerada. En el manantial de Río Jorox, se obtiene una curva típica de sistemas kársticos, con bajas frecuencias (altas frecuencias relativas acumuladas) para los caudales elevados, ya que las variaciones de caudal se producen de forma muy rápida. Por el contrario, las curvas dibujadas para los manantiales de Fuente Quebrada y

Carratraca son propias de sistemas con bajo grado de karstificación funcional, con variaciones de caudal mucho más lentas.

5.3.3.7. Los sondeos del sistema

En el sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín hay inventariadas 17 perforaciones: 14 sondeos, 2 pozos y un piezómetro (fig. 5.59), con profundidades comprendidas entre los 39 y los 300 m (tabla 4.2). A partir de informes técnicos elaborados por distintas empresas y organismos, con motivo de varias investigaciones realizadas en la zona de estudio, se ha obtenido información sobre las columnas litológicas de 3 de los sondeos del sistema (fig. 4.4):

- en Alozaina, el sondeo S-19 atraviesa exclusivamente calizas negras y grises de la Formación Kössen (Unidad de Nieves), con un bajo grado de karstificación funcional.

- en Casarabonela, el sondeo S-29 atraviesa esencialmente mármol dolomítico de la Formación Carratraca (Unidad de Yunquera) y calizas y margas de la Formación Kössen (Unidad de Nieves). Existen indicios de karstificación en el mármol dolomítico, entre los 132 -139 m y 151-155 m de profundidad.

- en Ardales, la columna del sondeo S-34 está constituida por mármoles y esquistos de la Formación Capellán (Unidad de Yunquera). Las zonas de circulación de agua detectadas se localizaron a 90, 112, 115, 153 y 154 m de profundidad. Este sondeo permite extraer un caudal de 25 l/s.

5.3.3.7.1. Evolución temporal de la piezometría

Se ha medido el nivel piezométrico, con periodicidad aproximadamente quincenal, en 8 de las 17 perforaciones inventariadas en el sistema: PI-2, S-34 y S-35 en el sector de Carratraca-Ardales y S-19, S-27, S-28, S-29 y S-30 en el sector de Alozaina-Casarabonela. Las cotas piezométricas medias de los puntos controlados están comprendidas entre 449 y 569 m s.n.m., disminuyendo progresivamente desde el NE hacia el SW. Así, en el sector de Carratraca y Ardales, la cota piezométrica se sitúa en torno a 540-570 m s.n.m., mientras que en el sector de Alozaina y Casarabonela, el nivel piezométrico se encuentra a 520-540 m s.n.m. Salvo en el sondeo S-30 y en el piezómetro de Carratraca (PI-2), en todos los sondeos existe explotación por bombeos,

por lo que la evolución piezométrica es en régimen influenciado. El rango de caudales extraídos, para abastecimiento, riego o embotellado de agua mineral, es de pequeña magnitud, entre 7 y 20 l/s.

La evolución temporal de las cotas piezométricas medidas durante el período de investigación refleja una respuesta hidrodinámica lenta frente a las precipitaciones (fig. 5.74), pero sólo frente a las de mayor importancia (invernales). Así, se producen ascensos del nivel piezométrico en los sondeos, de magnitud variable según el sector considerado pero, en todo caso, inferiores a los registrados en el sistema de la Sierra de las Nieves.

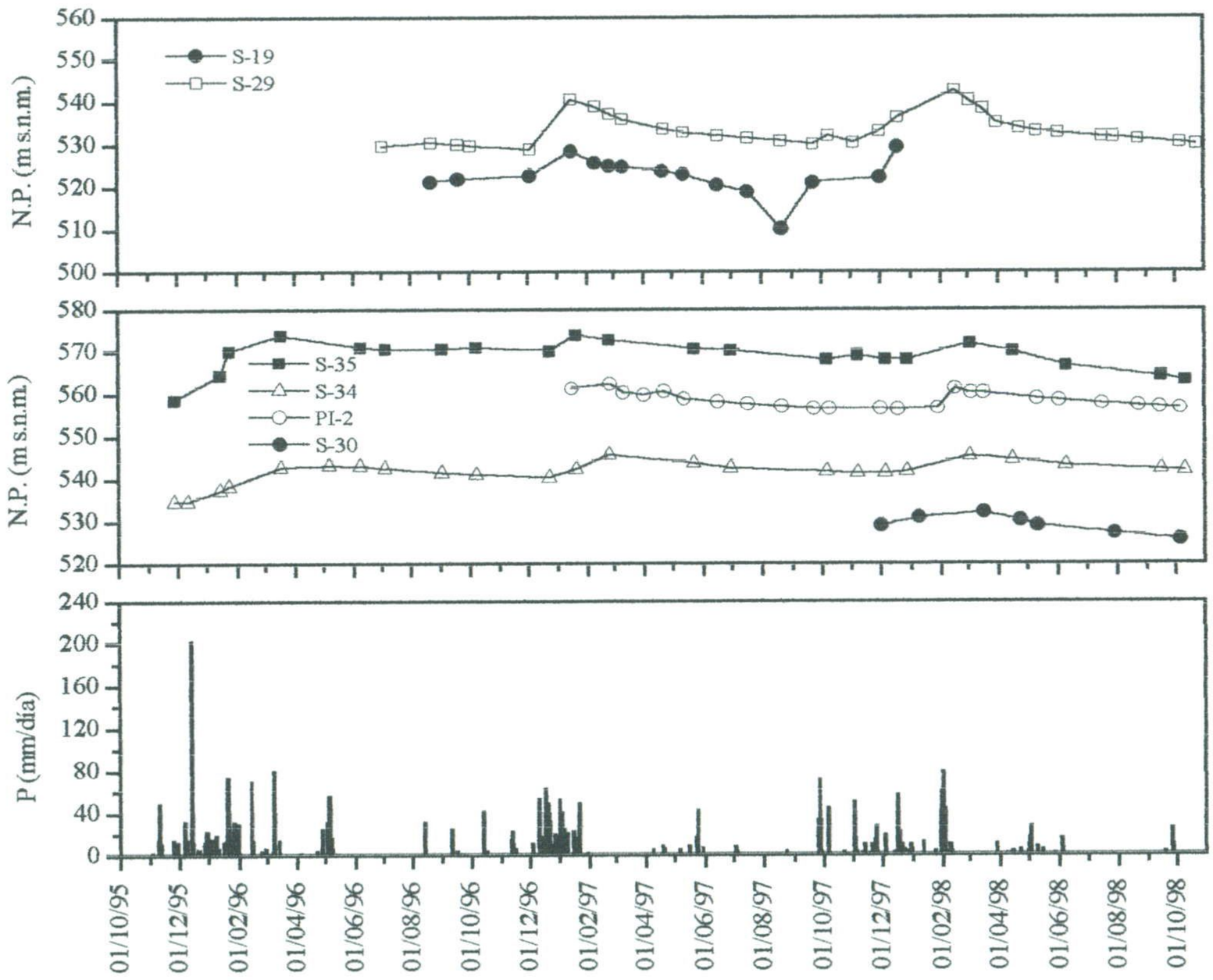


Fig. 5.74. Evolución temporal de las cotas piezométricas de algunos de los sondeos del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín, durante el período de investigación.

Los sondeos situados en el extremo norte del sistema acuífero (S-34, S-35 y PI-2), muestran ascensos del nivel piezométrico de menor cuantía (entre 2 y 15 m) y, además, durante el año hidrológico 1997/98, responden a las lluvias más tarde que el

resto (fig. 5.74). Los descensos de nivel se producen también de manera lenta y poco marcada.

Los sondeos S-19 y S-29 muestran, durante las épocas de recarga, ascensos piezométricos más rápidos y de magnitud algo mayor (entre 8 y 19 m). Cuando cesan las precipitaciones, inicialmente se produce un rápido descenso del nivel, que va seguido de una bajada más lenta hasta alcanzar el valor medio anual. En el sondeo S-19, se observa un claro descenso del nivel durante el verano de 1997, debido al bombeo para abastecimiento a Alozaina en épocas de estiaje.

Según Shevenell (1996), es razonable asumir que los tres segmentos lineales con diferente pendiente que a veces se observan en las curvas de recesión piezométrica registradas en sondeos perforados en acuíferos kársticos representan el drenaje de diferentes tipos de almacenamiento: conductos kársticos, fracturas y matriz del acuífero. En el caso de los sondeos S-19 y S-29, se observan sólo dos segmentos en la curva de recesión: el primero, de mayor pendiente, correspondería al rápido vaciado de las fracturas conectadas con el sondeo mientras que, el segundo segmento, representaría el drenaje, más lento, del agua almacenada en fisuras de pequeño tamaño y/o de la matriz. Las curvas de recesión de los sondeos S-34, S-35 y PI-2 tienen una única pendiente, que correspondería al lento vaciado de la matriz, lo que está en consonancia con un menor desarrollo de la karstificación en este sector del acuífero. En ambos casos, el hecho de que las curvas de recesión sólo tengan una o dos pendientes y que las velocidades de descenso sean bajas, refleja la ausencia de conductos kársticos en las proximidades de los sondeos.

5.3.4. Hidrotermia

En el sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín, no existen importantes diferencias en la temperatura del agua drenada por las principales surgencias. Los valores medios de temperatura del agua varían entre 15.8 ºC, en el manantial de Carratraca y 16.3 ºC en el manantial de Fuente Quebrada. Los coeficientes de variación de este parámetro son muy bajos en todas las surgencias, especialmente en la de Carratraca (tabla 5.17).

La evolución temporal de la temperatura del agua es diferente en cada una de las surgencias controladas (fig. 5.75). En el manantial de Río Jorox, este parámetro muestra una variación estacional relacionada con las fluctuaciones periódicas de la temperatura

ambiente, a la que se superponen pequeños cambios puntuales en la temperatura del agua relacionados con los principales eventos pluviométricos acaecidos durante el período de investigación. Así, coincidiendo con los incrementos de caudal del manantial, se registran ligeros descensos de la temperatura del agua, del orden de 0.2 ºC, como consecuencia de la mezcla del agua de infiltración, más fría, con el agua del acuífero. El hecho de que la respuesta hidrotérmica observada en el manantial (en respuesta a la caída de las precipitaciones y al incremento de caudal) sea de pequeña magnitud pone de manifiesto que el volumen de las reservas del acuífero es mayor que el volumen de recarga.

Manantial (Referencia)	Cota de surgencia	n	Tª max	Tª min	Tª med	v (%)
R. Jorox (M-33)	530	56	16,5	15,7	15,9	0,8
Nacimiento Casarabonela (G-7)	530	13	16,5	15,6	16,0	1,5
Fuente Quebrada (G-5)	530	42	16,6	15,6	16,3	1,6
Carratraca (G-2)	530	28	15,9	15,7	15,8	0,4

Tabla 5.17. Valores de temperatura máxima, mínima y media (en ºC) del agua drenada por los manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. Leyenda: n: número de muestras, v (%): coeficiente de variación.

En el manantial de Fuente Quebrada se constata, durante los episodios de recarga, una disminución de la temperatura del agua drenada por la surgencia, coincidiendo con un descenso en los valores de la conductividad eléctrica y un incremento del caudal del manantial. Los descensos de temperatura son del orden de 0.4 ºC durante la crecida de primavera y de 0.6-0.7 ºC durante las crecidas invernales. El agua de lluvia, más fría, permanece cierto tiempo en el acuífero ya que, durante el invierno, es necesario que transcurran entre 5.5 y 7 meses hasta alcanzar los valores previos a la recarga. El hecho de que el tiempo de recuperación de la temperatura del agua sea notablemente superior al de la conductividad eléctrica (fig. 5.75) indica que existe una mala conexión entre los drenes y los bloques fisurados o la matriz del

acuífero, de manera que parte del agua de infiltración queda almacenada en las fisuras de la matriz, "enfriando" el acuífero durante varios meses.

En el manantial de Carratraca, el valor de temperatura del agua permanece prácticamente constante, entre 15.7-15.9 ºC, de acuerdo con el bajo grado de karstificación funcional deducido a partir de la respuesta hidrodinámica.

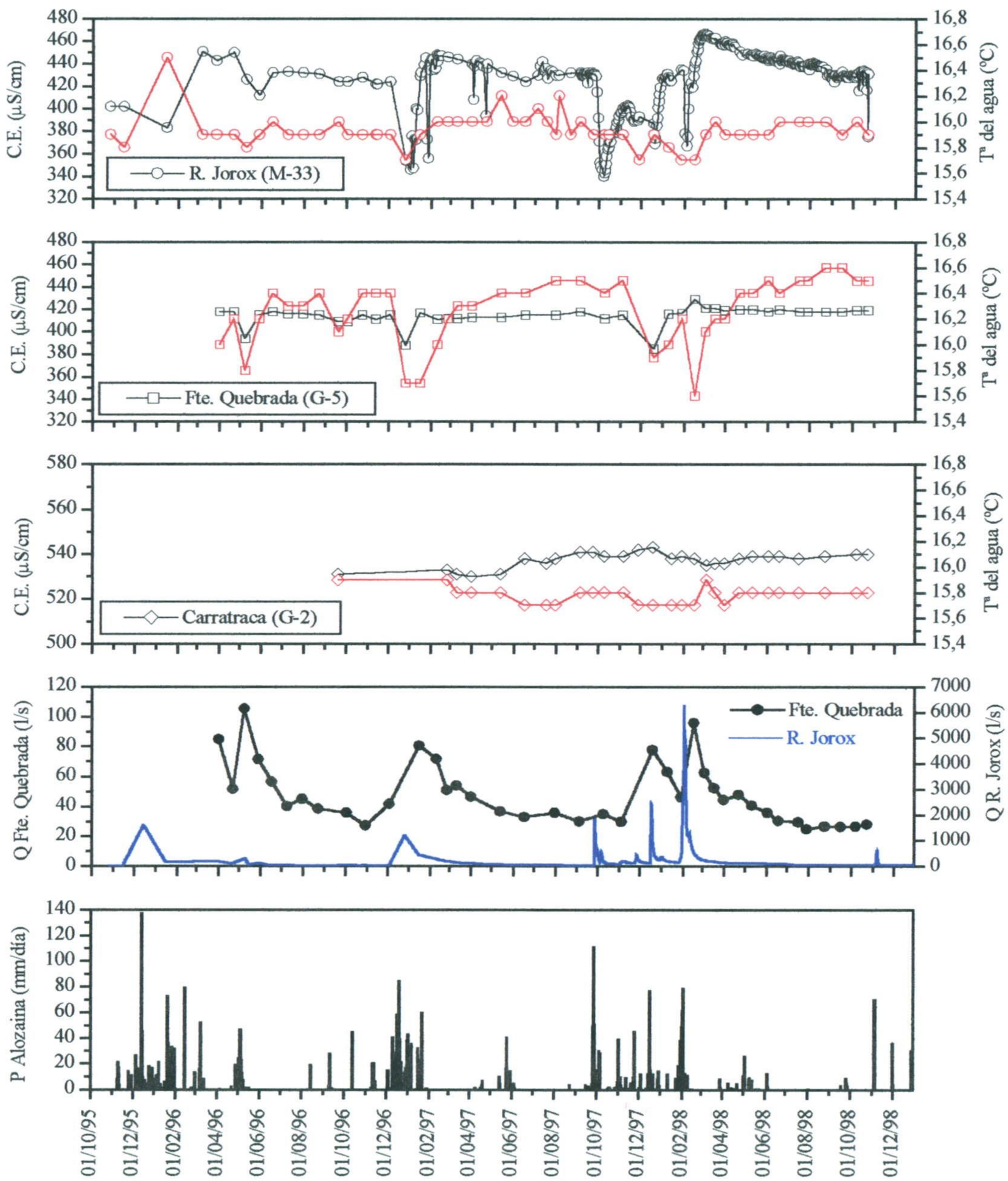


Fig. 5.75. Evolución temporal de la temperatura del agua (en rojo) y de la conductividad eléctrica (en negro) en los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín durante el período de investigación. Se incluye el caudal de los manantiales de Río Jorox y Fuente Quebrada.

5.3.4.1. Conclusiones sobre la hidrotermia del sistema

En el sistema acuífero Prieta-Bonela-Alcaparaín, la temperatura del agua de los manantiales es bastante similar, varía entre 15.8 y 16.3 ºC.

En los manantiales de Río Jorox y Fuente Quebrada se producen disminuciones de la temperatura del agua durante los episodios de recarga, que reflejan la existencia de karstificación funcional en el sistema acuífero. La magnitud de estos descensos es del orden de 0.2 ºC en Río Jorox y de 0.4 a 0.7 ºC en Fuente Quebrada.

La evolución de la temperatura del agua drenada por el manantial de Río Jorox muestra la influencia de la temperatura ambiente y permite deducir, además, la existencia de un cierto volumen de reservas en comparación con el volumen de recarga. En el manantial de Fuente Quebrada, la evolución temporal de la temperatura del agua pone de manifiesto la mala conexión existente entre los drenes y la matriz del acuífero, de manera que parte del agua de infiltración queda almacenada en las fisuras y en la matriz, "enfriando" el acuífero durante cierto tiempo.

En la surgencia de Carratraca, la temperatura del agua permanece prácticamente invariable durante el período analizado, lo cual indica la ausencia de karstificación funcional en el sector de acuífero que drena.

5.3.5. Hidroquímica

5.3.5.1. Composición química de las aguas del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín

Las muestras recogidas en los tres manantiales principales del sistema (M-33, G-5 y G-2) son de facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica (fig. 5.76). En el caso de las surgencias de Río Jorox (M-33) y Fuente Quebrada (G-5), la mayoría de las muestras son bicarbonatadas cálcicas, mientras que en el manantial de Carratraca (G-2) abundan también las bicarbonatadas cálcico-magnésicas, ya que dicha surgencia drena los mármoles dolomíticos de la Unidad de Yunquera, que afloran extensamente en este sector del acuífero (Sierra Alcaparaín).

Los valores medios de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas varían entre 414 μS/cm (Fuente Quebrada) y 537 μS/cm (Carratraca), con un valor medio de 459 μS/cm (tabla 5.18). El coeficiente de variación de este parámetro es muy bajo en estas dos surgencias (2 y 1 %, respectivamente) y algo mayor en el manantial de Río

Jorox (6 %). Los valores medios de TAC, Ca^{2+} y Mg^{2+} son 249, 56 y 26 mg/l, respectivamente. El contenido medio en Cl^- es de 13 mg/l, más del doble del contenido medio de este ión en el agua de lluvia (5 mg/l), por lo que debe existir una importante reconcentración del agua de lluvia a nivel del epikarst (Schoeller, 1962). Los valores medios de los índices de saturación indican que las aguas subterráneas del sistema están ligeramente sobresaturadas en calcita, salvo las correspondientes a la surgencia de Carratraca, que están algo más próximas al equilibrio. Los valores medios de P_{CO2} de las aguas están comprendidos entre 0.54 % y 0.72 % (tabla 5.18), valores claramente superiores al de la P_{CO2} atmosférica (0.03-0.04 %).

Los manantiales de Río Jorox y Fuente Quebrada muestran una composición química bastante similar, aunque este último drena aguas con menor alcalinidad y más ricas en Cl^-, SO_4^{2-} y SiO_2 (tabla 5.18).

	Manantial (Referencia)	pH	C (µS/cm)	T^a (°C)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	TAC (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	dpH	IsDol	pCO_2 (%)
n	Río Jorox (M-33)	61	368	52	61	61	61	61	61	346	59	61	61	51	51	51
max		8,10	467	16,5	63,3	36,9	6,2	0,8	310	20,6	21,4	7,9	12,5	0,51	0,94	1,21
min		7,31	340	15,7	29,6	3,0	3,2	0,2	216	5,0	0,4	0,0	0,0	-0,14	-0,63	0,19
med		7,60	427	15,9	51,2	24,7	4,4	0,4	275	11,0	10,1	1,3	6,6	0,11	0,10	0,72
v (%)		2,73	6	0,8	12,4	25,9	13,8	45,1	8	15,1	43,3	113,3	57,3	141,85	337,92	35,94
n	Fuente Quebrada (G-5)	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
max		7,93	429	16,6	62,4	30,9	6,4	0,8	275	15,6	35,4	4,4	15,2	0,42	0,71	1,31
min		7,20	385	15,6	37,5	7,8	3,4	0,2	239	9,9	9,5	0,0	6,9	-0,27	-1,02	0,25
med		7,55	414	16,3	54,1	20,5	4,9	0,5	250	13,2	20,7	1,7	11,9	0,10	-0,04	0,63
v (%)		2,12	2	1,7	11,7	22,4	13,3	23,3	3	9,4	29,3	75,0	17,1	151,90	-1023,76	33,39
n	Carratraca (G-2)	13	14	14	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
max		7,73	543	15,9	71,7	38,9	6,0	1,3	230	20,6	126,7	3,7	14,5	0,23	0,35	0,93
min		7,31	530	15,7	52,9	25,9	4,3	1,0	219	12,1	108,6	0,0	9,1	-0,19	-0,42	0,35
med		7,57	537	15,8	61,5	32,3	4,9	1,0	223	13,7	117,9	0,5	12,2	0,06	0,02	0,54
v (%)		1,92	1	0,4	11,1	11,9	11,7	6,8	1	16,4	4,8	218,7	11,9	251,94	1320,75	35,43

Tabla 5.18. Parámetros estadísticos de los parámetros físico-químicos medidos y de los componentes químicos analizados en las aguas del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. Leyenda: n: número de muestras, max: valor máximo, min: valor mínimo, med: media aritmética y v: coeficiente de variación.

El manantial de Carratraca presenta los valores de conductividad eléctrica más elevados y contenidos en Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} y SO_4^{2-} superiores a las de las dos surgencias anteriores. Los altos contenidos en SO_4^{2-} del manantial de Carratraca, superiores a 100 mg/l, se interpreta que proceden de la oxidación de los sulfuros presentes en las mineralizaciones de pirita dispersas en los mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca.

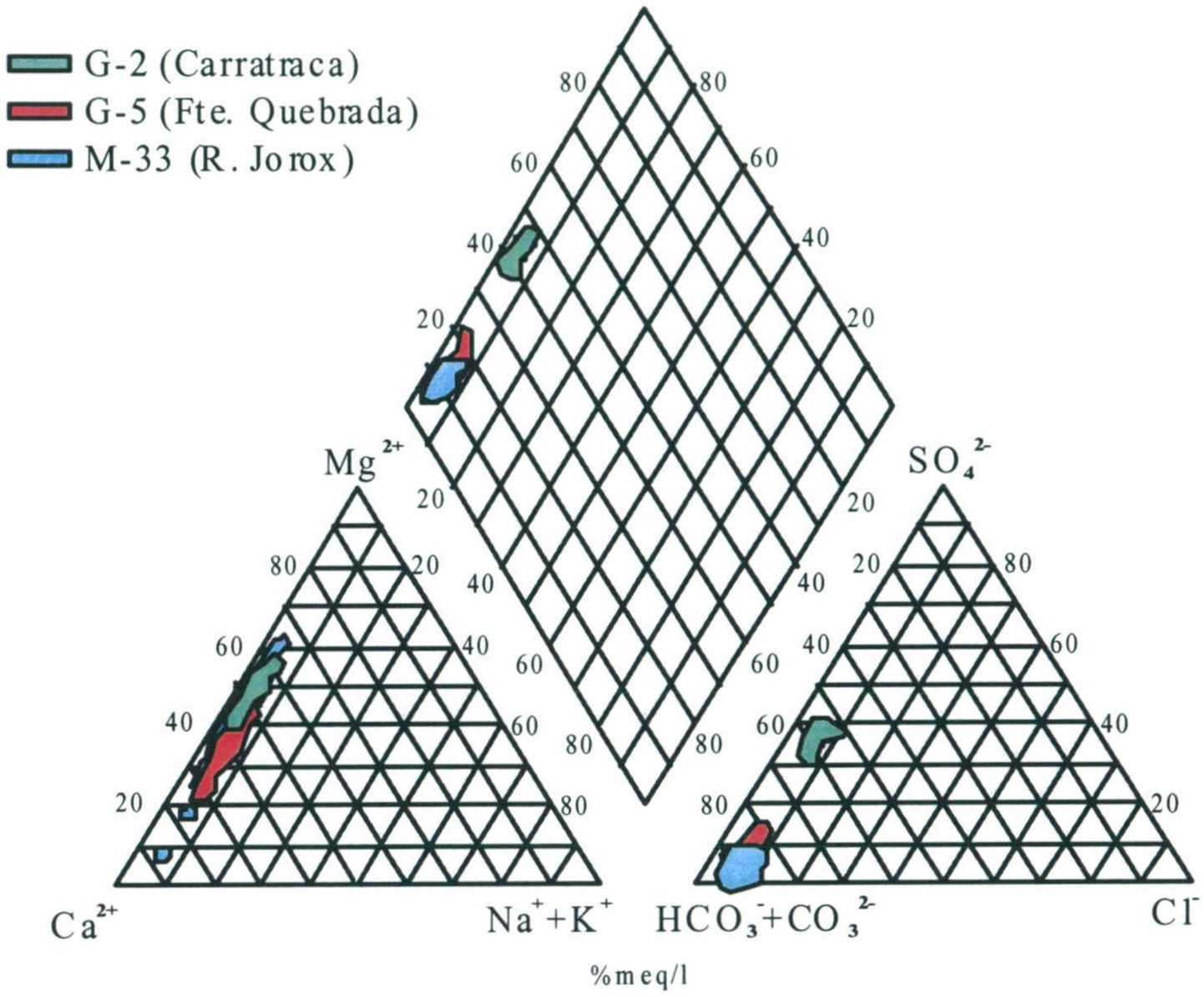


Fig. 5.76. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

Desde el S hacia el N del sistema acuífero se constata un incremento en el contenido en Cl^- del agua subterránea, en consonancia con los valores de Cl^- detectados en el agua de lluvia pero también con un mayor tiempo de estancia del agua en la zona no saturada y una infiltración más lenta (Antigüedad, 1985/86). Así, las diferencias en el contenido en Cl^- son indicativas del diferente grado de karstificación funcional existente en el sistema, mayor en el sector de acuífero drenado por Río Jorox y menor en los sectores drenados por Fuente Quebrada y Carratraca.

Asimismo, se constata un incremento en el contenido en SO_4^{2-} y SiO_2 y una disminución en TAC y la P_{CO2} del agua subterránea, desde el S hacia el N del sistema. Los dos primeros componentes químicos se consideran indicativos de mayores tiempos de residencia en el interior del acuífero, es decir, de flujos lentos a través de éste y, por lo tanto, reflejarían nuevamente la disminución del grado de karstificación funcional hacia el N.

Con las 108 muestras recogidas en las tres surgencias más importantes del sistema se ha realizado un análisis de componentes principales (fig. 5.77), en el que se

han considerado catorce variables: conductividad eléctrica, temperatura, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, TAC, Cl^{-}, SO_4^{2-}, NO_3^{-}, SiO_2, P_{CO2}, IsDol e IsCal.

La matriz de correlación (tabla 5.19) pone de manifiesto que la conductividad eléctrica está correlacionada, principalmente, con los contenidos en SO_4^{2-} y K^{+} y, en menor medida, con los contenidos en Mg^{2+} y Ca^{2+}. También se observa una alta correlación negativa entre TAC y el contenido en SO_4^{2-}, lo que sugiere un origen geoquímico distinto para estos dos componentes: el TAC proviene de la disolución de la roca carbonatada, que es un proceso relativamente rápido mientras que los SO_4^{2-} proceden de la oxidación de sulfuros, proceso químico lento.

	C	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	TAC	Cl^{-}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	SiO_2	T^a	IsCal	IsDol	P_{CO2}
C	1,00													
Ca^{2+}	0,62	1,00												
Mg^{2+}	0,69	0,20	1,00											
Na^{+}	0,19	0,20	0,19	1,00										
K^{+}	0,83	0,54	0,57	0,30	1,00									
TAC	-0,49	-0,46	-0,13	-0,22	-0,66	1,00								
Cl^{-}	0,22	0,09	0,22	0,38	0,31	-0,31	1,00							
SO_4^{2-}	0,92	0,62	0,55	0,21	0,88	-0,77	0,28	1,00						
NO_3^{-}	0,18	0,28	0,07	0,15	0,07	0,00	-0,16	0,08	1,00					
SiO_2	0,41	0,38	0,07	0,13	0,41	-0,52	0,28	0,49	0,16	1,00				
T^a	-0,49	-0,29	-0,39	0,14	-0,34	0,05	0,31	-0,40	-0,08	0,21	1,00			
IsCal	-0,08	-0,04	0,00	0,06	-0,05	0,04	-0,02	-0,03	-0,20	-0,22	0,08	1,00		
IsDol	0,06	-0,15	0,35	0,09	0,06	0,09	0,06	0,05	-0,22	-0,24	0,01	0,91	1,00	
P_{CO2}	-0,15	0,04	-0,12	-0,10	-0,28	0,44	-0,17	-0,34	0,28	-0,03	-0,09	-0,80	-0,77	1,00

Tabla 5.19. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

Los tres primeros factores del ACP (fig. 5.77) explican el 68 % de la varianza total, lo que significa que el quimismo de las aguas es relativamente parecido en todo el sistema. El factor I (34 %), definido por la conductividad eléctrica, el contenido en K^{+} y en SO_4^{2-}, que se oponen a TAC, corresponde al eje de la mineralización, del tiempo de residencia en el acuífero y de la velocidad de adquisición del quimismo. El factor II, que explica el 21 % de la varianza total, viene definido por la oposición entre el grado de saturación en calcita y dolomita y la presión parcial de CO_2 y representa el factor

desgasificación (pérdida de CO_2 antes de la recogida de la muestra). El factor III sólo explica el 13 % de la varianza y viene definido por la temperatura del agua.

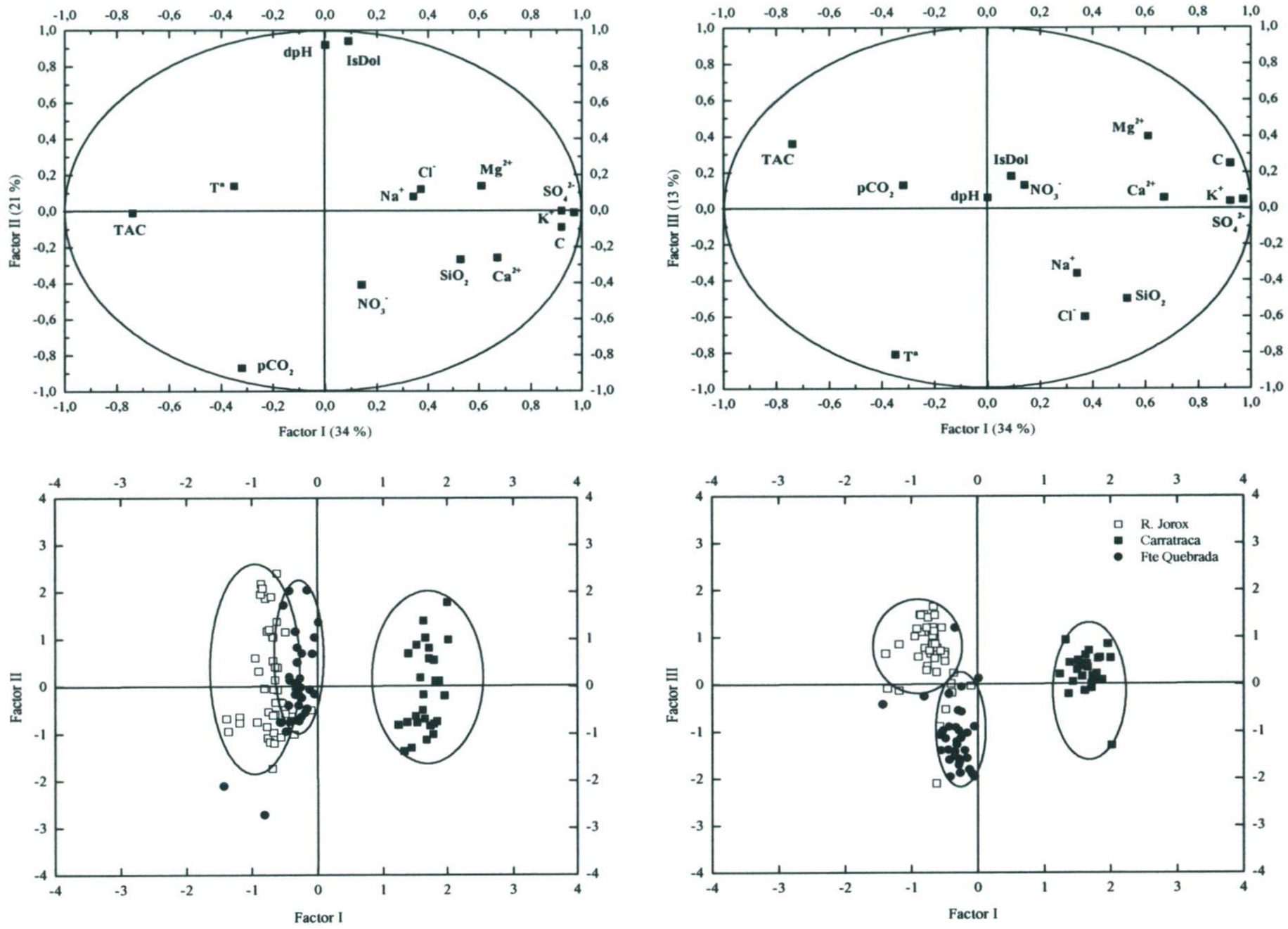


Fig. 5.77. Representación de los planos I-II y I-III del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua de las principales surgencias del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

La representación de las muestras en los planos factoriales I-II y I-III (fig. 5.77) permite diferenciar claramente las muestras de agua pertenecientes a cada manantial. Las aguas de Río Jorox y Fuente Quebrada son muy parecidas entre sí y menos mineralizadas que las aguas drenadas por el manantial de Carratraca, con contenidos en SO_4^{2-} muy superiores.

5.3.5.2. Evolución temporal de parámetros físico-químicos

5.3.5.2.1. Manantial de Río Jorox (M-33)

Al igual que en otras surgencias de la Unidad Hidrogeológica, en este manantial se constatan procesos de dilución en respuesta a los períodos de recarga,

como consecuencia de la mezcla del agua de lluvia, menos mineralizada, con el agua subterránea. Estas diluciones, que se manifiestan por descensos en los valores de conductividad eléctrica, son rápidas e importantes, del orden del 18 % de valor medio para los episodios lluviosos de invierno y del 5 % de valor medio durante las lluvias de primavera del año 1996 (fig. 5.78). Las diluciones van seguidas de pequeños efectos de tipo "pistón", apareciendo en el manantial, tras la punta de la crecida, aguas con valores de conductividad eléctrica algo más elevados (entre 20 y 40 μS/cm más) que el valor de conductividad eléctrica previo a la recarga.

Las diluciones corresponden, fundamentalmente, a una disminución de TAC, de los contenidos en Mg^{2+} y Cl^-. Además, se produce una disminución de la P_{CO2} y de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (fig. 5.78) del agua subterránea. Esto indica que las aguas drenadas por el manantial durante los períodos de recarga son aguas de infiltración rápida, con escaso tiempo de residencia en el acuífero: tienen bajos contenidos en Cl^- y menor P_{CO2} porque han circulado de forma rápida a través del epikarst, limitándose así los fenómenos de reconcentración de estos componentes a este nivel del acuífero.

Análogamente, tienen bajos contenidos en Mg^{2+} porque no permanecen en contacto con la roca carbonatada el tiempo suficiente como para aumentar dichos contenidos por procesos de disolución.

La recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua tras los principales episodios de recarga se produce de forma rápida, confirmando el desarrollo de la karstificación funcional en este sector del acuífero.

El contenido en Cl^- muestra una variación estacional (fig. 5.78), ligada a la diferente intensidad de los fenómenos de evapotranspiración que se producen en el epikarst.

Existe una correlación positiva significativa entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por la surgencia (fig. 5.79), lo cual refleja la influencia de la zona no saturada en la composición química general del agua del manantial. Así, excepto en épocas de crecida, el agua de infiltración permanece almacenada en el epikarst un tiempo lo suficientemente largo como para incrementar su contenido en Cl^- por fenómenos de evaporación, así como su contenido en Ca^{2+} y Mg^{2+} por procesos de disolución de la roca carbonatada.

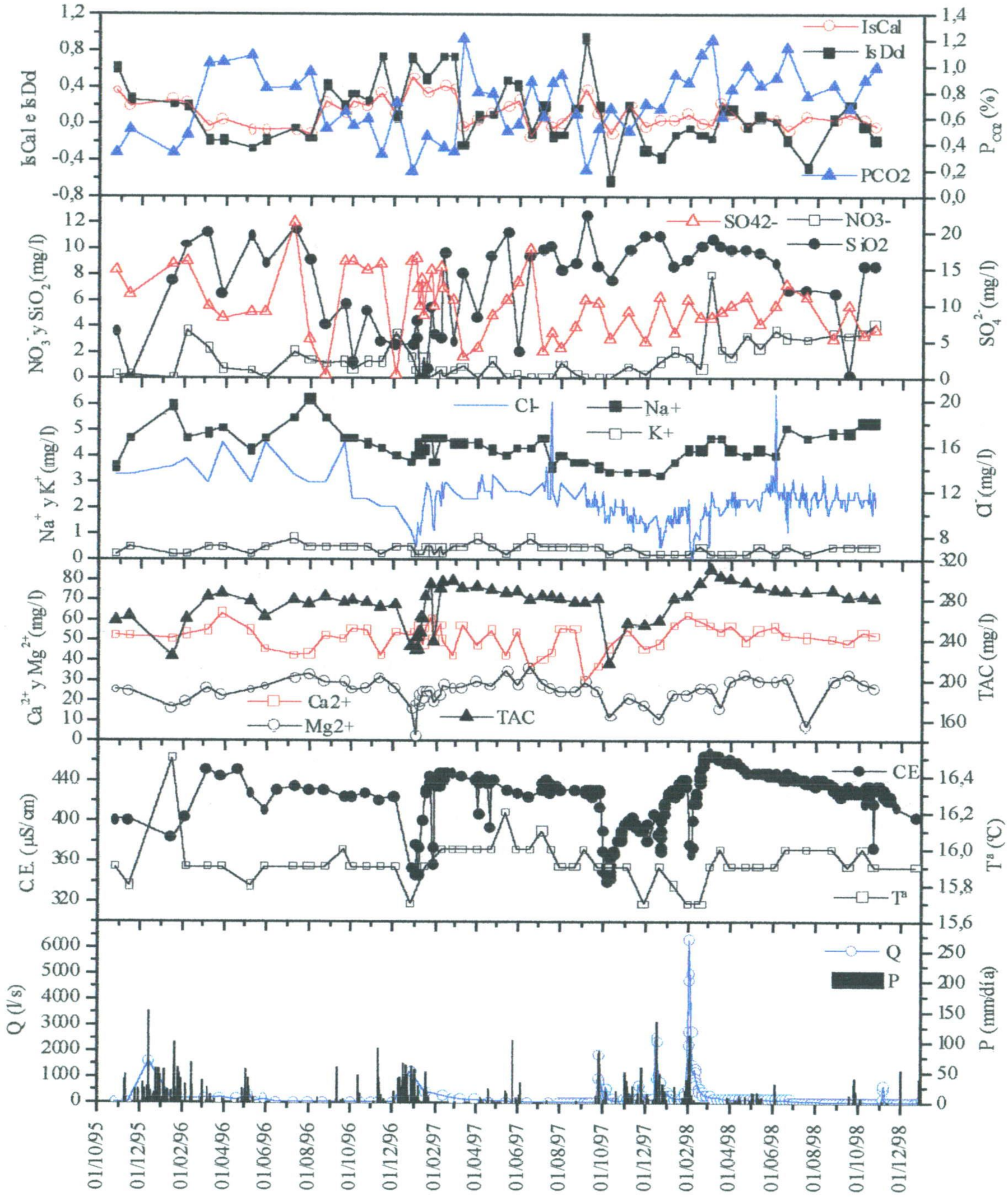
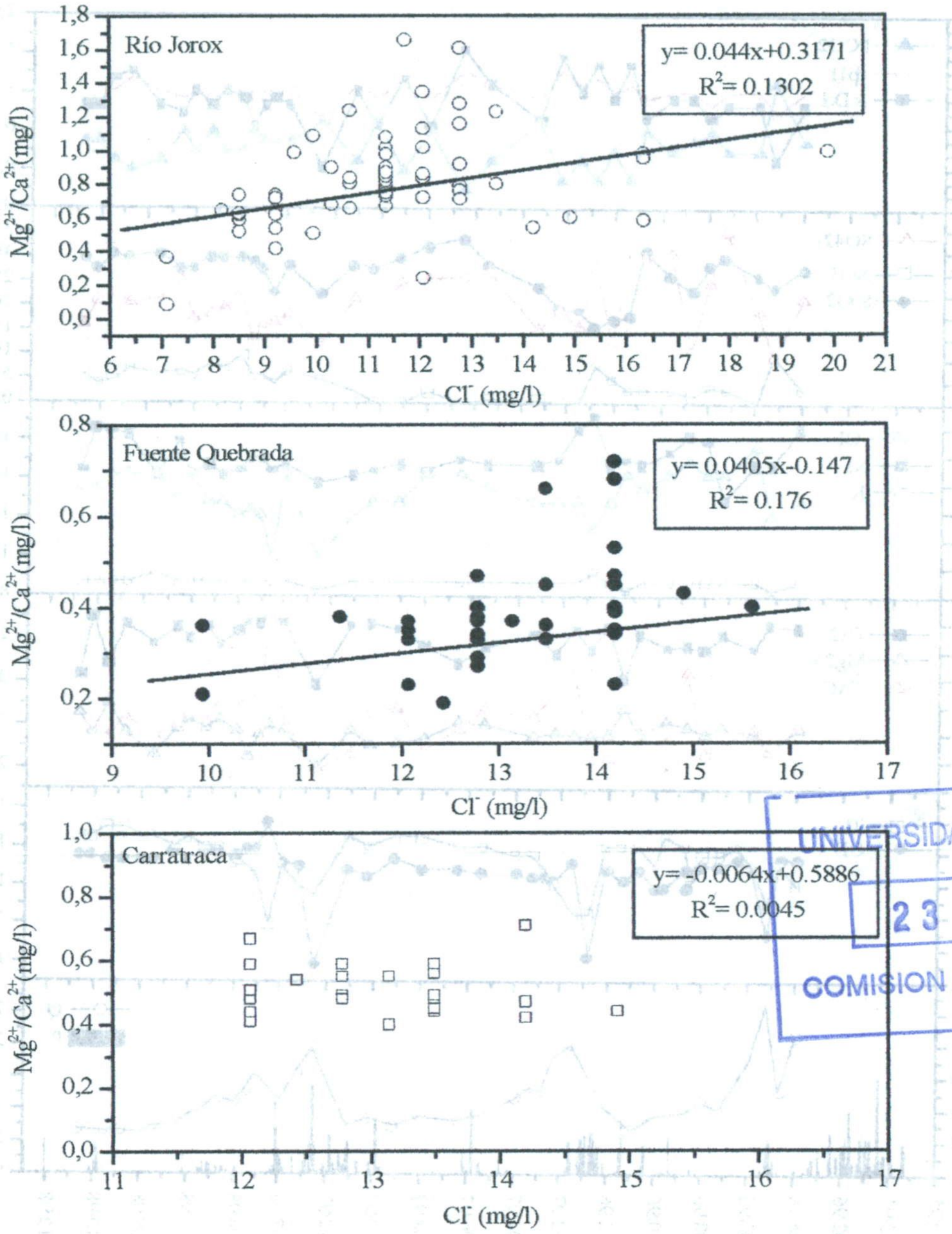


Fig. 5.78. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Río Jorox durante el período de investigación.



UNIVERSIDAD DE GRANADA
23 ABR. 2003
COMISION DE DOCTORADO

Fig. 5.79. Correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por los manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

5.3.5.2.2. Manantial de Fuente Quebrada (G-5)

En esta surgencia también se observan procesos de dilución durante los períodos de recarga, coincidentes con los incrementos de caudal del manantial, salvo en la crecida que se produce en Febrero de 1998, en la que se constata un ligero aumento en la conductividad eléctrica del agua del manantial, es decir, un pequeño efecto "pistón" (fig. 5.80).

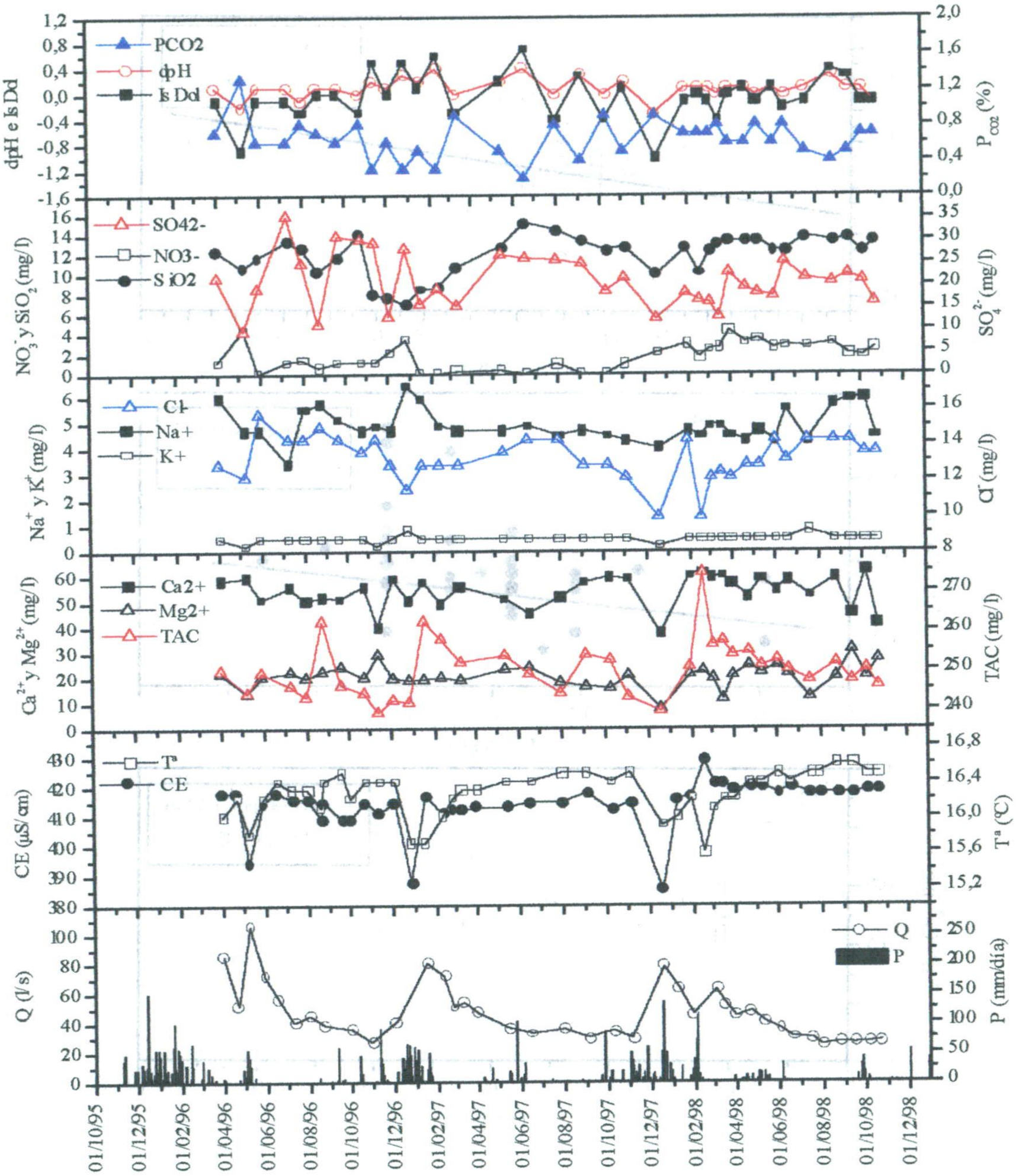


Fig. 5.80. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Fuente Quebrada durante el período de investigación.

Los descensos en los valores de conductividad eléctrica del agua drenada por la surgencia son de pequeña magnitud, del orden del 6-7 %, tanto durante las lluvias de primavera como durante los episodios lluviosos invernales. Estos descensos se corresponden, fundamentalmente, con disminuciones de los contenidos en Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} y SiO_2, lo cual indica que el agua drenada por el manantial en épocas de recarga es

de infiltración reciente, con escaso tiempo de residencia en el acuífero (fig. 5.80). El efecto de tipo"pistón" corresponde a un aumento de la conductividad eléctrica del orden del 3 % con respecto al valor previo a la dilución, que coincide, principalmente, con un aumento en TAC y en el contenido en Ca^{2+}.

La recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua tras los principales episodios de recarga se produce de forma rápida, ya que, como media, al cabo de un mes y medio se alcanza el valor previo a la crecida, confirmando la existencia de karstificación funcional en este sector del acuífero.

Al igual que en el manantial de Río Jorox, existe una correlación significativa entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por Fuente Quebrada (fig. 5.79), que pone de manifiesto la influencia de la zona no saturada en la composición química general del agua del manantial.

Asimismo, se observa una variación estacional del contenido en Cl^-, con valores máximos en los meses estivales y mínimos durante el período invernal.

5.3.5.2.3. Manantial de Carratraca (G-2)

En esta surgencia no se observan claras disminuciones de la conductividad eléctrica de sus aguas en respuesta a las precipitaciones caídas, lo cual corrobora la ausencia de karstificación funcional deducida del estudio hidrodinámico, que impide la dilución del agua subterránea por mezcla rápida con el agua de infiltración, menos mineralizada. A lo largo del período investigado, se ha detectado una tendencia al aumento de la conductividad eléctrica del agua del manantial, como consecuencia de la disminución de la cantidad de precipitación desde 1995 hasta 1998 (fig. 5.81).

La evolución temporal de los componentes químicos analizados muestra escasas variaciones de acuerdo con la hidrodinámica del manantial, lo cual refleja nuevamente la elevada inercia del sector de acuífero drenado por la surgencia. La lenta circulación del agua dentro del acuífero provoca la homogeneización hidroquímica de la señal de entrada.

Se observa la variación estacional en el contenido en Cl^- (fig. 5.81) constatada en el resto de surgencias, debido a la diferente intensidad de los fenómenos de evaporación que se producen en el epikarst. Esto refleja la influencia de la zona no saturada en la composición química general del agua del manantial, a pesar de que no

existe correlación entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- de las aguas drenadas por la surgencia (fig. 5.79).

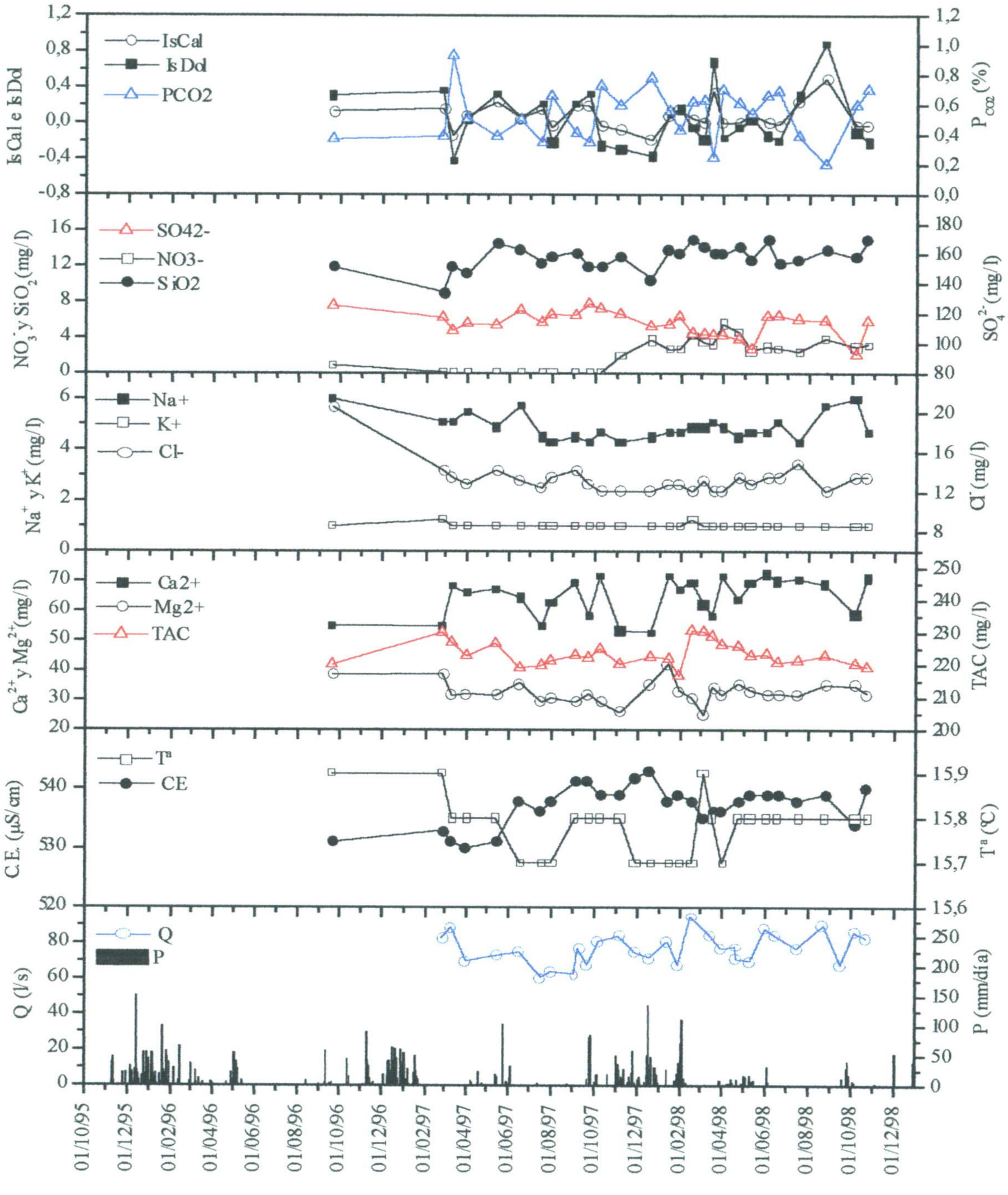


Fig. 5.81. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por la surgencia de Carratraca durante el período de investigación.

5.3.5.3. Curvas de frecuencias

Las curvas de frecuencia de la conductividad eléctrica del agua drenada por las tres surgencias principales del sistema muestran una moda principal, que caracteriza las aguas propias de la zona saturada (fig. 5.82). En las curvas correspondientes a las surgencias de Río Jorox y Fuente Quebrada aparecen, además, modas secundarias (más numerosas en el primer manantial) hacia los valores más bajos de conductividad eléctrica, que corresponden a las diluciones del agua de la zona saturada por la mezcla con el agua de infiltración, menos mineralizada.

El rango de variación de cada curva es diferente para cada surgencia. El manantial de Río Jorox es el que muestra un mayor rango de variación, reflejo del mayor grado de karstificación funcional existente en el sector de acuífero que drena, lo cual permite la aparición en el manantial de aguas de tipos diferentes. La surgencia de Fuente Quebrada muestra un rango de variación intermedio, indicando la existencia de karstificación funcional, pero menos desarrollada que en el caso anterior. Por último, la curva unimodal del manantial de Carratraca, con un rango de variación muy reducido, es propia de acuíferos carbonatados de tipo fisurado, en los que se produce la homogeneización de las características químicas del agua de infiltración.

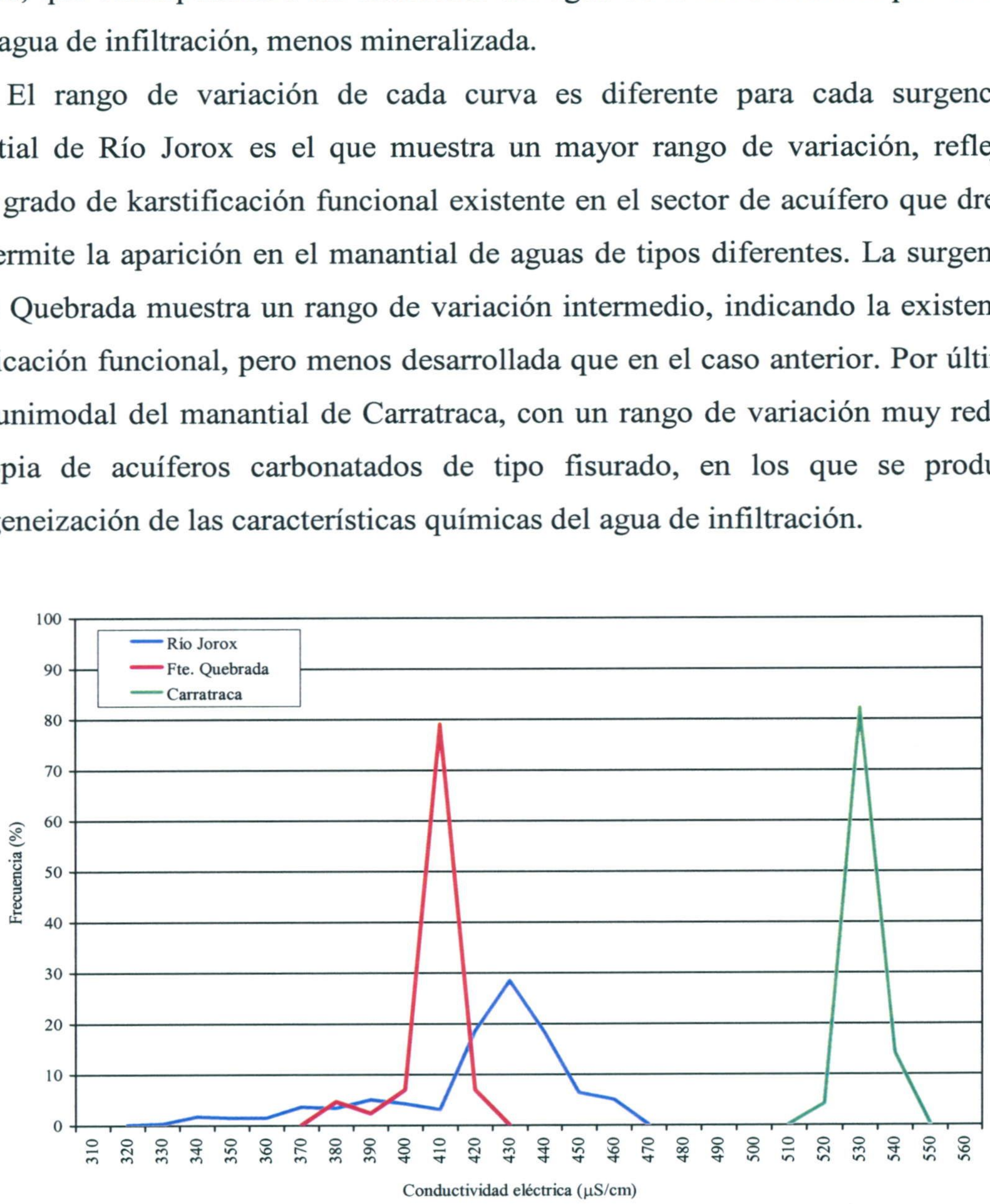


Fig. 5.82. Gráfico de frecuencias elaborado a partir de los datos de conductividad eléctrica del agua de los principales manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

5.3.5.4. Conclusiones sobre la hidroquímica del sistema

Los manantiales del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín drenan aguas de facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica. En las surgencias de Río Jorox y Fuente Quebrada, la primera facies es mayoritaria mientras que, en el manantial de Carratraca, ambas abundan por igual, ya que en el sector de acuífero drenado por esta surgencia (Sierra Alcaparaín) afloran extensamente los mármoles dolomíticos de la Unidad de Yunquera.

Los valores medios de los índices de saturación indican que las aguas drenadas por los manantiales del sistema están próximas al equilibrio con respecto a la calcita y a la dolomita.

La composición química de las aguas de las tres surgencias es, por lo general, bastante similar, salvo en lo referente al contenido en SO_4^{2-}, muy superior en el manantial de Carratraca. En esta surgencia, el origen de los sulfatos parece estar ligado a la oxidación de sulfuros existentes en los mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca. Desde el S hacia el N del sistema acuífero, hay una ligera disminución en TAC y P_{CO2} y un aumento en los contenidos medios en Cl^-, SO_4^{2-} y SiO_2. Como estos componentes se consideran indicativos del tiempo de estancia en el interior del acuífero, sus variaciones se interpretan en función del diferente grado de karstificación funcional existente en el sistema. En Río Jorox, el grado de karstificación funcional es más elevado, de forma que el agua de infiltración permanece menos tiempo en el epikarst (está menos tiempo expuesta a fenómenos de reconcentración por evaporación) y en la zona saturada (tiene menores contenidos en SO_4^{2-} y SiO_2 porque no permanece el tiempo suficiente para adquirir estos componentes por disolución). En el sector de acuífero drenado por Fuente Quebrada, el grado de karstificación funcional es intermedio, mientras que en el drenado por la surgencia de Carratraca es prácticamente inexistente.

La conductividad eléctrica media de las aguas subterráneas es más elevada que en el sistema de la Sierra de las Nieves (459 μS/m de valor medio), debido a la existencia de flujos más lentos. Los coeficientes de variación de este parámetro son bajos en todas las surgencias, inferiores en todo caso al 7 %.

En las surgencias de Río Jorox y Fuente Quebrada se constatan, durante los períodos de recarga, procesos de dilución por mezcla del agua de lluvia (menos

mineralizada) con el agua subterránea, que se manifiestan por descensos en los valores de conductividad eléctrica. El valor medio de estas diluciones es del 5-18 % en la primera surgencia, dependiendo de la magnitud de las precipitaciones, más importantes en invierno que en primavera y del 6-7 % en la segunda. En el manantial de Carratraca, no se detectan variaciones de la conductividad eléctrica del agua (ni de otros componentes químicos) que sean fácilmente atribuibles a la infiltración rápida de las precipitaciones. En el sector de acuífero drenado por los dos primeros manantiales, existe una red kárstica desarrollada, a través de la cual se produce una infiltración rápida del agua de lluvia, que predomina sobre el agua subterránea. En el sector drenado por la surgencia de Carratraca no existe karstificación funcional, de forma que la cantidad de agua de lluvia que entra en el acuífero es muy escasa en relación a la cantidad de agua subterránea almacenada y, además, el flujo lento del agua de recarga a través del acuífero provoca una homogeneización hidroquímica.

En Río Jorox y Fuente Quebrada, las disminuciones de la conductividad eléctrica durante los períodos de recarga corresponden a descensos en los contenidos en Cl^- y en Mg^{2+}, lo cual indica que se trata de aguas de infiltración reciente, que han circulado rápidamente a través del acuífero, tanto a través del epikarst como de la zona saturada. El tiempo de recuperación de los valores de conductividad eléctrica del agua tras las diluciones confirma el desarrollo de la karstificación funcional en este sector del acuífero.

En estas dos surgencias existe una correlación positiva significativa entre la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido en Cl^- del agua subterránea, reflejando el importante papel que juega la zona no saturada en la composición química del agua de ambos manantiales.

Las curvas de frecuencias de la conductividad eléctrica de los tres manantiales corroboran el diferente grado de karstificación funcional existente en el sistema acuífero, más elevado en el sector de acuífero drenado por Río Jorox (su curva de frecuencia es la que muestra un mayor número de modas secundarias y el mayor rango de variación), intermedio en el sector drenado por Fuente Quebrada e inexistente en el drenado por la surgencia de Carratraca.

5.3.6. Composición isotópica

5.3.6.1. Variación temporal de los contenidos en ^{18}O y ^{2}H

El contenido en ^{18}O y ^{2}H del agua del manantial de Río Jorox sigue una tendencia ligeramente ascendente durante el período analizado, como consecuencia de la disminución de la cantidad de precipitación caída desde 1996 hasta 1998 (efecto cantidad). Los valores de la pendiente de la recta de regresión de los datos isotópicos de la surgencia son similares a la de la línea de regresión definida por los datos de las aguas de lluvia (fig. 5.83).

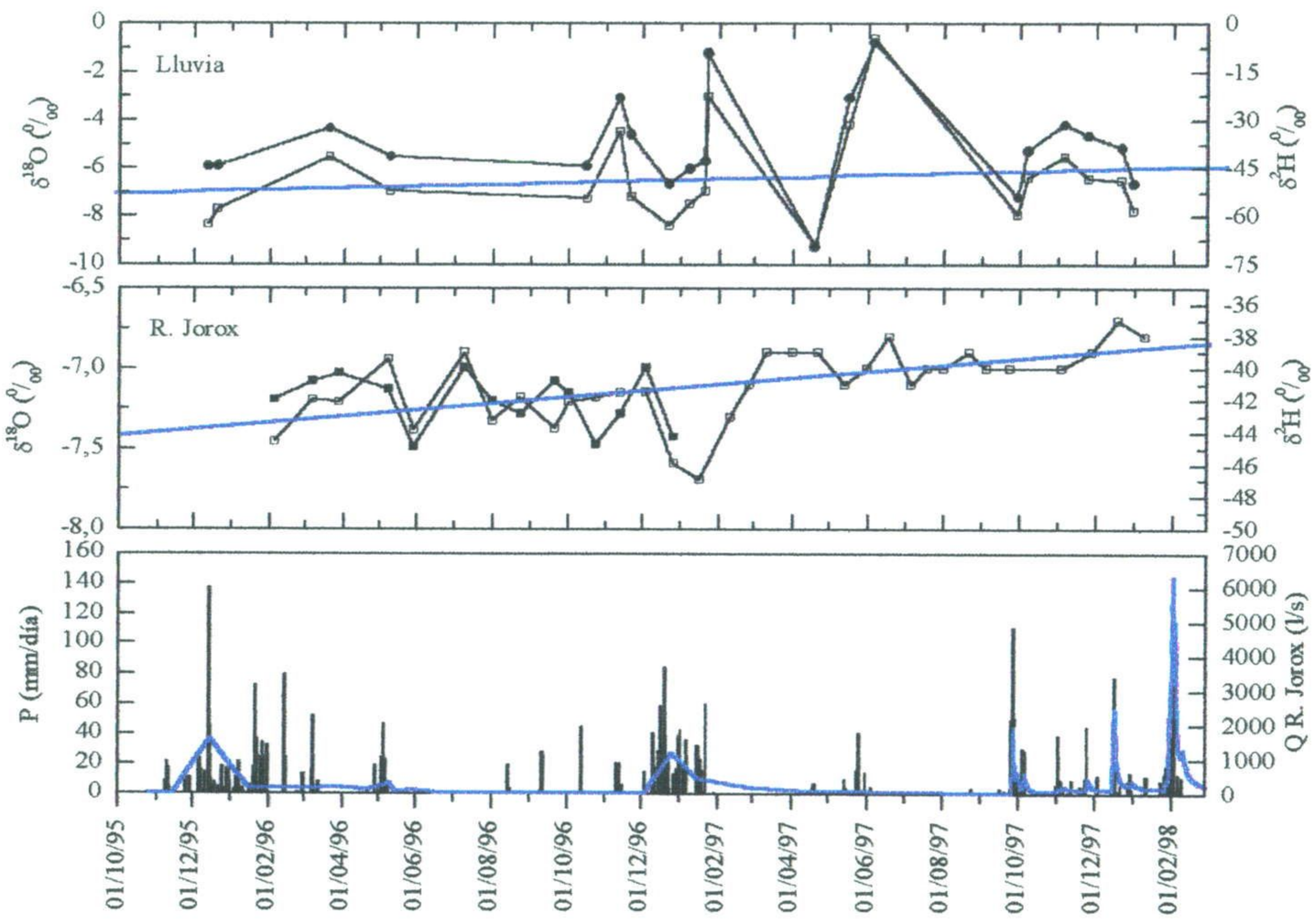


Fig. 5.83. Evolución temporal del contenido en ^{18}O (marcador blanco) y ^{2}H (marcador negro) del agua de lluvia y de las aguas subterráneas recogidas en el sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. En color azul, caudal del manantial de Río Jorox y líneas de regresión correspondiente a los datos de ^{18}O del agua de lluvia y del agua subterránea.

Se observa una variación en los contenidos isotópicos del agua de la surgencia en respuesta a los episodios de recarga registrados durante el período de investigación. Así, se constata una disminución en los contenidos isotópicos del manantial durante las importantes precipitaciones de finales del año 1996 y principios de 1997 (unos 1000 mm), simultánea al incremento de caudal de la surgencia (fig. 5.83), como consecuencia de la infiltración de agua de lluvia invernal de composición isotópica más ligera. Sin embargo, las precipitaciones que se producen a finales del año 1997 provocan, además

del aumento de caudal de la surgencia, un ligero incremento de la composición isotópica, porque la recarga del acuífero se produce por agua de lluvia menos negativa desde el punto de vista isotópico (fig. 5.83). Esta respuesta permite deducir una rápida infiltración del agua de lluvia a través de la roca carbonatada, sin que se produzca durante las épocas de recarga una mezcla significativa con el agua subterránea, puesto que se conserva la señal de entrada. Por lo tanto, la respuesta isotópica observada indica que el sector de acuífero drenado por Río Jorox tiene un escaso poder regulador, con una baja capacidad de homogeneización de la señal de entrada.

Las lluvias que se registran a finales de Mayo y comienzos de Junio del 97 (unos 160 mm), presentan una composición isotópica muy pesada ($\delta^{18}O$= -0.61 ‰ y $\delta^{2}H$= -4.05 ‰), que no tiene reflejo en el agua subterránea (fig. 5.83), porque esta precipitación aislada es insuficiente como para provocar una marcada respuesta en la surgencia.

5.3.6.2. Curvas de frecuencias

Se han realizado las curvas de frecuencia de $\delta^{18}O$ y de $\delta^{2}H$ de las aguas drenadas por el manantial de Río Jorox (fig. 5.84). En ambos casos, se obtienen curvas con un amplio rango de variación y una forma plurimodal las cuales reflejan, según la interpretación clásica de este tipo de curvas (Bakalowicz y Mangin, 1980), la existencia de un importante grado de karstificación funcional en este sector del sistema acuífero, que impide la homogeneización isotópica, corroborando así los resultados obtenidos previamente mediante el análisis de las respuestas hidrodinámica e hidroquímica.

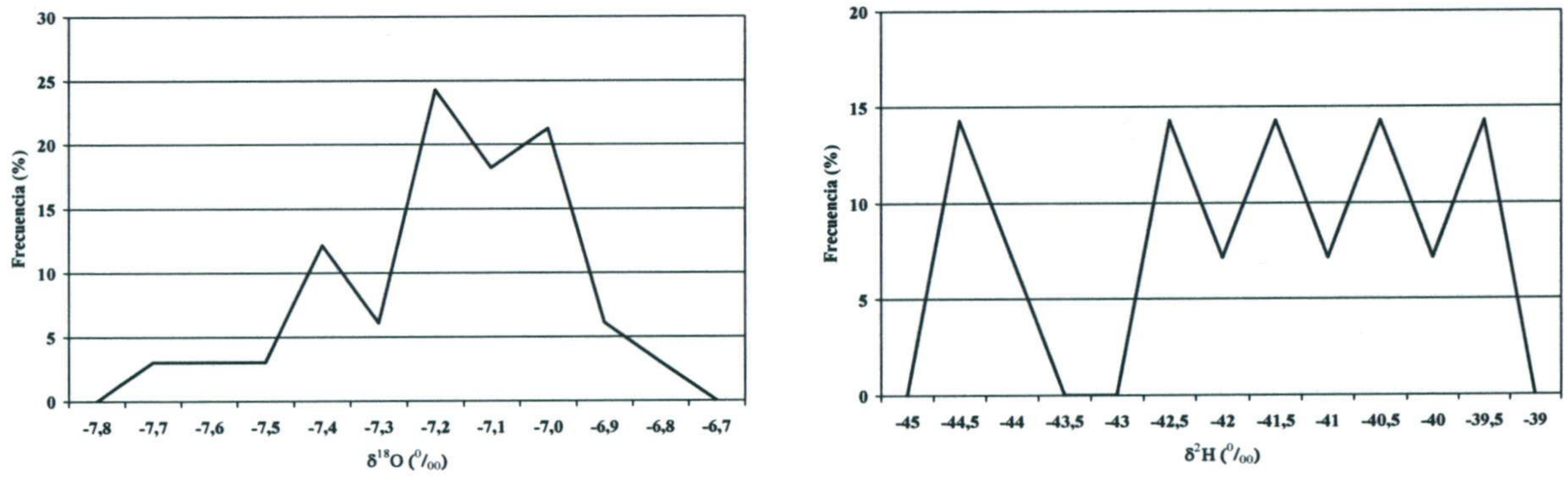


Fig. 5.84. Gráficos de frecuencias elaborado a partir de los datos isotópicos (^{18}O y ^{2}H) del agua drenada por Río Jorox, principal manantial del sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín.

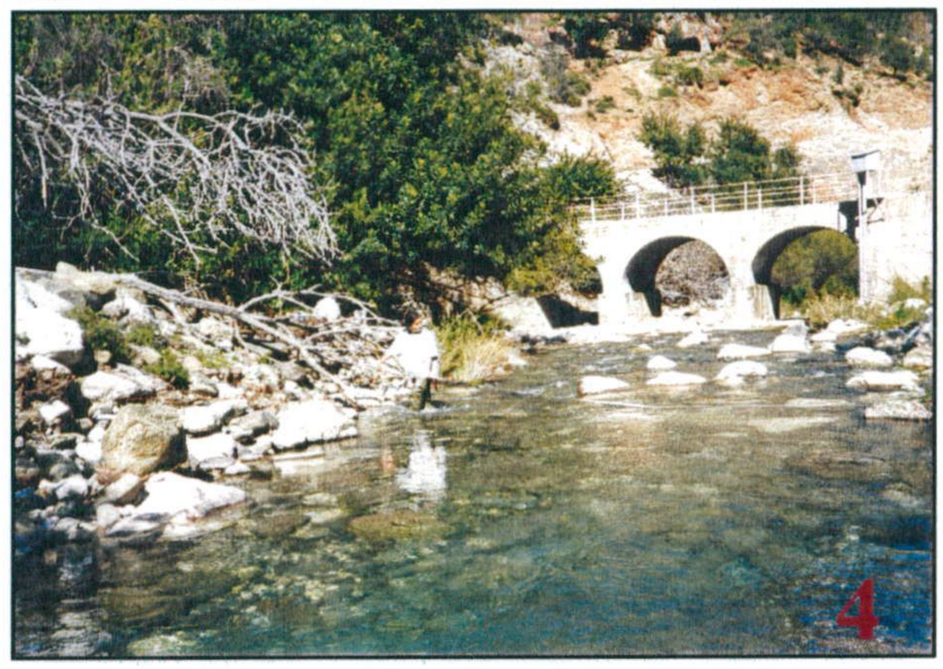


Lámina B: Principales manantiales de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. 1 y 2-Manantial de Río Genal, 3 y 4-Surgencia de Río Verde, 5 y 6-Nacimiento de Río Grande, 7 y 8- Manantial de Río Jorox. A la izquierda, situación de aguas bajas; a la derecha, en crecida.

6. BALANCE HIDROGEOLÓGICO

Para la realización del balance hidrogeológico en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves se han estimado, por una parte, las entradas (lluvia útil o infiltración eficaz) y, por otro lado, las salidas, que corresponden a los caudales drenados por los diferentes manantiales y a los extraídos en las perforaciones existentes. Se ha efectuado el balance correspondiente al período de investigación (años 1995/96-1998/99), tanto para la Unidad Hidrogeológica en su conjunto como para cada uno de los tres sistemas acuíferos diferenciados.

6.1. ENTRADAS DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA YUNQUERA-NIEVES

Para determinar las entradas o recursos de la Unidad Hidrogeológica hay que analizar, en primer lugar, la cantidad de precipitación (P) que cae sobre el acuífero y estimar la evapotranspiración real (ETR). Posteriormente se calcula la correspondiente lluvia útil (P-ETR), que producirá infiltración eficaz y/o escorrentía, dependiendo de las propiedades del sistema acuífero. Teniendo en cuenta que el área de investigación está formada íntegramente por rocas permeables por fisuración y karstificación, que presentan abundantes formas exokársticas de absorción y que las condiciones de pendiente no son especialmente importantes, sobre todo en el sector centro-oriental, se ha considerado que la escorrentía superficial es prácticamente despreciable.

6.1.1. Precipitación

Como se indicó en el apartado 3.1.3 de la presente memoria, en el cálculo del balance hidrogeológico es más adecuado trabajar con los datos de precipitación media determinados mediante planimetría de isoyetas, porque este método tiene en cuenta las variaciones altitudinales de la precipitación.

Durante el período de investigación, la precipitación total sobre la Unidad Hidrogeológica ha sido de 2910 mm (176 hm^3/año): 1180 mm (129 hm^3/año) en el sistema de la Sierra de las Nieves, 913 mm (11 hm^3/año) en el sistema de Yunquera y 817 mm (36 hm^3/año) en el sistema de Prieta-Bonela-Alcaparaín.

6.1.2. Evapotranspiración real

Los métodos utilizados para el cálculo de la evapotranspiración real han sido los de Turc (1955), Coutagne (1954) y Thornthwaite (1948), considerando en este último caso dos valores de capacidad de campo (25 y 50 mm). Los cálculos se han efectuado mediante el programa HIDROBAS (ITGE-ETSIM, 1991).

Se han utilizado los datos de precipitación y de temperatura, mensuales y anuales, registrados en las estaciones meteorológicas repartidas por el área de estudio. En primer lugar, se han realizado los cálculos de la evapotranspiración real para cada estación meteorológica, obteniéndose posteriormente un valor medio de evapotranspiración real (y lluvia útil) para cada uno de los sistemas hidrogeológicos, correspondiente a la media aritmética de los valores de ETR de las estaciones ubicadas en cada sistema (tabla 6.1).

Los valores medios de evapotranspiración real obtenidos mediante los métodos de Turc y Coutagne son de 635 y 787 mm/año, respectivamente (tabla 6.1). Estos valores, que equivaldrían a un 67 y a un 79 % de la precipitación anual, respectivamente (tabla 6.2), no son coherentes con los datos de descarga de los manantiales por lo que se consideran poco fiables. La razón debe ser, en ambos casos, que se utilizan datos anuales de precipitación y de temperatura, sin tener en cuenta la distribución de estas dos variables a lo largo del año.

El método de Thornthwaite se considera más adecuado para el cálculo de la evapotranspiración real ya que no contempla un reparto uniforme de las lluvias y de las temperaturas a lo largo del año, lo cual está más en consonancia con las características climáticas del área de estudio. Los valores medios de evapotranspiración real obtenidos han sido 806 mm para una capacidad de campo de 25 mm y 366 mm para una capacidad de campo de 50 mm, aproximadamente equivalentes a un 86 y a un 38 % del valor de la precipitación anual, respectivamente (tabla 6.2). Este último resultado parece menos incoherente con los datos de campo disponibles, al menos en el sistema de la Sierra de las Nieves.

También se ha calculado el valor de la evapotranspiración real, para cada uno de los sistemas acuíferos, como la diferencia entre la precipitación y el valor de la infiltración obtenido por los métodos de Kessler (1965) y del balance de cloruros, suponiendo que la escorrentía superficial es despreciable. A partir del método de

Kessler se obtiene un valor de evapotranspiración real de 475 mm, equivalente a un 49 % de la precipitación (tabla 6.3). Si en la determinación de la infiltración se utiliza el balance de cloruros, se obtiene un valor de evapotranspiración real de 523 mm, equivalente a un 55 % de la precipitación (tabla 6.3). Aunque en los dos casos resultan valores intermedios con relación a los métodos restantes (Turc, Coutagne y Thornthwaite), se ha optado por utilizar en el cálculo del balance el valor de evapotranspiración real calculado mediante el método de cloruros, porque los resultados que de él se obtienen son los más coherentes con los datos de campo disponibles en todos los sistemas acuíferos diferenciados.

					ETR media anual (mm)				ETR media anual (mm)			
Sistema Hidrogeológico	Estación pluviométrica	Estación termométrica	P media anual (mm)	Tª media anual (ºC)	Turc	Coutagne	Thornthwaite mensual		Turc	Coutagne	Thornthwaite mensual	
							cc=25	cc=50			cc=25	cc=50
Sierra de las Nieves	Alpandeire	Pujerra	1241	15,2	674	1075	755	392	642	1151	721	393
	Cartajima	Pujerra	1215	15,2	661	1048	755	387				
	Pujerra	Pujerra	1344	15,2	695	1165	755	427				
	Quejigales	Quejigales	1349	10,5	539	1315	618	366				
Yunquera	Alozaina	Alozaina	893	17,9	653	627	893	346	653	627	893	346
Prieta Bonela Alcaparaín	Alozaina	Alozaina	893	17,9	653	627	893	346	610	583	804	358
	Casarabonela	Alozaina	866	17,9	649	624	866	360				
	Pto Sapo	Alozaina	764	17,9	592	564	764	361				
	Ardales	Alozaina	614	17,9	509	477	614	342				
	Carratraca	Alozaina	884	17,9	647	621	884	381				
		Media	1006	16,4					635	787	806	366

Tabla 6.1. Cálculo de la evapotranspiración real media anual (en mm) mediante los métodos de Turc, Coutagne y Thornthwaite a escala mensual, para cada una de las estaciones meteorológicas de la zona de estudio y para cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados.

6.1.3. Lluvia útil o infiltración eficaz

La lluvia útil se calcula como la diferencia entre los valores de precipitación y los de evapotranspiración real. Dicha lluvia útil se ha multiplicado por la superficie de cada sistema, para obtener el volumen anual de lluvia útil (en hm^3) en cada uno de los sistemas acuíferos y en la Unidad Hidrogeológica en su conjunto (tabla 6.4).

Sistema hidrogeológico	Superficie (km^2)	P media (isoyetas)		ETR media anual								% ETR respecto a la P media			
				Turc		Coutagne		Thornwhite mensual				Turc	Coutagne	Thornwhite mensual	
								cc=25		cc=50					
		(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)			cc=25	cc=50
Sierra de las Nieves	109	1180	129	642	70	1151	125	721	79	393	43	54	98	61	33
Yunquera	12	913	11	653	8	627	8	893	11	346	4	72	69	98	38
Prieta Bonela Alcaparaín	44	817	36	610	27	583	26	804	35	358	16	75	71	98	44
Media				67		79		86		38					

Tabla 6.2. Evapotranspiración real media anual (en mm y en hm^3/año) y porcentaje de ésta con respecto a la precipitación media anual, mediante los métodos de Turc, Coutagne y Thornthwaite a escala mensual, para cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, durante el período de investigación.

Sistema hidrogeológico	Superficie (km^2)	P media (isoyetas)		Método de Kessler						Balance de Cl^-					
				Infiltración		ETR		% Pmed		Infiltración		ETR		% Pmed	
		(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	I	ETR	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	I	ETR
Sierra de las Nieves	109	1180	129	602	66	578	63	51	49	649	71	531	58	55	45
Yunquera	12	913	11	466	6	447	5	51	49	365	4	548	7	40	60
Prieta Bonela Alcaparaín	44	817	36	417	18	400	18	51	49	327	14	490	22	40	60
Media				495		475		51	49	447		523		45	55

Tabla 6.3. Cálculo de la infiltración eficaz (I) y de la evapotranspiración real (ETR) media anual (en mm y en hm^3/año) y del porcentaje de éstas con respecto a la precipitación media anual (% Pm) mediante los métodos de Kessler y del balance de cloruros.

Esta lluvia útil produciría escorrentía superficial y/o infiltración, en diferente proporción, según las características topográficas y litológicas de cada uno de los sistemas considerados. Sin embargo, como se indicó al inicio del presente capítulo, en este estudio se ha considerado que la escorrentía superficial es despreciable en el cálculo del balance por lo que, en este caso, la lluvia útil es equivalente a la infiltración eficaz y, en definitiva, a los recursos.

Durante el período de investigación, los valores medios de lluvia útil calculados por los diferentes métodos son bastante dispares, entre 164 y 604 mm (tabla 6.4). El

valor más elevado corresponde al calculado por el método de Thornthwaite, con una capacidad de campo de 50 mm, mientras que el valor más bajo se obtiene al aplicar este mismo método pero con una capacidad de campo de 25 mm (tabla 6.4).

Sistema hidrogeológico	Superficie (km^2)	P media (isoyetas)		Lluvia útil media anual								% Lluvia útil respecto a la P media			
				Turc		Coutagne		Thornthwaite mensual				Turc	Coutagne	Thornthwaite mensual	
								cc=25		cc=50					
		(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)	(mm)	(hm^3/año)			cc=25	cc=50
Sierra de las Nieves	109	1180	129	538	59	29	3	459	50	787	86	46	2	39	67
Yunquera	12	913	11	260	3	286	3	20	0,2	567	7	28	31	2	62
Prieta Bonela Alcaparaín	44	817	36	207	9	234	10	13	1	459	20	25	29	2	56
			Media	335		183		164		604		33	21	14	62

Tabla 6.4. Cálculo de la lluvia útil media anual (en mm y en hm^3/año) y del porcentaje de ésta con respecto a la precipitación media anual, mediante los métodos de Turc, Coutagne y Thornthwaite a escala mensual, para cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, durante el período de investigación.

Se ha determinado también la infiltración eficaz que se produce en cada uno de los sistemas a partir del método de Kessler y del método del balance de cloruros (tabla 6.3). En este último caso, se han utilizado los datos del contenido en cloruros del agua de lluvia recogida durante el período de investigación en las estaciones de Llanos de la Nava, Los Quejigales y Cuevas del Moro para el sistema de la Sierra de las Nieves; en la estación de Cueva del Agua para el sistema de Yunquera y en los puntos de muestreo ubicados en las sierras de Casarabonela y Alcaparaín para el sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín. La situación de las estaciones de muestreo, así como los valores del contenido en cloruros se recogen en el capítulo de Climatología de la presente Memoria (ver apartado 3.3.2.1 y figura 3.19).

El valor medio anual de la infiltración eficaz sobre la Unidad Hidrogeológica, determinado a partir del método de Kessler, es de 495 mm (82 hm^3/año), equivalente a un 51 % de la precipitación anual, mientras que con el método del balance de cloruros se obtiene un valor medio anual de infiltración de 447 mm (74 hm^3/año), que equivale a un 45 % de la precipitación.

Si se consideran por separado los diferentes sistemas hidrogeológicos, se obtienen los siguientes valores medios de infiltración anual (tabla 6.3):

1. Sistema de la Sierra de las Nieves: 602 mm (51 %), según el método de Kessler y 649 mm (55 %), según el balance de cloruros.
2. Sistema de Yunquera: 466 mm (51 %), según el método de Kessler y 365 mm (40 %), según el balance de cloruros.
3. Sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín: 417 mm (51 %), según el método de Kessler y 327 mm (40 %), según el balance de cloruros.

Los valores medios anuales de la infiltración eficaz determinados por los diferentes métodos son bastante desiguales, aunque los obtenidos a partir del método de Kessler y del balance de cloruros son intermedios entre todos los calculados (tablas 6.3 y 6.4) y, además, son más coherentes con las observaciones geológicas e hidrogeológicas realizadas en el campo.

6.2. SALIDAS DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA YUNQUERA-NIEVES

En el sistema de la Sierra de las Nieves, la descarga media ha sido de 71 hm^3/año, correspondiente en su totalidad al caudal drenado por los diferentes manantiales (tabla 6.5): Río Grande (825 l/s de caudal medio), Río Verde (750 l/s), Río Genal (355 l/s), Algoma (115 l/s), Cuevas del Moro (73 l/s), surgencias del Río Horcajos (63 l/s), Granados (20 l/s), Seco (19 l/s), Piloncillo (16 l/s) y Cañada Fuente (10 l/s).

En el sistema de Yunquera, la descarga media anual es de 4 hm^3/año: 94 l/s correspondientes a la surgencia del Plano, 16 l/s de caudal conjunto de los restantes manantiales del sistema y 18 l/s extraídos en las perforaciones de abastecimiento a Yunquera (tabla 6.5).

En el sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín, el volumen medio de descarga anual ha sido de 13 hm^3 (tabla 6.5), de los cuales 12 hm^3 corresponden a la descarga de manantiales: 196 l/s en Río Jorox, 77 l/s en Carratraca, 48 l/s en Fuente Quebrada, 26 l/s en las surgencias de Comparate y Naranjal, 13 l/s en Nacimiento de Casarabonela, 7 l/s de caudal conjunto de los manantiales situados en el borde norte del sistema y 5 l/s en la

surgencia de Ardales. El hm^3 restante corresponde a las extracciones de agua realizadas en los sondeos de Alozaina (5 l/s), Casarabonela (7 y 8 l/s) y Ardales (7 l/s).

El total de las salidas de la Unidad Hidrogeológica durante el período de estudio ha sido, por lo tanto, de 88 hm^3/año.

Salidas período de investigación			l/s	(hm^3/año)	l/s	(hm^3/año)
Sierra de las Nieves	M	Río Grande	825	26,0	2246	71
		Río Verde	750	23,7		
		Río Genal	355	11,2		
		Algoma	115	3,6		
		Cuevas del Moro	73	2,3		
		Río Horcajos	63	2,0		
		Granados	20	0,6		
		Seco	19	0,6		
		Piloncillo	16	0,5		
		Cañada Fuente	10	0,3		
Yunquera	M	Plano	94	3,0	128	4
		Otras surgencias	16	0,5		
	S	Abastecimiento	18	0,6		
Prieta Bonela Alcaparaín	M	Río Jorox	196	6,2	399	13
		Carratraca	77	2,4		
		Fuente Quebrada	48	1,5		
		Comparate-Naranjal	26	0,8		
		Nac. Casarabonela	13	0,4		
		Borde Norte	7	0,2		
		Ardales	5	0,2		
	S	Alozaina	5	0,2		
		Casarabonela	15	0,5		
		Ardales	7	0,2		
			TOTAL		2773	88

Tabla 6.5. Salidas de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves durante el período de investigación. Leyenda: M: manantial, S: sondeo. El dato de Río Grande corresponde a un caudal estimado.

Una vez cuantificadas las salidas de la Unidad, se ha comprobado que el valor medio anual de infiltración eficaz que mejor se adapta a éstas es el obtenido por el método del balance de cloruros.

Por tanto, en el cálculo del balance de cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados, los valores de evapotranspiración real y de infiltración eficaz que se

utilizarán serán del 45 y 55 %, respectivamente (sistema de la Sierra de las Nieves) y del 60 y 40 %, respectivamente (sistemas de Yunquera y Prieta-Bonela-Alcaparaín).

6.3. BALANCE HIDROGEOLÓGICO DE LA UNIDAD YUNQUERA-NIEVES

La precipitación media caída sobre la Unidad Hidrogeológica durante el período de investigación fue de 176 hm^3/año. Debido a su mayor superficie y pluviometría, sobre el sistema de la Sierra de las Nieves se registró la mayor parte de la lluvia (129 hm^3/año). En el sistema de Prieta-Bonela-Alcaparaín, la cantidad de lluvia totalizada fue de 36 hm^3/año mientras que, en el sistema de Yunquera, la cantidad de lluvia registrada fue bastante menor, 11 hm^3/año (tabla 6.6. y fig. 6.1).

Sistema acuífero	P	ETR		I =Entradas		Salidas
	(hm^3/año)	% P	(hm^3/año)	% P	(hm^3/año)	(hm^3/año)
Sierra de las Nieves	129	45	58	55	71	71
Yunquera	11	60	7	40	4	4
Prieta-Bonela-Alcaparaín	36	60	22	40	14	13
Unidad Hidrogeológica	176		87		89	88

Tabla 6.6. Resumen de las componentes del balance hidrogeológico realizado para la Unidad Yunquera Nieves y para cada uno de los sistemas diferenciados en ella. Leyenda: P: precipitación, ETR: evapotranspiración real, I: infiltración eficaz o lluvia útil.

Los recursos obtenidos para el período de investigación son ligeramente superiores a los valores recogidos en bibliografía. De acuerdo con el Atlas hidrogeológico de la Provincia de Málaga (DPM, 1988), los recursos de la Unidad Yunquera-Nieves son 75 hm^3/año. Según los cálculos del IGME (1983a) para un período histórico, los recursos son 72 hm^3/año, considerando que se infiltra el 43 % de la precipitación caída sobre la Unidad (166 hm^3/año). Las diferencias existentes entre los recursos calculados para el período de investigación y para el histórico pueden atribuirse al hecho de que el período de investigación fue, desde el punto de vista pluviométrico, ligeramente húmedo.

Aplicando los correspondientes coeficientes de infiltración, se obtiene un total de entradas de 89 hm^3/año, que mayoritariamente recargan el sistema de la Sierra de las Nieves (71 hm^3/año), en el que se registran las mayores precipitaciones y en el que mayor es el coeficiente de infiltración (55 %). En los sistemas de Yunquera y Prieta-Bonela-Alcaparaín, cuyo porcentaje de infiltración con respecto a la lluvia es similar (40 %), se infiltran 4 y 14 hm^3/año, respectivamente (tabla 6.6 y fig. 6.1).

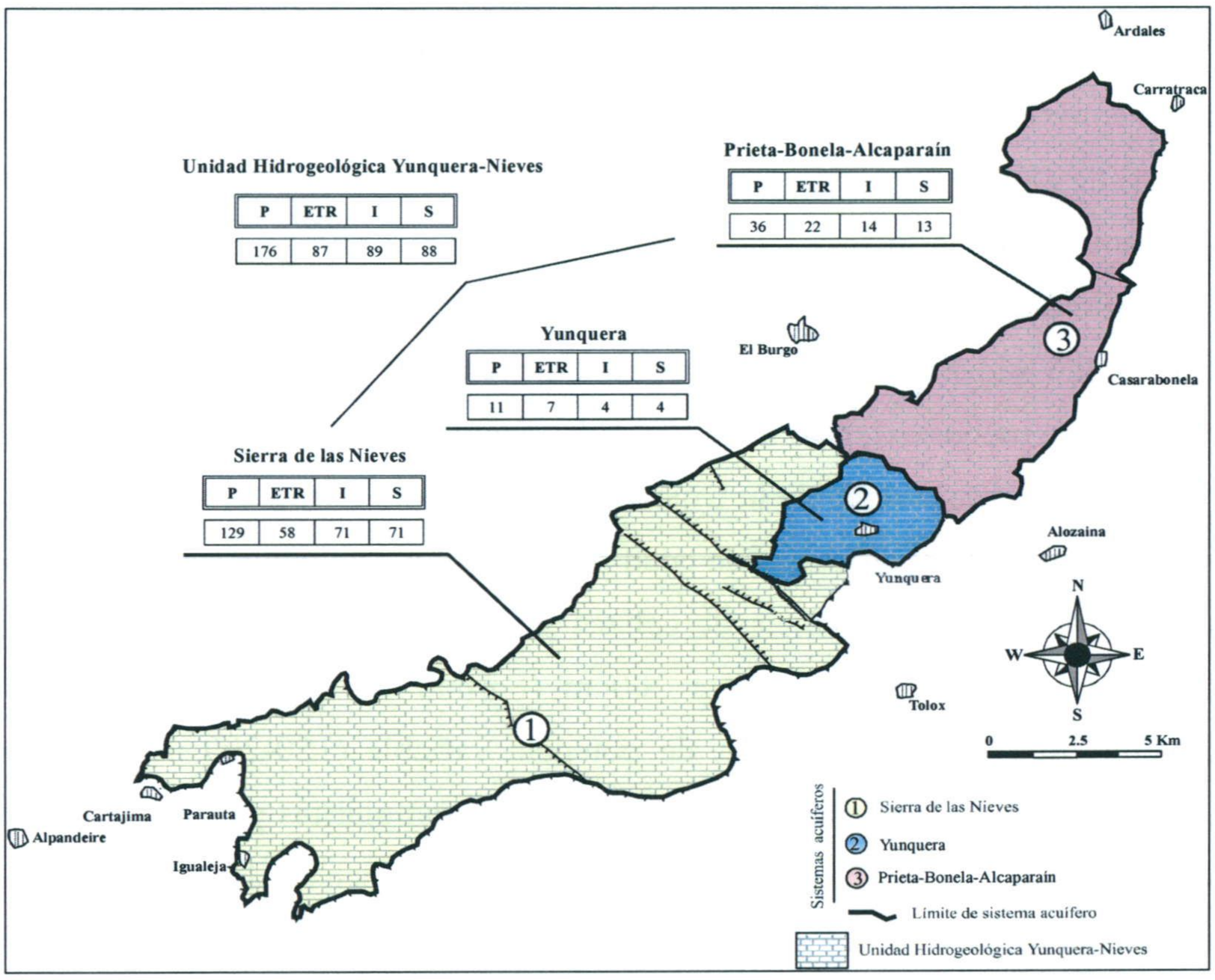


Fig. 6.1. Balance hidrogeológico de la Unidad Yunquera-Nieves durante el período de investigación. Leyenda: P: precipitación, ETR: evapotranspiración real, I: entradas o recursos, S: salidas.

Las salidas calculadas durante el período de investigación ascienden a 88 hm^3/año, por lo que son prácticamente similares a las entradas (tabla 6.6 y fig. 6.1), como corresponde a sistemas en los que la explotación mediante bombeos es muy escasa. La mayor parte de las salidas corresponden al sistema de la Sierra de las Nieves (71 hm^3/año), en el cual se ubican los manantiales más caudalosos de la Unidad Hidrogeológica.

7. CONCLUSIONES

El área de estudio, con una superficie de 165 km^2, se localiza en el sector occidental de la provincia de Málaga y forma parte de un paraje de gran importancia ambiental, catalogado como Reserva de la Biosfera por la UNESCO. Su orografía, muy accidentada, incluye algunas de las sierras más significativas de la provincia de Málaga: Sierra de las Nieves, del Oreganal, del Pinar, Cabrilla, Bonela y Prieta (orientadas según una dirección aproximada NE-SW) y Sierra de Alcaparaín (orientada según una dirección aproximada N-S).

Desde el punto de vista geológico, se ubica en una región en la que se produce el contacto entre la Zona Interna y la Zona Externa de la Cordillera Bética. Las principales unidades aflorantes son la Unidad de Nieves y la Unidad de Yunquera, si bien aparecen, al frente de la Unidad de Nieves y, por tanto, al frente de la Zona Interna, otras unidades discontinuas de menor extensión: las Unidades Frontales.

La serie estratigráfica de la Unidad de Nieves está formada, de muro a techo, por los siguientes términos: dolomías de edad Noriense, cuya potencia supera los 1000 m en algunos sectores, una alternancia de calizas y margocalizas con margas y arcillas, de edad Retiense y potencia inferior a 200 m (Formación Kössen), una formación de calizas con sílex del Lías inferior, de potencia variable (150-200 m), una secuencia condensada Jurásico-Terciaria, formada por calizas, radiolaritas y margocalizas, con una potencia inferior a 50 m y por un conjunto de brechas de edad Aquitaniense, probablemente superior. La estructura interna más importante de la Unidad de Nieves es un gran pliegue sinclinal tumbado, el sinclinal de la Torrecilla, de dirección axial N40-60E y vergente al NW, cuyo flanco inverso aparece sistemáticamente metamorfizado, por el cabalgamiento de las peridotitas alpujárrides de la Unidad de los Reales.

La Unidad de Yunquera, formada en su totalidad por rocas metamórficas, reposa tectónicamente sobre la Unidad de las Nieves y sólo aflora en la región de Yunquera y en la Sierra de Alcaparaín. En su serie estratigráfica se reconocen, de muro a techo, tres grandes conjuntos litológicos: Formación Yunquera, Formación Carratraca y Formación Capellán. La Formación Yunquera, de edad Paleozoico y potencia superior a los 300 m, está constituida por un conjunto de gneises y micaesquistos, con intercalaciones de mármoles dolomíticos. La Formación Carratraca, de edad Trías Medio y potencia del

orden de 500 m, está formada por mármoles dolomíticos con algunas intercalaciones de micaesquistos. Por último, la Formación Capellán, de edad Trías Medio-Superior y de unos 200 m de potencia, está formada por rocas de diversas litologías (cuarcitas, micaesquistos, mármoles esencialmente calizos y calcoesquistos).

La Unidad de Yunquera presenta, al W y NW de la población de Yunquera, una estructura monoclinal buzante al N. Al N y NE de dicha localidad, se define una estructura anticlinal, cuyo flanco sur está cabalgado por las peridotitas de la Unidad de los Reales. En la Sierra de Alcaparaín, la estructura parece corresponder a un núcleo sinclinal vergente al NW y WNW.

El área de estudio está delimitada por dos importantes cabalgamientos de escala plurikilométrica: en el borde NW, el cabalgamiento de la Unidad Yunquera-Nieves sobre los materiales del Penibético, a través de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar y, en el borde SE, el cabalgamiento de los materiales alpujárrides y maláguides sobre la Unidad Yunquera-Nieves. Además de estos accidentes, existen importantes fracturas de tipo normal de dirección aproximada N130E, posteriores a los cabalgamientos.

El estudio de la fracturación realizado a escala mesoscópica muestra una clara coincidencia entre las direcciones de las superficies de karstificación y la de los planos de falla, apareciendo como direcciones preferentes de N-S a N15E y de N135E a N165E.

Los estudios geomorfológicos más significativos son los referentes a la Sierra de las Nieves, en la que se encuentran magníficos ejemplos de formas exokársticas (dolinas, neveros, el semipolje de los Llanos de la Nava y lapiaces) y endokársticas (ponors y cavidades), además de formas periglaciares (dolinas nivales, enlosados) y formas poligenéticas (relieves en colinas y valles en U y relieves residuales). Las plantas de las cavidades del área de estudio siguen dos direcciones preferenciales, aproximadamente N135E y N50-70E coincidentes, respectivamente, con una de las direcciones preferenciales de fracturación del macizo y con la dirección axial del sinclinal de la Torrecilla.

El estudio de la pluviometría de la región se ha realizado a partir de los datos procedentes de 12 estaciones meteorológicas, desde el año 1964/65 hasta el año 1998/99 (35 años hidrológicos). La precipitación media anual caída sobre la zona de estudio,

determinada mediante planimetría de isoyetas, es de 909 mm/año. Para un año medio, la pluviometría varía entre 1200 mm, en el sector occidental, y 500 mm, en el oriental. Para el año más húmedo y para el año más seco del período considerado, la pluviometría varía entre 3400 y 1400 mm y entre 500 y 200 mm, respectivamente.

La precipitación está condicionada, principalmente, por la altitud y por el importante "efecto barrera" o efecto Foehn que ejercen las principales sierras de la zona de estudio, Nieves, Prieta y Alcaparaín, en especial la primera de éstas, que es la que presenta las mayores altitudes. Los mapas de isoyetas muestran como, independientemente del tipo de año que se considere (húmedo, medio o seco), las precipitaciones aumentan con la altitud y disminuyen progresivamente hacia el NE. El gradiente pluviométrico calculado es de 65 mm/100 m de altitud.

El período de investigación puede considerarse de tipo ligeramente húmedo, con una precipitación media anual de 1056 mm/año, determinada mediante planimetría de isoyetas. La distribución espacial de las precipitaciones es similar a la obtenida para el período histórico estudiado, disminuyendo la cantidad de lluvia hacia el NE, desde la Sierra de las Nieves a la de Alcaparaín.

El agua de lluvia sobre la Unidad Yunquera-Nieves tiene una conductividad eléctrica media de 46 μS/cm y su facies hidroquímica es muy variable, aunque predomina la facies bicarbonatada cálcico-magnésica. Los valores medios de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ son -6.22 ‰ y -37.4 ‰, respectivamente. El valor medio calculado de exceso en deuterio es de 12.3 ‰, si bien este parámetro varía entre -13.9 y 29.3 ‰, lo cual refleja la contribución de dos diferentes fuentes de vapor (Atlántico y Mediterráneo) en la formación de la precipitación caída sobre la zona de estudio. Existe un aumento de $\delta^{18}O$ relacionado con la disminución de la precipitación hacia el NE. El gradiente altitudinal calculado para el ^{18}O es de -0.29 ‰/100 m de altitud.

El estudio de la temperatura ambiente de la región para el período histórico (años 1982/83 al 1998/99) se ha realizado a partir de los datos procedentes de 4 estaciones meteorológicas. La temperatura media anual para este período varía entre 10.7 ºC y 18.5 ºC. En todas las estaciones se registran temperaturas mínimas diarias por debajo de cero durante algunos días al año, lo que favorece que las precipitaciones se produzcan en forma de nieve. El factor que más condiciona la temperatura del aire es la altitud; el gradiente termométrico calculado es de -0.8ºC/100 m de altitud.

Durante el período de investigación, la temperatura media anual varía entre 10.0 ºC y 19.0 ºC, según los datos procedentes de 5 estaciones meteorológicas. Se trata de una época relativamente fría, puesto que se registran las temperaturas medias anuales más bajas de todo el período histórico analizado.

Los materiales dolomíticos y calizos de las unidades tectónicas de Nieves y Yunquera y de las Unidades Frontales conforman la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves, que ocupa una superficie de 165 Km^2. El espesor de la Unidad Hidrogeológica es muy variable: supera los 2000 m en algunos sectores (vértice Torrecilla) pero es muy reducido en otros, como sucede en las proximidades de Yunquera, donde se produce un adelgazamiento de las unidades tectónicas en el área delimitada por la superficie de cizalla del frente de la Zona Interna y dos importantes fracturas plurikilométricas (la que discurre entre el Peñón de Ronda y Río Horcajos-Tolox y la que va desde Jorox hasta las proximidades del Cerro Peral).

La recarga de la Unidad Hidrogeológica se realiza por infiltración del agua de lluvia y de fusión nival, mientras que la descarga tiene lugar, principalmente, a través de manantiales situados en el borde SE y de algunos sondeos, aunque las extracciones mediante bombeos son poco significativas a escala de la Unidad. El agua de bombeo se utiliza, fundamentalmente, para abastecimiento urbano y para riego, mientras que el agua de los manantiales da origen a importantes ríos a nivel regional (Río Genal, Río Verde y Río Grande).

Durante el período de investigación, el valor medio de la recarga es de 89 hm^3/año, que equivale a un 51 % de la precipitación. Las salidas conjuntas de la Unidad durante este período ascienden a 88 hm^3/año, por lo que son prácticamente similares a las entradas. Para un período histórico medio, según datos recogidos en bibliografía, los recursos son del orden de 72-75 hm^3/año, coincidentes con las salidas de la Unidad Hidrogeológica.

El estudio de las características geológicas (estructura geológica y fracturación) e hidrogeológicas (hidrodinámica, hidroquímica, hidrotermia e isotopos) generales de la Unidad Hidrogeológica, de las cotas de surgencia de los manantiales y de las cotas piezométricas en los sondeos, permite diferenciar tres grandes sectores (occidental, central y oriental), coincidentes con tres sistemas acuíferos: Sierra de las Nieves, Yunquera y Prieta-Bonela-Alcaparaín.

El sistema de la Sierra de las Nieves, con una superficie de 109 Km^2, corresponde al sector occidental de la Unidad, en el cual existe un mayor desarrollo del modelado kárstico. Sus recursos medios son 71 hm^3/año, los cuales se drenan, principalmente, a través de las surgencias de Río Genal, Río Verde, Río Grande, Algoma, Cuevas del Moro y los manantiales del Río Horcajos (Cisnera y Nacimiento de Tolox). El análisis de la forma de los hidrogramas de los tres manantiales principales (Río Genal, Río Verde y Río Grande), pone de manifiesto el comportamiento kárstico del sistema, ya que se observan rápidos y espectaculares aumentos del caudal en respuesta a los diferentes episodios lluviosos registrados. El análisis de caudales clasificados confirma que las variaciones de caudal, tanto en crecida como en decrecida, se producen de forma muy rápida.

El estudio de las curvas de recesión (fig. 7.1) refleja nuevamente el comportamiento kárstico del sistema aunque, en algunos casos aparecen valores del parámetro k propios de sistemas poco kársticos, que se atribuyen a las características climáticas de la región (en particular, a la distribución de las lluvias a lo largo del año), las cuales provocan que los manantiales tengan un agotamiento muy prolongado. Los valores del coeficiente de agotamiento obtenidos son del orden de 10^{-3} $días^{-1}$, indicativos de la existencia de una zona saturada que descarga lentamente.

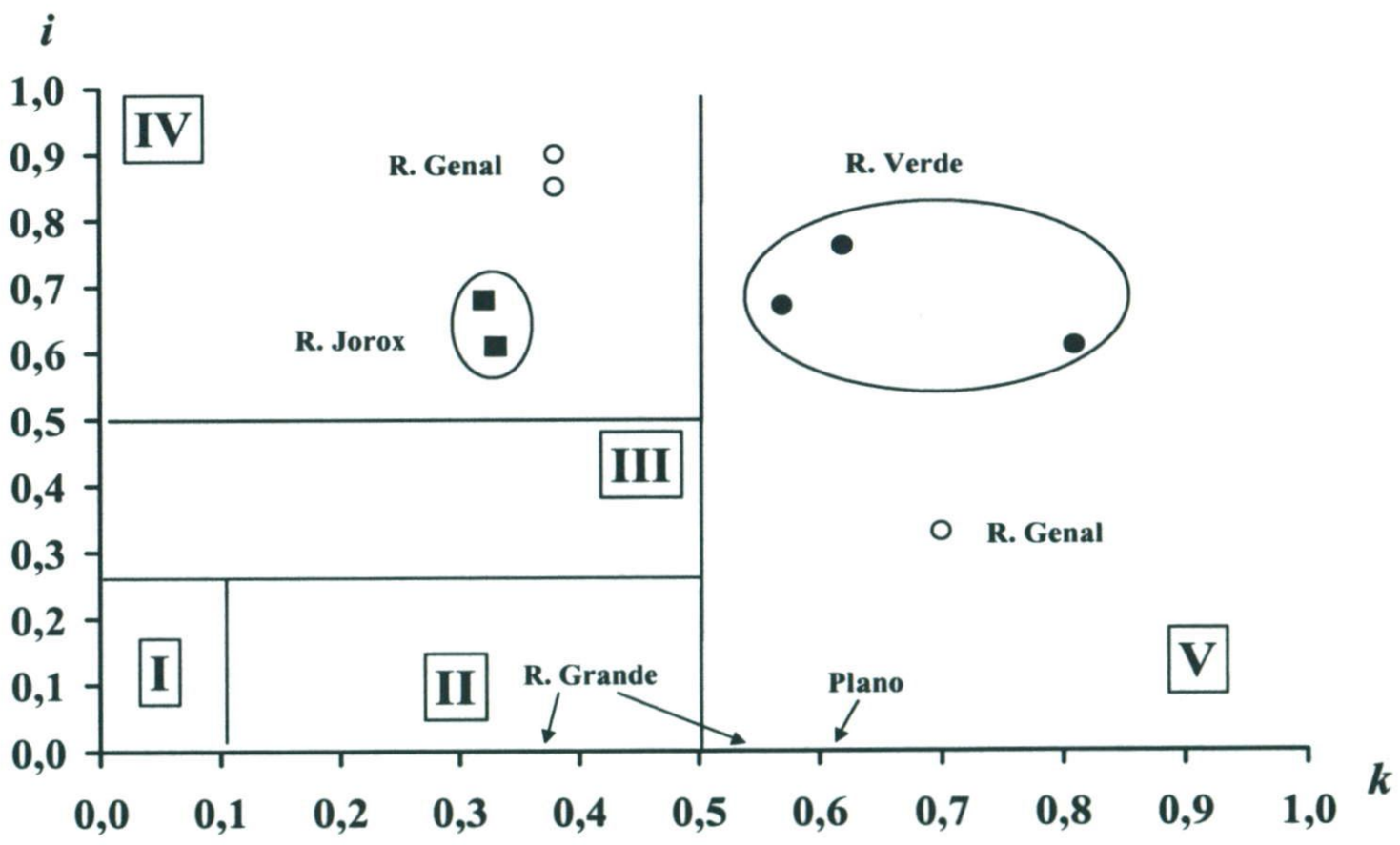


Fig. 7.1. Clasificación de los manantiales estudiados, a partir del análisis de las curvas de recesión, siguiendo los criterios de Mangin (1970, 1975).

En el sector de acuífero drenado por el manantial de Río Verde existe un menor desarrollo de la karstificación funcional, como muestran los abombamientos que aparecen en el hidrograma de la surgencia (que se atribuyen a la existencia de una componente lenta de la infiltración a través del epikarst-zona no saturada y/o a fenómenos de colapso e inversión de gradiente en la zona saturada del acuífero). Estos datos son coherentes con los resultados del análisis correlatorio y espectral; en particular, la forma del correlograma, el tiempo de regulación ligeramente elevado y el efecto memoria son propios de una circulación relativamente lenta del agua de lluvia a través de una red kárstica poco desarrollada.

Las aguas drenadas por las surgencias del sistema son mayoritariamente de facies bicarbonatada cálcica y, en menor medida, bicarbonatada magnésica. Sus características hidrotérmicas e hidroquímicas corroboran la existencia de karstificación funcional: son las más frías de toda la Unidad Hidrogeológica, las menos mineralizadas y las que presentan los valores más bajos de TAC y los menores contenidos en Mg^{2+}, características típicas de flujos relativamente rápidos a través del acuífero. Los menores contenidos en Cl^- están en consonancia con las menores concentraciones en el agua de lluvia en este sector de la Unidad Hidrogeológica pero también reflejan cortos tiempos de estancia en el epikarst, debido a una infiltración rápida del agua de lluvia a través de los conductos kársticos. Las aguas subterráneas de este sistema son las más ligeras desde el punto de vista isotópico, porque su área de recarga se sitúa a mayor altitud (Sierra de las Nieves), donde las precipitaciones son mayores y muchas veces en forma de nieve.

En todos los manantiales se constatan, durante los períodos de recarga, disminuciones de la temperatura del agua (salvo en la surgencia de Río Genal) y procesos de dilución, que se manifiestan por descensos en los valores de conductividad eléctrica y de algunos parámetros hidroquímicos (TAC, Ca^{2+}, Cl^-). Los diagramas de frecuencias de la conductividad eléctrica (fig. 7.2) así como el valor medio de las diluciones y de los descensos de la temperatura del agua, ponen de manifiesto el diferente grado de karstificación funcional existente en el sistema acuífero, muy elevado en el sector drenado por los manantiales de Río Grande y Cuevas del Moro, intermedio en el sector drenado por Río Genal y Río Verde y muy bajo en los sectores drenados por las surgencias de Algoma y Cisnera.

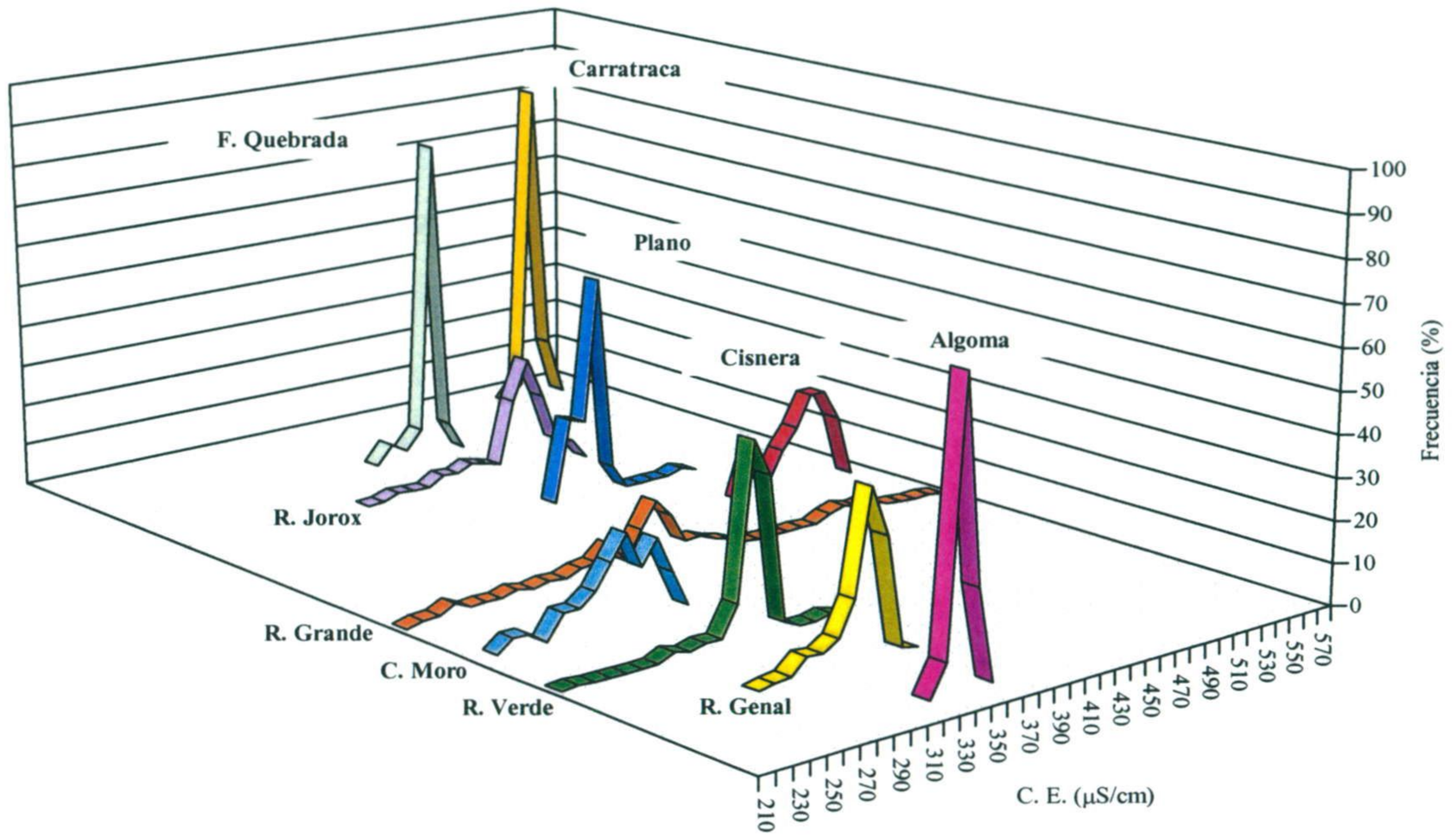


Fig. 7.2. Gráfico de frecuencias elaborado a partir de los datos de conductividad eléctrica del agua de los principales manantiales de la Unidad Hidrogeológica.

En el sistema de la Sierra de las Nieves, numerosas simas y cavidades confirman que la karstificación funcional está bien desarrollada en la zona no saturada, por lo que el tránsito de agua a través del acuífero debe producirse de forma rápida, sin quedar almacenada durante mucho tiempo. El espeleobuceo realizado por miembros de la Sociedad Excursionista de Málaga en los manantiales de Río Genal y Río Grande atestigua que, en el sector de acuífero drenado por estas surgencias, existe un importante desarrollo de la karstificación funcional también en profundidad, en la zona saturada, lo que favorece el almacenamiento de agua y, en definitiva, la existencia de reservas. En el caso del manantial de Río Grande, la aparición de efectos pistón durante los períodos de recarga y el hecho de que, tras un período de sequía prolongada, el mínimo caudal drenado por el manantial fue muy superior a los caudales mínimos drenados por Río Genal o Río Verde, confirman la existencia de reservas en el área de influencia de esta surgencia. Los datos procedentes de las columnas litológicas de los sondeos del entorno de Río Verde revelan que en la zona saturada no existe una karstificación desarrollada más allá de los conductos que alimentan al manantial. En general, en el borde Sur del sistema, la recristalización metamórfica ha disminuido mucho la permeabilidad de los materiales acuíferos y es difícil extraer agua, como atestiguan los malos resultados

obtenidos en las perforaciones realizadas no sólo en el entorno del manantial de Río Verde, sino también en el Arroyo de la Parra y en el paraje de Cuevas del Moro. La porosidad eficaz en este sector del sistema es, por lo tanto, más baja y el almacenamiento de agua, de menor magnitud.

El sistema de Yunquera abarca una extensión de 12 Km^2 y tiene unos recursos medios de 4 hm^3/año, que se drenan, principalmente, a través de la surgencia del Plano.

El análisis de la forma del hidrograma de esta surgencia, así como la evolución del nivel piezométrico en uno de los sondeos del sistema, permiten constatar un bajo grado de karstificación funcional del mismo, ya que se producen lentas variaciones del caudal del manantial así como pequeños y progresivos ascensos piezométricos en respuesta a los períodos lluviosos más importantes del año hidrológico. Los aumentos de caudal que se registran son, además, de una magnitud mucho menor que los constatados en los manantiales del sistema de la Sierra de las Nieves. El análisis de caudales clasificados, así como el estudio de la curva de recesión (fig. 7.1), corroboran el comportamiento inercial del sistema acuífero.

Las aguas drenadas por el manantial del Plano son de facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica. Muestran valores más elevados de conductividad eléctrica y de TAC y tienen mayores contenidos en Mg^{2+} y SO_4^{2-} que las aguas del sistema de la Sierra de las Nieves, debido a su mayor tiempo de residencia en el acuífero, por la existencia de flujos lentos a través de éste y, en definitiva, por la existencia de un bajo grado de karstificación funcional. Los contenidos en Cl^- son indicativos de procesos de reconcentración del agua de lluvia a nivel del epikarst y, por lo tanto, una infiltración más lenta.

Los diagramas de frecuencias de la conductividad eléctrica (fig. 7.2) y de los componentes químicos del agua de esta surgencia son, predominantemente, de carácter unimodal y de un reducido rango de variación. Este hecho, junto con la gran homogeneidad hidroquímica e hidrotérmica observada para diferentes situaciones hidrodinámicas, muestran nuevamente el bajo grado de karstificación funcional existente, el cual se relaciona con la litología predominante: mármoles dolomíticos diaclasados, poco favorables a la karstificación.

Las reducidas dimensiones del sistema y las características litológicas son factores que no favorecen la existencia de reservas. La explotación del sistema acuífero, más allá del abastecimiento a Yunquera, no sería razonable.

El sistema Prieta-Bonela-Alcaparaín corresponde a un área de menor pluviometría (sector oriental de la Unidad), en la que el modelado kárstico está menos desarrollado. Comprende una superficie de 44 Km^2 y tiene unos recursos medios de 14 hm^3/año, que se drenan, principalmente, a través de las surgencias de Río Jorox, Carratraca y Fuente Quebrada, todas situadas a una cota similar.

El sector de acuífero drenado por el manantial de Río Jorox (Sierra Prieta) presenta un mayor grado de karstificación funcional, como se deduce de la forma del hidrograma, del estudio de las curvas de recesión (fig. 7.1), del análisis de caudales clasificados y del análisis correlatorio y espectral. En este sector se produce una infiltración rápida a través de una red kárstica desarrollada y el vaciado de la zona saturada también sucede de forma rápida, obteniéndose valores del coeficiente de agotamiento próximos a 10^{-2} días^{-1}.

Los datos hidrotérmicos e hidroquímicos confirman los resultados del estudio hidrodinámico. El agua del manantial de Río Jorox tiene menores contenidos en Cl^-, SO_4^{2-} y SiO_2 que el resto de surgencias del sistema porque, debido al elevado grado de karstificación funcional, el agua de infiltración permanece menos tiempo tanto en la zona no saturada como en la zona saturada. Durante los períodos de recarga, se constatan disminuciones de la temperatura del agua del manantial y procesos de dilución por mezcla del agua de lluvia con el agua subterránea, que se manifiestan por descensos en los valores de conductividad eléctrica. Esto significa que existe una red kárstica desarrollada, a través de la cual se produce una circulación rápida del agua de lluvia más fría recién infiltrada, que predomina sobre el agua subterránea existente en el acuífero. La curva de frecuencia de la conductividad eléctrica del manantial, con el mayor número de modas secundarias y el mayor rango de variación (fig. 7.2), confirma que el poder regulador es menor en este sector del acuífero.

En el sector de acuífero drenado por Fuente Quebrada (Sierra Bonela), el grado de karstificación está menos desarrollado. Las variaciones de caudal son más lentas que en el manantial de Río Jorox y se obtienen valores del coeficiente de agotamiento del orden de 10^{-3} días^{-1}, indicativos de la existencia de una zona saturada también poco

karstificada, que descarga con lentitud. Durante los períodos de recarga, se constatan disminuciones de la temperatura del agua y procesos de dilución por mezcla del agua de lluvia con el agua subterránea, que se manifiestan por descensos en los valores de conductividad eléctrica pero de menor magnitud que en Río Jorox.

El sector drenado por el manantial de Carratraca (Sierra Alcaparaín) presenta un comportamiento propio de un acuífero de flujo difuso. La respuesta hidrodinámica del manantial frente a las lluvias se observa aproximadamente un mes después de las precipitaciones. Los sondeos ubicados en Sierra Alcaparaín muestran ascensos del nivel piezométrico de escasa cuantía y, además, responden a las lluvias más tarde que el resto de sondeos del sistema. Los descensos de nivel se producen también de manera lenta y poco marcada, lo que corrobora el escaso desarrollo del drenaje kárstico en este sector. En el manantial de Carratraca no se detectan variaciones de la conductividad eléctrica del agua imputables a la infiltración de las precipitaciones y la temperatura del agua permanece prácticamente invariable. En este sector del acuífero no existe karstificación funcional, de forma que la cantidad de agua de lluvia que entra en el acuífero es muy escasa y, además, el flujo lento del agua de recarga a través del acuífero provoca una homogeneización hidroquímica.

En este sistema, el diferente grado de karstificación funcional según el sector considerado conlleva la existencia de una variabilidad espacial de la porosidad eficaz y, por tanto, de la existencia de reservas. En el sector drenado por Río Jorox, el desarrollo de la karstificación funcional parece limitar la existencia de reservas importantes, como confirma la baja productividad de los sondeos del entorno de la surgencia. El vaciado de las reservas se produce, en todo caso, de forma rápida, tal como muestra el claro descenso del nivel piezométrico observado en un sondeo de abastecimiento, durante la época de estiaje. Por ello, salvo intentar regular el manantial de Río Jorox, no parece razonable realizar ningún tipo de explotación en este sector del sistema.

En el sector drenado por Fuente Quebrada, la porosidad eficaz es más reducida, como consecuencia del menor grado de karstificación funcional existente. El análisis de las curvas de recesión de esta surgencia refleja un alto poder regulador y la existencia de una zona saturada poco karstificada, que descarga con lentitud. El funcionamiento del "*trop plein*" en épocas de precipitaciones importantes confirma que se produce almacenamiento de agua en el interior del acuífero, aunque sólo sea durante un corto

intervalo de tiempo, y la existencia de reservas.

El sector drenado por el manantial de Carratraca tiene un comportamiento propio de un acuífero de flujo difuso, con escaso desarrollo del drenaje kárstico y, por tanto, pocos huecos en los que producirse el almacenamiento de agua. Se desaconseja, por lo tanto, otro aprovechamiento diferente al que actualmente tiene el sistema, es decir, el abastecimiento a Ardales y Carratraca.

8. BIBLIOGRAFÍA

Andreo, B. (1996): *Estudio hidrogeológico de los mármoles alpujárrides de las Sierras Blanca y Mijas (Málaga)*. Tesis Univ. Granada, 492 p.

Andreo, B. (1997): *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España)*. SPUMA-CHS, Málaga, 489 p.

Andreo, B., Carrasco, F. y Sanz de Galdeano, C. (1997): Types of carbonate aquifers according to the fracturation and the karstification in a southern Spanish area. *Environmental Geology*, 30 (3/4), 163-173.

Andrieux, C. (1978): Les enseignements apportés par la thermique dans le karst. Le karst: son originalité physique, son importance économique. *Colloque de Tarbes,* Association des Géologues du SudOuest (AGSO), 48-63.

Angeli, B. (1976): Exemples pratiques d'etudes des temperatures des eaux profondes et de surface dans le cadre de reserches d'eau. *2^e Coll. Hydrol. Pays Calcaire*, 25, 3ème série. Univ. Besançon.

Antigüedad, I. (1985/86): Contribución de la hidroquímica al conocimiento de las características hidrogeológicas y de karstificación del macizo de Aramotz (Bizkaia). *Kobie*, nº XV, 165-174.

Antigüedad, I. (1986): *Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizábal. Contribución a la investigación de los sistemas acuíferos kársticos.* Tesis Univ. País Vasco, 338 p. y anexos.

Antigüedad, I. (1988): Estudio de acuíferos kársticos a partir de sus respuestas naturales. Aplicación a dos sistemas del País Vasco. *Rev. Soc. Geol. España*, 1(1-2): 211-227.

Antigüedad, I. y García de Cortázar, A. (1986b): Consideraciones sobre la distribución de las facies hidroquímicas de la alineación Aramotz-Aitzgorri (Bizcaia-Gipuzkoa), mediante tratamiento por análisis en componentes principales. *Jornadas sobre el karst en Euskadi*, San Sebastián, 1: 237-251.

Bakalowicz, M. (1976): Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'etude de l'organisation des écoulements souterrains. *Actes Colloq. Hydrol., 2nd, Besançon, 49-58.*

Bakalowicz, M. (1977): Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *C.R. Acad. Sci. Paris Seances* 284, 2463-2466.

Bakalowicz, M. (1979): *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.* Thèse Doct. Sci. Nat., Univ. P. et M. Curie, París-VI, Géol. Dyn. et Lab. Souterrain CNRS; 269 p.

Bakalowicz, M. (1986): De l'hydrogéologie en karstologie. *Jornadas sobre el Karst en Euskadi,* San Sebastian, 2:105-129.

Bakalowicz, M. (1994): Water Geochemistry: water quality and dynamics. *Groundwater Ecology*, 97-127.

Bakalowicz, M. y Mangin, A. (1980): L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mém. h. série Soc. géol. France,* 11: 71-79.

Bakalowicz, M., Blavoux, B. y Mangin, A. (1974): Apports du traçage isotopique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karstique. *J. Hydrology,* 23: 141-158.

Balanya, J.C. (1991): *Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del arco de Gibraltar*. Tesis Univ. Granada, 232 p (inédito).

Batiot, C., Emblanch C. y Blavoux, B. (2001): Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques par la variabilité des teneurs en COT à leur exutoire. Expérimentation sur différents aquifères du Sud-Est de la France. *Actes du 7e Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire et en Milieu Fissuré. Sciences et Techniques de lÉnvironnement, Univ. Franche-Comté, mémoire hors-série*, 13: 27-30.

Benavente, J. (1982): *Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada.* Tesis Univ. Granada, 435 p.

Benavente, J. y Sanz de Galdeano, C. (1999): La fracturación en los macizos kársticos andaluces y su influencia en el desarrollo del relieve kárstico. En: *Karst en Andalucía*, J.J. Durán y J. López Martínez, eds., 41-47.

Blavoux, B. (1978): *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium.* Thèse Doct. Univ. París VI, 333 p.

Blavoux, B. y Mudry, J. (1983): Séparation des composantes de l´écoulement d´un exutoire karstique à l´aide des méthodes physico-chimiques. *Bull. du B.R.G.M., Hydrogéologie-géologie de l´ingénieur*, nº 4, 269-278.

Blavoux, B. y Mudry, J. (1990): Les teneurs en oxygène-18 en fonction de l'altitude des impluviums des reservoirs karstiques du Jura et du Vaucluse. *XXII Congress of IAH: Water Resources in Mountainous Regions,* Lausanne. IAH Mem. 22: 331-337.

Blavoux, B., Burger, A., Chauve, P. y Mudry, J. (1979): Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaine karstique du Jura. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn*. 21(4): 295-306.

Blavoux, B., Mudry, J. y Puig, J.M. (1992): The karst system of the Fontaine de Vaucluse (Southeastern France). *Environ. Geol. Water Sci*, vol 19, nº 3, 215-225.

Blumenthal, M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 20: 487-592.

Blumenthal, M. (1928): Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serrania de Ronda (Andalousie), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 21: 358-365.

Blumenthal, M. (1930): Beiträge zur Geologie der Betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 23: 41-293.

Blumenthal, M. (1931): Gèologie des chaînes pènibetiques et subbètiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie). *B.S.G.F.*, 5, (1): 23-94.

Blumenthal, M. (1933): Geologie der Berge um Ronda (Andalusien). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 26: 43-92.

Bourgois, J. (1978): La transversale de Ronda. Cordilléres Bètiques, Espagne. Donnèes gèologiques pour un modéle d´èvolution de l´Arc de Gibraltar. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 30, 445 p.

Bourgois, J. (1980): De l´origine ultra-bètique des Malaguides (Zones Internes Bètiques, Espagne). *Geol. Romana*, 19: 151-170.

Box, G.E.P. y Jenkins, G.M. (1976). *Time Series Analysis: Forecasting and control.* Holden day, San Francisco, 575 p.

Brillinger, D.R. (1975): *Time Series Data analysis and theory. International Series in decission processes.* Holt, Rinehart y Winston, New York, 500 p.

Buser, M. (1977-78): La Unidad de Pereila: estratigrafía y tectónica (Cordilleras Béticas, Provincia de Málaga). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8 y 9, 147-156.

Cardenal, J. (1993): *Hidrogeología del sector Sierra Lújar-Albuñol (provincia de Granada).* Tesis Univ. Granada, 402 p.

Célérier, B. (1999): FSA: Fault Slip Analysis software, http: // www.isteem.univ-montp2.fr/PERSO/celerier/software/fsa.html.

Celle, H. (2000): *Caracterisation des précipitations sur le pourtour de la Mediterranee occidentale. Approche isotopique et chimique*. Tesis Doct. Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Francia, 222 p.

CHS (1993): *Informe sobre los sondeos de las Sierras de las Nieves y Blanca*, 80 p.

CHS (1995a): *Plan de mejora de abastecimiento a la Costa del Sol. Plan de actuaciones en Sierra de las Nieves*, 6 p. y dos planos.

CHS (1995b): *Estudio hidrogeológico para el abastecimiento a Málaga y Costa del Sol occidental.* Nota técnica de los trabajos de control hidrogeológico en la Sierra de las Nieves (Málaga). H-1132, 16 p. y 3 anexos.

CHS (1996): *Investigación mediante sondeos en un sector del borde meridional de la Unidad de las Nieves (Málaga). H-1159*, 39 p. y 5 planos.

Cleresci, L.S., Greenberg, A.E. y Trussell, R.R. (1989): *Standard methods for the examination of water and wastewater*, APHA-AWWA-WPCF, 1193 p.

Company, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. Tavera, J.M. y Vera, J.A. (1982): Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: aspectos genéticos y etapas de relleno. *Cuad. Geol. Ibér.*, 8: 547-564.

Coutagne, A. (1954): Quelques considerations sur le pouvoir evaporant de l´atmosphere, le deficit d´ecoulement effectif et le deficit d´ecoulement maximum. *La Houille Blanche*, 360-369.

Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.

Cruz-Sanjulián, J.J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F. y Olías, M. (1992): Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus*, 44B: 226-236.

Cruz-Sanjulián, J.J., Benavente, J., Moral, F., Martínez-Garrido, J.C., López-Geta, J.A, Rubio-Campos, J.C., Aragón-Rueda, R. y Peinado-Parra, T. (1990): *Investigación de acuíferos carbonatados (Sierras de Cazorla y Segura)*. Mem. inédita, ITGE-Univ. Granada, 235 p., 4 anexos.

Custodio, E. (1986): Hidroquímica del karst. *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, San Sebastián, 2: 131-179.

Custodio, E. y Llamas, M.R. -eds.- (1976): *Hidrología Subterránea*, Omega, Barcelona, 2359 p.

Custodio, E., Poncela R., Badiella P. y Bayó A. (1992): Técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales aplicadas al estudio hidrogeológico de la Serra Nord de Mallorca. *Hidrogeología y Recursos Hidraúlicos* 17: 405-420.

Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus,* 16: 436-468.

Delannoy, J.J. (1987): *Inventaire bio-gèographique des espaces naturels d'Andalousie: La Serranía de Grazalema et la Sierra de las Nieves*. Casa de Velázquez-Agencia de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 50 p. Memoria y dos mapas (1/30:000; 1/40:000).

Delannoy, J.J. (1989): Les apports de la karstologie dans la definition morphogenique d'un massif montagnard mediterraneen (Exemple de la Sierra de Las Nieves, Andalousie, Espagne). *Karst et évolutions climatiques*, 153-175.

Delannoy, J.J. (1999): Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y de Ronda. En: *Karst en Andalucía*, J.J. Durán y J. López Martínez, eds., 93-129.

Delannoy, J.J. y Guendon, J.L. (1986): La Sierra de las Nieves (Málaga). La Sima GESM. *Karstología Mémoires*, 1: 71-85.

Delannoy, J.J., Díaz del Olmo, F. y Pulido Bosch, A. (1989): La Dorsale Bètique (zones internes bètiques) et son piedmont meridional. Les Sierras de Prieta et de las Nieves. En: *Livret guide de la reunion Franco-espagnole sur les karst mediterraneens d'Andalousie occidentale*, Sevilla, 218 p.

Delannoy, J.J., Guendon, J.L., Quinif, Y. y Roiron, P. (1993): Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda (Málaga). *Cuad. de Geogr.*, 54: 189-222.

Delgado, F., Estévez, A., Martín, J.M. y Martín Algarra, A. (1981): Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordilleras Béticas). *Est. Geol.*, 37: 45-57.

Delleur, M. (1971): Développements récents en matière d'analyse des chroniques d'événements hydrologiques: liaison en chaîne, analyse spectrale. *Houille Blanche*, 2: 147-157.

Didon, J. y Durán-Delga, M. (1973): *Colloque de Gibraltar de l'action thèmatique programmèe de l'I.N.A.G. "Gèodynamique de la Mèditerranèe occidentale"*. B.S.G.F. (7), 15, 2: 160-188.

DPM (1983): "Abastecimiento de aguas de Carratraca". Informe Técnico Preliminar.

DPM (1988): *Atlas hidrogeológico de la Provincia de Málaga*. Diputación Provincial de Málaga, 151 p.

DPM (1991): *Prueba de aforo en nuevo sondeo de Yunquera. Afección sobre el manantial Plano*, 12 p.

Durán, J.J. (1996): *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: Contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo Occidental*. Tesis Univ. Complutense, 409 p.

Durán, J.J. y López Martínez, J. (1992): Aplication of geological, hydrochemical and isotopic methods for hydrogeological investigation of selected Spanish karst regions. *International Contributions to Hydrogeology,* 13: 43-60.

Durand-Delga, M. (1972): La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Ecl. Geol. Helv.*, 65: 267-278.

Durand-Delga, M. y Foucault, A. (1968): La Dorsale Bètique, nouvel élément paléogeographique et structural des Cordilléres Bètiques au bord Sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 9: 723-728.

Dürr, S.H. (1967): *Geologie der Sierra de Ronda und ihrer Südwestlichen Ausläufer (Andalusien)*. Tesis Univ. Bonn, 122 p. (Publ. *Geologica Romana*, 6, 73 p.).

Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M. y Couren, M. (1998a): Le marquage de la zone non saturée du karst à l´aide du carbone 13. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/ Earth& Planetarry Sciences*, 326: 327-332.

Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M. y Mudry, J. (1998b): Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst. *Geophysical Research Letters*, 25, 9, 1459-1462.

Eriksson, E. (1983): Stable isotopes and tritium in precipitation. In: *Guidebook on nuclear techniques in hidrology.* Technical Reports Series nº 91, I.A.E.A.,Viena, 19-27.

Etchécopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *J. of structural Geol.*, 3, 1, 51-65.

Fallot, P. (1937): Essai sur la géologie duRif septentrional. *Not. Mèm. Serv. Gèol. Maroc.*, 40, 548 p.

Fallot, P. (1948): Les Cordilléres Bètiques. *Est. Geol.*, 4: 259-279.

Fallot, P. (1954): Comparaison entre Cordilléres Bètiques et Alpes orientales. *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo Homenaje Prof. Hernández-Pacheco, 259-279.

Felder, T. (1978): Zur geologischen Entwicklung der Betischen Interzonen der westlichen Serrania de Ronda. *Mitt. Geol. Inst.Eidg. Tech. Hoch*. Univ. Zurich (N.F.), 222 p.

Felder, T. (1980): Geologic Evolution of Westernmost part of the Internal Betic zone (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Geol. Rundsch.*, 69-1: 131-148.

Fritz, P. y Fontes, J. Ch. (1980): *Hanbook of environmental isotope geochemistry: the terrestrial environment*, Elsevier, Amsterdam, vol.1, 545 p.

García López, S. (1996): *Los acuíferos carbonatados alpujárrides al SE de Sierra Nevada. Hidrodinámica, hidroquímica, hidrología isotópica y cartografía de las aguas subterráneas*. Tesis Univ. Granada, 391 p, 4 anexos y 5 mapas.

Gat, J.R. y Carmi, I. (1970): Evolution of the isotopic composition of atmospherics waters in the Mediterranean Sea area. *J. Geophys. Res.*, 75: 3039-3048.

Gat, J.R. y Carmi, I. (1987): Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of the Eastern Mediterranean Sea area. En: *The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and waters resources*. Proceedings of the Vancouver Symposium. IAHS Publ., 168: 513-523.

Gat, J.R. y Dansgaard, W. (1972): Stable isotope survey of fresh waters occurrences in Israel and the Jordan Rift Valley. *J. Hydrol.*, 16: 177-211.

Gonfiantini, R. (1978): Standard for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271: 534-536.

Gonfiantini, R. (1982): On the isotopic composition of precipitations. Use of isotopes in geochemistry and hydrology. *Annual Meeting of the Soc. Italiana di Mineral et Petrol*, Cetraro (Cosenza).

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.

Gouin, J. (1988): L´essai par pompage en aquifere karstique pour l´identification de la structure du milieu: analyse comparative d´un grand nombre de cas. *Hidrogeología*, 3: 51-62.

Grillot, J.C. (1979): *Structure des système aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance.* These Doct. U.S.T.L. Montpellier, 212 p.

Guendon, J.L., Delannoy, J.J., Baena Escudero, R., Clauzon, G., Díaz del Olmo, F. y Roiron, P. (1997): Les travertins néogenes du puerto de los Martínez (Serranía de Ronda, Málaga). Implications paléogéographiques et tectoniques. *Ét. Géogr. Phys., Suppl. N° XXVI*, 87-90.

Hanan, E.J. (1970): *Multiple Time Series.* Wiley, New York, 536 p.

Hoeppener, R., Hoppe, P., Dürr, S.H. y Mollat, H. (1964): Ein querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien). *Geol. Mijnb.*, 43: 282-298.

Hoeppener, R., Hoppe, P., Mollat, H., Muchow, S., Dürr, S.H. y Kockel, F. (1963): Uber den westlichen abschnitt der Betischen Kordilleren und seine beziehungen zum gesamtorogen. *Geol. Rundsch.*, 53: 269-296.

IGME (1983a): *Investigación hidrogeológica de las cuencas del Sur de España (sector occidental).Sistemas acuíferos nº 35-Mioceno Detrítico de Ronda y nº 36-Mesozoico calizo dolomítico de la Serranía de Ronda".* Informe técnico nº 4, 3 tomos.

IGME (1983b): *Estudio hidrogeológico en el término municipal de Casarabonela para el abastecimiento de la población.* Nota técnica nº 232, 51 p. y anexos.

ITGE (1994): *Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica en el Bajo Guadalhorce (cuenca del Sur de España, Málaga).* 3ª parte: Regulación hidrogeológica de manantiales. I. Manantiales de Río Grande y Jorox. Tomo 1.

ITGE, CEDEX, DGOH y DGPA (1995): *Captaciones de aguas subterráneas en la Sierra de las Nieves.* Análisis medioambiental y plan de investigación, 30 p. y 6 anexos.

ITGE-ETSIM (1991): *Programas de apoyo informático a la hidrogeología (PAI). Evaluación de aportaciones (HIDROBAS),* Madrid, 34 p.

Jacobson, R.L. y Langmuir, D. (1974): Controls on the quality variations of some carbonate spring waters. *J. Hydrology*, 23: 247-265.

Jacquet, J. (1971): Aspects généraux de la répresentation mathématique des phénomenes en hydrologie de surface. *La Houille Blanche*, 2:105-110.

Jenkins, G.M. y Watts, D.G. (1968): *Spectral analysis and its applications*. Holden-Day, San Francisco, 525 p.

Kessler, H. (1965): Water balance investigations in the karstic regions of Hungary. *Act. Coll. Dubrovnik, AIHS-UNESCO*, 1: 91-105.

Kiraly, L. (1975): Rapport sur l'etat actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger, A. y Dubertret, L. (eds). *Hydrogeology of Karstic Terrains*. IAH: 53-57.

Kiraly, L. y Morel, G. (1976): Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. *Bull. Centre Hydrogeól.* Neuchâtel, 1: 37-60.

Kockel, F. (1963): Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien). *Geol. Ib.*, 81: 413-480.

Lacas, J.L. (1976): *Introduction à la méthodologie d'étude et d'utilisation des champs hydrothermiques des aquifères karstiques d'après l'exemple du site de l'exurgence de la source de Lez (Hérault-France)*. Thèse Doct., Univ. Montpellier, 68 p.

Lastennet, R. y Mudry, J. (1997): Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneus karst system. *Environmental Geology*, 32 (2): 114-123.

Lepiller, M. (1980): *Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique du massifs calcaires*. Thèse Doct., Univ. Grenoble.

Lepiller, M. y Mondain, P.H. (1986): Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéologie,* 1 : 33-52.

Lhénaff, R. (1977): *Recherches géomorphologiques sur les Cordilléres Bètiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse, Paris, 713 p. Atelier de Repord. Thèses. Lille, 1981.

Lhénaff, R. (1986): Les grans poljés des Cordilléres Bètiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. *Karstologia Mémoires*, 1: 101-112.

Liñán, C, Carrasco, F. y Andreo, B. (2001): Consideraciones hidrogeológicas sobre el sistema acuífero de la Sierra de las Nieves (provincia de Málaga). *V Simposio sobre el Agua en Andalucía*, Almería, 2: 63-72.

Liñán, C., Carrasco, F. y Andreo, B. (1996): Tránsito aguas bajas-aguas altas en la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves. *IV Simposio sobre el agua en Andalucía* (Almería), volumen I: 271-280.

Liñán, C., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Carrasco, F. y Andreo, B. (1999): Composición isotópica de las aguas de la Unidad Hidrogeológica Yunquera-Nieves (Provincia de Málaga). *Geogaceta*, 25: 127-130.

Llopis, N. (1970): *Fundamentos de hidrogeología kárstica*. Ed. Blume, Madrid, 269 p.

López-Chicano, M. (1992): *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga).* Tesis Univ. Granada, 387 p.

Maillet, E. (1905): *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*. Ed. Hermann Paris, 218 p.

Mangin, A. (1970): Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Ann. Speléólogie*, 25(3): 581-610.

Mangin, A. (1971): Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. *Ann. Spéléologie*, 26(2): 283-329.

Mangin, A. (1974): Notions des systèmes karstiques. *Spelunca Mém.*, 8: 85-86.

Mangin, A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Dijon. In: *Ann. Spéleologie,* 29(3): 283-332; 29(4): 495-601; 30(1): 21-124.

Mangin, A. (1981a): Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C.R. Acad. Sci. París*, 293: 401-404.

Mangin, A. (1981b): Apports des analyses corrélatoire et spectrale croiseés dans la connaisance des systémes hydrologiques. *C.R. Acad. Sci. París,* 293: 1011-1014.

Mangin, A. (1982): L'approche systemique du karst, consequences conceptuelles et methodologiques. *Reunión Monográfica sobre el Karst,* Larra, 142-157.

Mangin, A. (1984): Pour une meillure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrèlatoire et spectrale. *J. Hydrology,* 67: 25-43.

Martín Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética.* Tesis Univ. Granada, 2 vol., 1171 p.

Martín Algarra, A. y Estévez, A. (1984): La Brèche de la Nava: dépôt continental synchrone de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des Cordillères Bétiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, II, 8, 463-466.

Martín Algarra, A. y Vera, J.A. (1982): Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense de Madrid, 603-632.

Mauthe, F. (1971): La geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética Occidental). *Bol. Geol. Min.*, 82, 1: 1-63.

Miserez, J.J. (1973). *Géoquimie des eaux du karst Jurassien. Contribution phisico-chimique a l'étude des altérations.* Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Neuchâtel, 313 p.

Moeschler, P., Müller, I. y Schotterer, U. (1982): Les organismes vivants, indicateurs naturels dans l'hydrodynamique du karst, confrontés aux données isotopiques, chimiques et bacteriologiques, lors d'une crue de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois, Suisse). *Beitr. Geol. Schweiz. Hydrologie*, 28: 213-224.

Monie, P., Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Goffe, B. y Jabaloy, A. (1991): $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of alpine tectonism in the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Journal Geol. Soc. London*, 148: 289-297.

Morales, T. (1991): *Estudio hidrogeológico de la Zona Norte de Vizcaya.* Tesis Univ. País Vasco, 503 p.

Mudry, J. (1981): Sur l'origine des gradients des teneurs isotopiques et géochimiques dans les eaux karstiques du Jura (France). *J. Hydrology,* 50: 167-178.

Mudry, J. (1987): *Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés*. Thèse Doct. Univ. Besançon, Géologie, 4: 1-383.

Olivier, P. (1984): *Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne)*. Tesis Univ. Toulouse, 229 p.

Padilla, A. (1990): *Modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos.* Tesis Univ. Granada, 267 p.

Pistre, S., Liñán, C., Andreo, B., Carrasco, F. y Drogue, C. (1998): Fracturation et karstification du massif de Yunquera-Nieves dans le contexte structural de la Cordillère Bétique. *International Symposium Tectonique, Karst et Séismes. Spéléochronos, hors série*, 141-144. Han Sur Lesse (Bélgica).

Pistre, S., López-Chicano, M., Pulido-Bosch, A. y Drogue, C. (1996): Fracture network and paleostresses of a calcareous domain in the tectonic context of southwest Europe-Consequences on fluids circulations (sierra Gorda). *Soumise à Eclogae Helvetiae.*

Plata, A. (1994): *Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica*. CEDEX, 139 p.

PYR (1991): *Prueba de aforo en nuevo sondeo de Yunquera*, 10 p.

Ramírez-Trillo, F. (1995): Grandes cavidades en la Provincia de Málaga. *Espeleotemas*, 5: 71-94.

Razack, M. (1984): *Application de méthodes numériques et statistiques a l'identification des reservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie*. These Doct. U.S.T.L. Montpellier, 257 p.

Rindsberger, M., Magaritz, M., Carmi, I. y Gilad, D. (1983): The relation between air mass trajectories and the water isotope composition in the Mediterranean Sea area. *Geophys. Rev. Lett.*, 10: 43-46.

Rodríguez Martínez, R. (1977): *La Serranía de Ronda. Estudio Geográfico*. Caja de Ahorros de Ronda, 530 p.

Rouch, R. (1978): Le système karstique et son unité biologique. Le karst: Son originalité physique, son importance économique. *Colloque de Tarbes,* Association des géologues du Sud Ouest. (AGSO), 38-47.

Rozanski, K., Araguás, L. y Gonfiantini, R. (1992): Relation between long-term trend of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science* 258: 982-985.

Rozanski, K., Araguás, L. y Gonfiantini, R. (1993): *Isotopic patterns in modern global precipitation, Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union.

Sanz de Galdeano, C. (1997): *La Zona Interna Bético-Rifeña (antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica)*. Monográfica Tierras del Sur, Univ. de Granada, 316 p.

Schoeller, H. (1962): *Les eaux souterraines*. Masson, París, 642 p.

Shevenell, L. (1996): Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: estimates of specific yields and continuum transmissivities. *J. Hydrology*, 174: 331-355.

Shuster, E.T. y White, W.B. (1971): Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *J. Hydrology,* 14: 93-128.

Spolia, S.K. y Chander, S. (1973): Modelling of surfaces runoff systems by an ARMA model. *J. Hydrology*, 22: 317-332.

Thornthwaite, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geol. Rev.*, 38: 55-94.

Turc, L. (1955): Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l´evaporation et l´ecoulement. *Ann. Agron.*,5, 131: 491-495.

Yevjevich, V. Ed. (1972): *Stochastic processes in hydrology.* Water Res. Public., Colorado, 276 p.

Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres Roldán, R., García-Casco, A. y Martín-Algarra, A. (1989): A 21_2 Ma age for the termination of the ductile Alpine

deformation in the internal zone of the Betic Cordillera, south Spain. *Tectonophysics*, 169: 215-220.

Zeck, H.P., Monie, P., Villa, I.M. y Hansen, B.T. (1992): Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-83.