

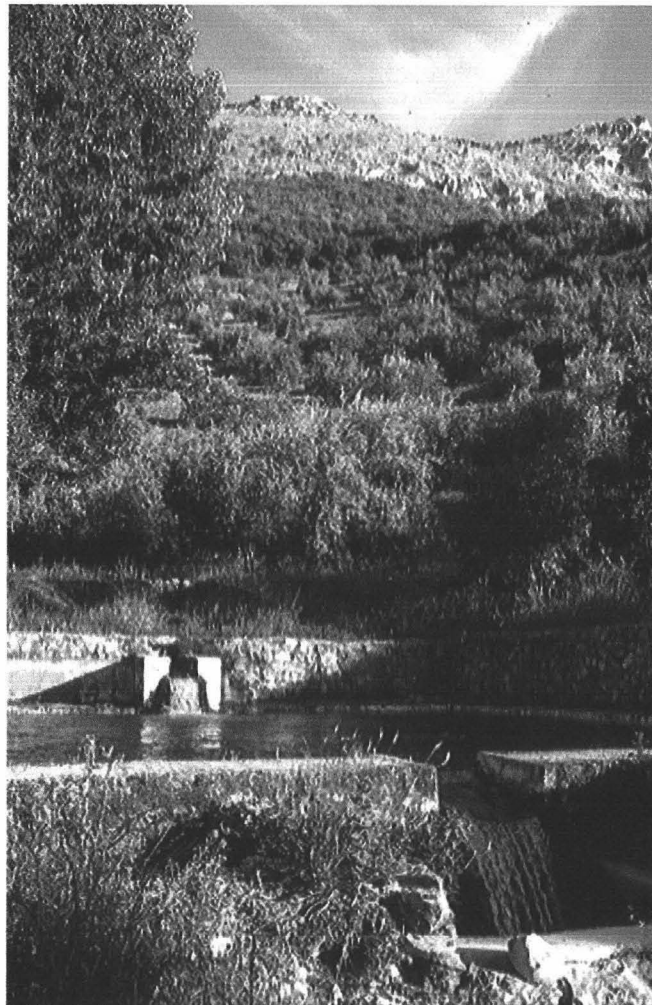
T 7 43

UNIVERSIDAD DE GRANADA

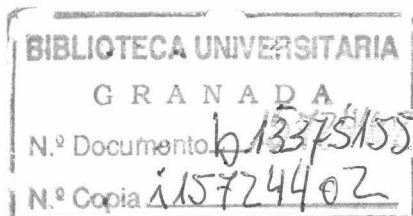


DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

**APORTACIÓN DE LA HIDROGEOQUÍMICA AL  
CONOCIMIENTO DE LOS SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS  
KÁRSTICOS DEL SUR DE CÓRDOBA  
(PARQUE NATURAL DE LAS SIERRAS SUBBÉTICAS)**



Mohamed Bouamama



TESIS DOCTORAL  
2000



27 ENE. 2000



**APORTACIÓN DE LA HIDROGEOQUÍMICA AL CONOCIMIENTO  
DE LOS SISTEMAS HIDROGEOLOGÍCOS KÁRSTICOS DEL SUR  
DE CÓRDOBA  
(PARQUE NATURAL DE LAS SIERRAS SUBBÉTICAS)**

Tesis Doctoral que presenta el Licenciado Mohamed Bouamama para obtener el título  
de Doctor en Ciencias geológicas por la Universidad de Granada

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA  
UNIVERSIDAD DE GRANADA

VºBº del Director



Dr. D. Manuel López Chicano  
Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencias  
Universidad de Granada

El Doctorando



Mohamed Bouamama  
Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencias  
Universidad de Granada

# PREÁMBULO

## PREÁMBULO

La realización de esta modesta obra no habría sido posible sin la colaboración y la ayuda, en muchos casos desinteresada, de numerosas personas y varias instituciones. Han sido varios años de trabajo y una larga e interesante experiencia en el campo de la investigación hidrogeológica y sobre todo hidrogeoquímica del Karst.

En especial quiero expresar mi más sincero agradecimiento y reconocimiento al Dr. Manuel López Chicano, no sólo por su labor de dirección del trabajo de mi Tesis Doctoral, sino también por haberme dado la gran oportunidad de poder iniciarme en el conocimiento de la Hidrogeología Kárstica. A lo largo de estos años su empuje, a veces exigente y siempre amistoso, justo y honrado, su continua orientación y estímulo para avanzar en el conocimiento, su espíritu de investigador donde lo haya, me han sido de inestimable ayuda y guía para culminar este trabajo de investigación, y sobre todo me han permitido contar con una amistad ya de por vida. No debo olvidar su apoyo constante, continua supervisión durante el desarrollo de cada etapa de este estudio desde el más mínimo de los detalles, sus salidas de campo conmigo y la larga y dura tarea de corrección de la memoria. En suma le debo la madurez alcanzada, que queda reflejada en esta Tesis, en el extenso y difícil campo de la investigación en general y del Karst en concreto.

Quisiera hacer constar mi sincero agradecimiento al Dr. Antonio Pulido Bosch, quien me acogió en su grupo de investigación Recursos Hídricos y Geología Ambiental. De especial importancia me ha sido su ayuda y apoyo durante los años que duró esta investigación.

Mi gratitud es especial hacia el Dr. Ignacio Morell Evangelista, quien me permitió la asistencia a las jornadas de formación de la Escuela de Otoño (*Escola de Tardor*) orientada a temas medioambientales de actualidad y la posibilidad de llevar a cabo los análisis de algunas muestras de nitratos y sobre todo, los del litio en el laboratorio de su grupo de investigación.

Igualmente, mi agradecimiento a la Dra. Ángela Vallejos Izquierdo, miembro del grupo y compañera, por su colaboración en la realización del tratamiento informático y de la modelización hidrogeoquímica.

También deseo agradecer la colaboración prestada por el Director-Conservador del Parque Natural de las Sierras Subbéticas, el Dr. Vicente Castelló Losada, quien me facilitó el acceso y movilidad a las áreas protegidas de la zona de estudio. También por su interés mostrado en el desarrollo de esta investigación.

No encuentro palabras para expresar mi más sincero agradecimiento a Lila Cherif, quien me inició en las tareas analíticas de laboratorio. Son para mí inolvidables aquellos primeros días de análisis, un desconocimiento total de lo que podíamos encontrar, ajustes continuos de las diluciones, economía absoluta en los volúmenes de muestra usados, ya que no sabíamos cuántas veces íbamos a tener que repetir los análisis de sulfatos u otros iones. De todas formas, su compañía, su ayuda, su apoyo, su ánimo y sus charlas hicieron que estos problemas fuesen más llevaderos.

Manifiesto mi agradecimiento a la inestimable colaboración prestada por el Excmo. Ayuntamiento de Priego de Córdoba, Andaluza de aguas en Lucena, EMPROACSA y especialmente al Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE), cuya aportación de datos de aforos de algunos manantiales me ha sido de gran ayuda.

Doy las gracias a todas aquellas personas que, de una forma u otra, me brindaron su desinteresada y amable colaboración. Especial mención y recuerdo merecen Francisco Ramírez Montilla y su esposa Julia Porras, los cuales me ofrecieron un cortijo para vivir durante el desarrollo de las experiencias de trazado, y a Francisco Porras Leal y su esposa Dolores Oya Ruiz, sus hijas y respectivos maridos, por prodigarme sus atenciones durante el tiempo que duró la experiencia. Todos ellos han hecho que mi estancia en el poblado de la Hoz fuese un entrañable y dulce recuerdo.

No quiero tampoco dejar de recordar a mis compañeros y amigos: Rachid El Hamdouni, Abd Essamad ben Hamza, Mohamed Chakir, Bruno Fedeli, Juan Carlos Ardoy Alguacil, Antonio Matías Santiago Martín y Nouredin Aït el Haj. Debo mencionar a los hermanos Frans, Yo y Steven Staes, los cuales en estas últimas etapas de la redacción de la memoria me han sido de gran ayuda.

Finalmente hago extensivo el mayor de mis agradecimientos a mi querida y numerosa familia, que con su esfuerzo y confianza me ha permitido la dedicación a esta investigación, a mis padres y a mis hermanos, cada uno con su nombre: Moustapha, Youssef, Latifa, Ouafae y Badre, por quienes siento el más profundo respeto y consideración. También a mis tíos Ahmed y Abdessalam, mis tías Souaad y Khadija y mis abuelos. Por último, un reconocimiento muy especial a mi esposa Aseia, cuya comprensión ha facilitado el transcurso de las últimas etapas de la redacción de la memoria. A todos ellos dedico esta modesta obra.

Por último, esta investigación ha sido financiada parcialmente por el proyecto "Caracterización de procesos contaminantes en acuíferos kársticos" AMB95-0497 (CICYT), y beneficiada de una beca de investigación de la Agencia de Colaboración con el Mundo Árabe (Ministerio de Asuntos Exteriores).

# ÍNDICE

## PARTE I

### Capítulo I

#### **I- INTRODUCCIÓN**

1- JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS . . . . .	1
2- LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA . . . . .	2
3- CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA . . . . .	4
3.1- <i>Fisiografía</i> . . . . .	4
3.2- <i>Suelos y vegetación</i> . . . . .	5
3.3- <i>Actividades socioeconómicas</i> . . . . .	8
3.4- <i>Rasgos Climatológicos</i> . . . . .	9
3.4.1- <i>Temperatura del aire</i> . . . . .	9
3.4.2- <i>Precipitaciones</i> . . . . .	10
4- EL PAPEL DEL AGUA EN LA REGIÓN. . . . .	11
5- ANTECEDENTES . . . . .	14

### Capítulo II

#### **II- GEOLOGÍA**

1- LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA . . . . .	18
2- LITOESTRATIGRAFÍA . . . . .	18
2.1- <i>Materiales Triásicos</i> . . . . .	19
2.2- <i>El Subbético externo</i> . . . . .	19
2.2.1- <i>Formación Gavilán</i> . . . . .	22
2.2.2- <i>Formación Zegrí</i> . . . . .	22
2.2.3- <i>Formación Camarena</i> . . . . .	23
2.2.4- <i>Formación Veleta</i> . . . . .	23
2.2.5- <i>Formación Ammonitico Rosso Superior</i> . . . . .	24
2.2.6- <i>Formación Carretero</i> . . . . .	24
2.2.7- <i>Formación Quípar-Jorquera / Capas Rojas</i> . . . . .	24
2.3- <i>El Subbético medio</i> . . . . .	24
2.4- <i>Paleógeno</i> . . . . .	25



2.5- Neógeno . . . . .	26
2.6- Cuaternario . . . . .	26
3- TECTÓNICA . . . . .	26
4- MORFOLOGÍA KÁRSTICA . . . . .	30
4.1- Formas exokársticas . . . . .	31
4.1.1- Lapiaces . . . . .	31
4.1.2- Dolinas . . . . .	32
4.1.3- Poljes . . . . .	33
4.1.4- Cañones kársticos . . . . .	34
4.1.5- Travertinos . . . . .	35
4.2- Formas endokársticas . . . . .	36
4.2.1- Sima de la Camorra (Cabra) . . . . .	36
4.2.2- Sima de Fuente Alhama (Luque) . . . . .	37
4.2.3- Sima de Cabra (Cabra) . . . . .	38
4.2.4- Cueva de los Murciélagos (Zuheros) . . . . .	40

### **Capítulo III**

## **III- HIDROGEOLOGÍA**

1- COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LOS MATERIALES . . . . .	41
2- DEFINICIÓN DE SISTEMAS ACUÍFEROS . . . . .	42
3- PUNTOS ACUÍFEROS INVENTARIADOS . . . . .	44
4- UNIDAD DE CABRA-ALCAIDE . . . . .	45
4.1- Geometría y límites . . . . .	47
4.2- Funcionamiento hidrogeológico . . . . .	51
4.2.1- Análisis de la descarga por manantiales . . . . .	53
4.2.1.1- Fuente Alhama . . . . .	54
4.2.1.2- Fuente Zagrilla . . . . .	55
4.2.1.3- Fuente Marbella . . . . .	55
4.2.1.4- Fuente de las Piedras . . . . .	56
4.2.1.5- Fuente del Río . . . . .	57
4.2.1.6- Manantial del Palancar . . . . .	58
4.2.1.7- Fuente de la Zarza . . . . .	58
4.2.2- Relación Río Bailón-Acuífero . . . . .	58

4.2.3- Balance hídrico . . . . .	61
5- UNIDAD DE RUTE-HORCONERA . . . . .	63
5.1- <i>Sistema de Rute-Horconera s. str.</i> . . . . .	63
5.1.1- Geometría y límites . . . . .	63
5.1.2- Funcionamiento . . . . .	64
5.1.2.1- Análisis de la descarga de los manantiales . . . . .	67
5.1.2.1.1- Sector de la Hoz . . . . .	67
5.1.2.1.2- Fuente del Rey-manantial de la Salud . . . . .	69
5.1.2.1.3- Manantial de la Milana . . . . .	70
5.1.2.1.4- El Arrimadizo . . . . .	71
5.1.2.2- Relación Río-Acuífero . . . . .	72
5.1.2.3- Ajuste de un balance hídrico . . . . .	76
5.2- <i>Acuífero Loma de las Ventanas</i> . . . . .	77
5.2.1- Geometría y límites . . . . .	77
5.2.2- Funcionamiento . . . . .	78
6- UNIDAD DE GAENA . . . . .	79
6.1- <i>Geometría y límites</i> . . . . .	79
6.2- <i>Funcionamiento</i> . . . . .	81
6.2.1- Hidrogramas de los manantiales de la Unidad de Gaena . . . . .	81
6.2.1.1- Nacimiento de Zambra . . . . .	81
6.2.1.2- Jarcas . . . . .	85
6.2.1.3- El Castillejo . . . . .	85
6.2.2- Ajuste de un balance hídrico . . . . .	86
7- EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE LA GALLINERA . . . . .	87
7.1- <i>Geometría y límites</i> . . . . .	87
7.2- <i>Funcionamiento</i> . . . . .	88
7.2.1- Hidrogramas de los principales manantiales . . . . .	89
7.2.1.1- Fuente Castilla . . . . .	89
7.2.1.2- Fuente de las Cañas . . . . .	90
8- SISTEMA DE POLLOS O JAULA . . . . .	90

8.1- Geometría y límites . . . . .	90
8.2- Funcionamiento . . . . .	91
8.2.1- Hidrograma de la Fuente Dura . . . . .	92
8.2.2- Hidrograma de la Fuente del Mansegar . . . . .	93
8.3- Ajuste de un balance hídrico . . . . .	94

## **PARTE II**

### **Capítulo IV**

## **IV- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA GENERAL DEL ÁREA**

1- METODOLOGÍA DE TRABAJO . . . . .	95
1.1- Métodos de campo . . . . .	95
1.2- Métodos de Laboratorio . . . . .	97
1.3- Métodos de gabinete . . . . .	99
2- HIDROQUÍMICA GENERAL DEL ÁREA . . . . .	100
2.1- Caracterización hidrogeoquímica en estiaje . . . . .	100
2.1.1- Facies hidrogeoquímicas y tendencias evolutivas espaciales . . . . .	100
2.1.1.1- Diagrama de Piper . . . . .	100
2.1.1.2- Diagrama de Schoeller-Berkaloff . . . . .	103
2.1.1.3- Diagrama de Stiff . . . . .	104
2.1.2- Análisis en componentes principales (ACP) . . . . .	105
2.1.3- Coeficientes de correlación . . . . .	107
2.1.4- Relaciones iónicas . . . . .	109
2.1.5- Índices de saturación . . . . .	110
2.1.6- Procesos hidrogeoquímicos más destacados . . . . .	112
2.2- Caracterización hidrogeoquímica en crecida . . . . .	113
2.2.1- Facies hidrogeoquímica y tendencias evolutivas . . . . .	113
2.2.1.1- Diagrama de Piper . . . . .	113
2.2.1.2- Diagrama de Schoeller-Berkaloff . . . . .	116
2.2.1.3- Diagrama de Stiff . . . . .	116
2.2.2- Análisis en componentes principales (ACP) . . . . .	118

2.2.3- Coeficientes de correlación . . . . .	119
2.2.4- Relaciones iónicas . . . . .	120
2.2.5- Procesos hidrogeoquímicos más destacados . . . . .	121
2.3- <i>Diferencias más destacadas en la hidrogeoquímica de estiaje y crecida</i> . . . . .	123
3- CLASIFICACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LOS PUNTOS ACUÍFEROS . . . . .	124
4- NOTA ACERCA DE LOS CONTENIDOS EN NITRATOS . . . . .	126

## **Capítulo V**

### **V- HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA ACUÍFERO CABRA-ALCAIDE**

1- INTRODUCCIÓN . . . . .	129
2- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS Y TENDENCIAS EVOLUTIVAS ESPACIALES A ESCALA GLOBAL . . . . .	130
3- ANALISIS MULTIVARIANTE DEL QUIMISMO DE LAS AGUAS . . . . .	134
4- EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA ESTACIONAL DE LOS PRINCIPALES PUNTOS ACUÍFEROS . . . . .	135
4.1- <i>Fuente del Río de Cabra</i> . . . . .	135
4.2- <i>Manantial de las Piedras</i> . . . . .	139
4.3- <i>El manantial de Marbella</i> . . . . .	143
4.4- <i>Manantial de Fuente Alhama</i> . . . . .	146
4.5- <i>Manantial de Zagrilla</i> . . . . .	149
4.6- <i>Manantial de la Zarza</i> . . . . .	151
4.7- <i>Manantial del Palancar</i> . . . . .	153
5- RELACIONES IÓNICAS . . . . .	155
6- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL . . . . .	157
7- ÍNDICES DE MADUREZ . . . . .	161
8- RECAPITULACIÓN SOBRE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS PRINCIPALES . . . . .	161
9- CONSIDERACIONES FINALES . . . . .	165

## **Capítulo VI**

---

## VI- HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO RUTE-HORCONERA

1- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS Y TENDENCIAS EVOLUTIVAS ESPACIALES A ESCALA GLOBAL . . . . .	167
2- ANÁLISIS MULTIVARIANTE DEL QUIMISMO DE LAS AGUAS . . . . .	171
3- EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA TEMPORAL DE LOS PRINCIPALES MANANTIALES DEL SISTEMA ACUÍFERO . . . . .	172
3.1- Fuente del Rey-Manantial de la Salud . . . . .	172
3.2- Manantial de La Milana . . . . .	177
3.3- El Arrimadizo . . . . .	183
3.4- Manantial Hoz-1 . . . . .	187
3.5- Manantial Hoz-2 . . . . .	191
4- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL . . . . .	197
5. ÍNDICES DE MADUREZ . . . . .	200
6- RELACIONES IÓNICAS . . . . .	202
7- RECAPITULACIÓN SOBRE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS PRINCIPALES . . . . .	204
8- EL PROCESO DE MEZCLA DE AGUAS EN EL ENTORNO DE LOS MANANTIALES DEL RÍO DE LA HOZ . . . . .	206
8.1- Evolución temporal del caudal, temperatura y conductividad eléctrica . . . . .	208
8.2- Variaciones conjuntas del caudal, temperatura y conductividad eléctrica. . . . .	209
8.3- Variación en los componentes mayoritarios . . . . .	210
8.4- Modelo conceptual (hidrogeoquímico e hidrogeológico) del sector de La Hoz . . . . .	212
9- ENSAYO DE TRAZADO EN EL SECTOR DE LOS MANANTIALES DEL RÍO DE LA HOZ . . . . .	213
9.1- Metodología . . . . .	214
9.2- Resultados . . . . .	214

### Capítulo VII

## VII- HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO DE GAENA

1.- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS Y TENDENCIAS EVOLUTIVAS . . . . .	217
2- ANALISIS MULTIVARIANTE DEL QUIMISMO DE LAS AGUAS . . . . .	220



3- EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA TEMPORAL DE LOS PRINCIPALES MANANTIALES DEL SISTEMA ACUÍFERO . . . . .	222
3.1- <i>El Nacimiento de Zambra</i> . . . . .	222
3.2- <i>Manantial de Jarcas</i> . . . . .	226
3.3- <i>Manantial El Castillejo</i> . . . . .	231
4.- RELACIONES IÓNICAS . . . . .	235
5.- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL . . . . .	236
6.- ÍNDICES DE MADUREZ . . . . .	239
7.- RECAPITULACIÓN SOBRE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS MÁS DESTACADOS . . . . .	239

## Capítulo VIII

### VIII.- HIDROGEOQUÍMICA DE OTROS ACUÍFEROS DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS . . . . .	242
2.- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO CARBONATADO DE POLLOS . . . . .	244
2.1.- <i>Evolución estacional del Mansegar</i> . . . . .	245
2.2.- <i>Evolución estacional de Fuente Dura</i> . . . . .	249
2.3.- <i>Relaciones iónicas principales en el acuífero de Pollos</i> . . . . .	252
3.- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO CARBONATADO DE LA GALLINERA . . . . .	253
3.1.- <i>Evolución estacional de Castilla</i> . . . . .	253
3.2.- <i>Evolución estacional de las Cañas</i> . . . . .	257
3.3.- <i>Relaciones iónicas principales en el acuífero de la Gallinera</i> . . . . .	260
4.- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA ACUÍFERO CARBONATADO DE LA LOMA DE LAS VENTANAS . . . . .	262
5.- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL DE LAS AGUAS . . . . .	267
6.- PRECIPITACIÓN DE CALCITA (TRAVERTINOS DE LOS JUNCARES) . . . . .	268
7.- RECAPITULACIÓN SOBRE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS MÁS DESTACADOS . . . . .	269

---

## Capítulo IX

### **IX.- MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA**

1.- INTRODUCCIÓN . . . . .	272
2.- MODELOS DE PRECIPITACIÓN Y DISOLUCIÓN DE CARBONATOS	273
3.- MODELOS DE REACCIÓN Y TRANSFERENCIA DE MASA . . . . .	275
4.- MODELIZACIÓN INVERSA . . . . .	280

## Capítulo X

<b>X.- RESUMEN Y CONCLUSIONES . . . . .</b>	<b>283</b>
---	------------

## **BIBLIOGRAFÍA**

### **ANEXOS**

ANEXO 1: ESTIAJE.- Datos hidrogeoquímicos y facies hidrogeoquímicas .

ANEXO 2: CRECIDA.- Datos hidrogeoquímicos y facies hidrogeoquímicas.

ANEXO 3: CABRA-ALCAIADE.- Datos hidrogeoquímicos de manantiales y sondeos del acuífero Cabra-Alcaide y del Río Bailón.

ANEXO 4: RUTE-HORCONERA.- Datos hidrogeoquímicos de manantiales del acuífero Rute-Horconera y del Río Herreras.

ANEXO 5: ENSAYO DE TRAZADO.- Datos del ensayo de trazado en el sector del Río de la Hoz: Hoz-1 y Hoz-2.

ANEXO 6: GAENA.- Datos hidrogeoquímicos de los manantiales del acuífero Gaena.

ANEXO 7: POLLOS O JAULA.- Datos hidrogeoquímicos de los manantiales del acuífero Pollos o Jaula.

ANEXO 8: GALLINERA.- Datos hidrogeoquímicos de los manantiales del acuífero Gallinera.

ANEXO 9: VENTANAS.- Datos hidrogeoquímicos de los manantiales del acuífero Ventanas.

**PARTE I**



# Capítulo I

## I- INTRODUCCIÓN

## **I.- INTRODUCCIÓN**

### **1- JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS**

El sur de la provincia de Córdoba, caracterizado por la existencia de macizos carbonatados relativamente elevados (Sierra de Cabra, Gaena, Rute y Horconera), constituye una región de morfología kárstica mediterránea bien desarrollada. La belleza y variedad de su paisaje, junto con la abundancia de recursos naturales, condujo en 1988 a su declaración como Parque Natural.

Las aguas subterráneas de los distintos acuíferos, que afloran en superficie a través de importantes manantiales (como Fuente Alhama, Fuente del Río, Río de la Hoz, Nacimiento de Zambra, etc.) constituyen obviamente un importante recurso hídrico susceptible de ser aprovechado y protegido a la vez.

Pese a que las primeras observaciones geológicas y geográficas de la región datan de finales del siglo pasado y comienzos del presente, no es sino hasta los años sesenta cuando se acometen los primeros estudios serios sobre la explotación de los acuíferos. Desde entonces se han venido realizando algunos estudios hidrogeológicos -muchos de ellos desde empresas privadas- con el objetivo de evaluar estos recursos. Prácticamente no existe en la actualidad ningún estudio hidrogeológico académico que contemple la región con el rigor científico que se merece.

Como se ha referido antes, la información hidrogeológica disponible sobre el área de estudio es bastante pobre, dispersa y no consigue mostrar una visión adecuada del conjunto de la región. Con ello, se plantea un estudio hidrogeológico regional y clásico con una componente hidroquímica importante, la cual se pretende sirva como herramienta principal de caracterización hidrogeológica de los sistemas acuíferos kársticos presentes en el sector de estudio (se excluyen otros acuíferos no kársticos que puedan existir, siempre que no tengan conexión hidráulica con aquéllos). Este objetivo general se desglosa en los siguientes objetivos parciales:

- Establecimiento de la geometría y límites de las distintas unidades hidrogeológicas. Importancia de la litología, la estructura y la morfología kárstica en el funcionamiento hidrogeológico.
- Relaciones de transferencia entre las aguas superficiales y subterráneas.
- Cuantificación aproximativa de los recursos hídricos de los acuíferos más importantes.
- Caracterización fisicoquímica general de las aguas subterráneas a nivel espacial en estiaje y crecida.
- Caracterización fisicoquímica de los distintos acuíferos kársticos estudiados a nivel

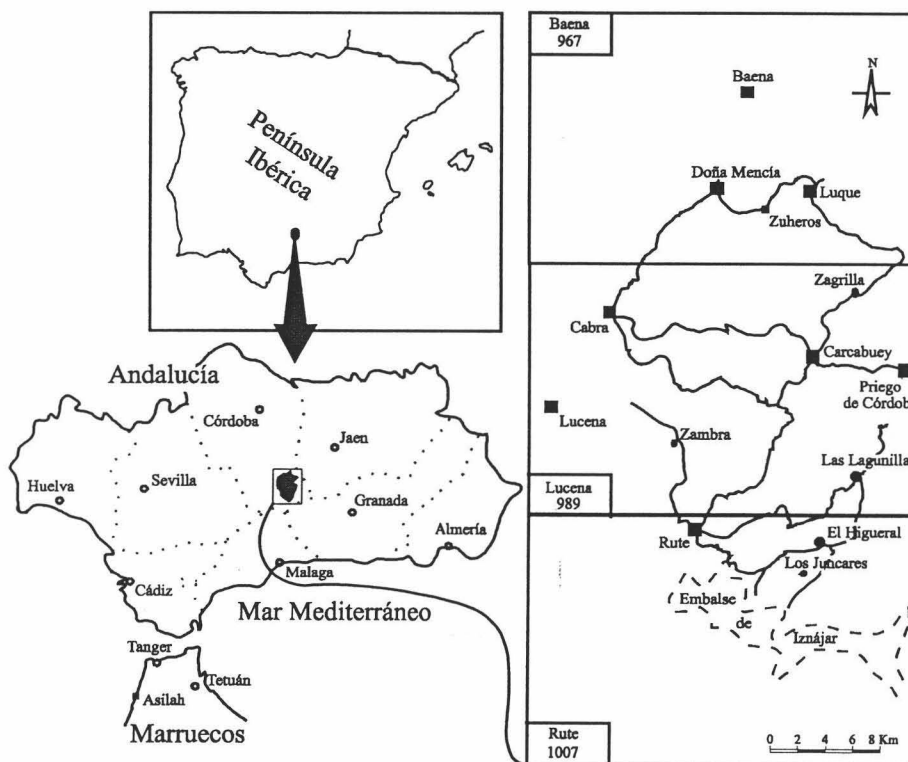


espacial y temporal. Identificación de procesos modificadores del quimismo de las aguas subterráneas y los factores implicados.

- Modelización hidrogeoquímica.

## 2- LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

Las Sierras Subbéticas cordobesas están situadas al sudeste de la provincia de Córdoba y constituyen un conjunto de formaciones carbonatadas montañosas de gran interés paisajístico. Se localizan aproximadamente en el centro geográfico de Andalucía, a 70 km de la capital provincial, y próximas a los límites de las provincias andaluzas de Jaén, Granada y Málaga (Figura 1).



**Figura 1.-** Localización geográfica y cartográfica (numeración de hojas según el IGN) de la zona de estudio.

Los afloramientos carbonatados que conforman los sistemas hidrogeológicos kársticos objeto de este estudio cubren una superficie de casi 250 km<sup>2</sup>, comprendidos entre las siguientes coordenadas geográficas: 4° 11' - 4° 26' de longitud oeste y 37° 16' - 37° 34' de latitud norte.

La zona del Parque Natural de las Sierras Subbéticas está cubierta enteramente por las hojas del Mapa Militar de España a escala 1:50.000 del Servicio geográfico del Ejército: 967 (Baena); 989 (Lucena), la cuál ocupa la mayor parte del área de investigación; 990 (Alcalá La Real); y 1007 (Rute). En este estudio se ha utilizado también una cartografía más detallada editada por el Centro de Estudios Territoriales y Urbanos de la Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía. Se

trata de una cartografía a escala 1:20.000 obtenida a partir de la reducción fotográfica y montaje de laboratorio del Mapa Topográfico de Andalucía a escala 1:10.000. Concretamente, se han usado las siguientes hojas: 967 II y III; 989 I, II, III y IV y 1007 I y IV.

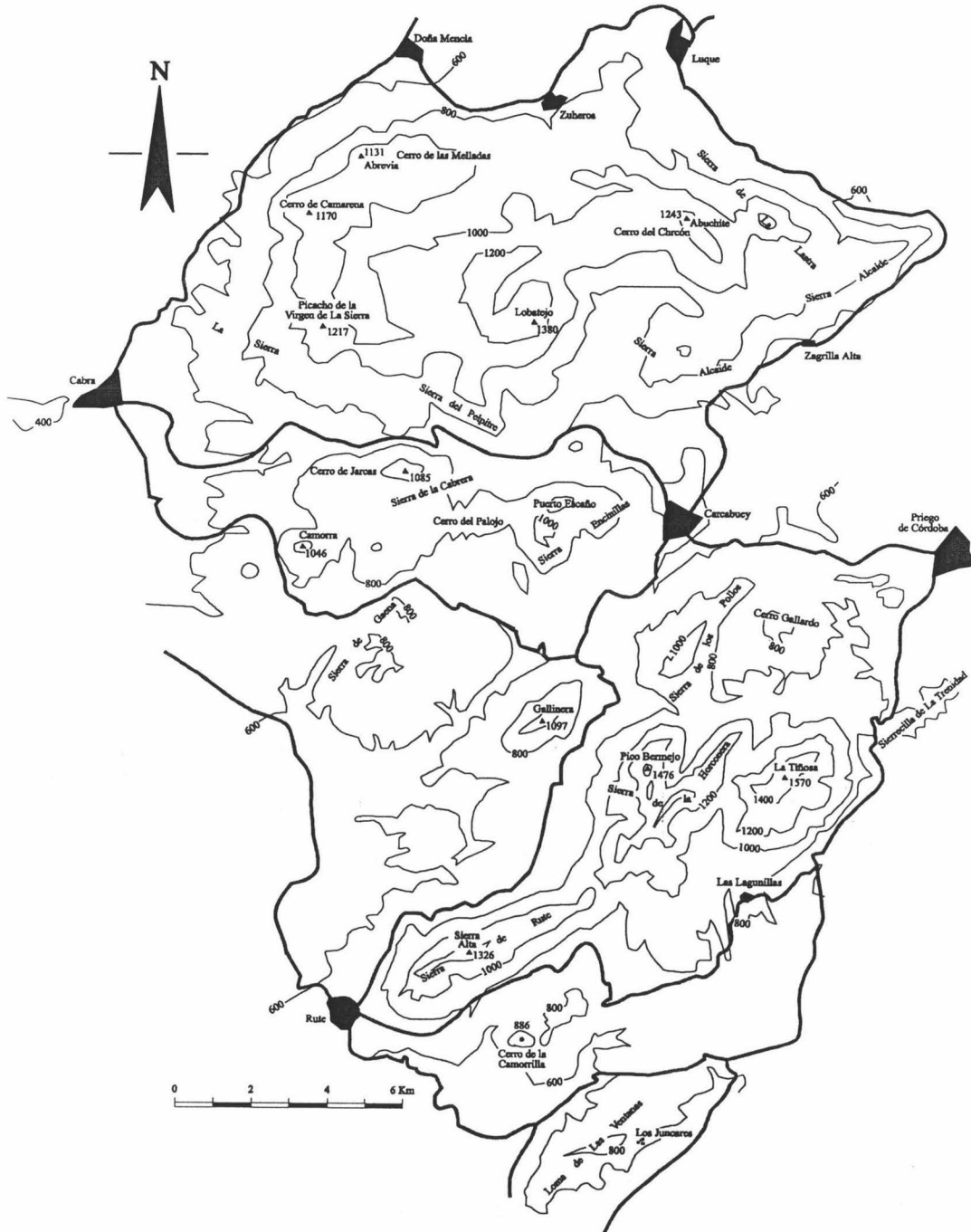


Figura 2.- Esquema fisiográfico del área de investigación.

En la zona de estudio, los acuíferos carbonatados corresponden esencialmente a los distintos sistemas montañosos más o menos individualizados por depresiones alargadas ocupadas por materiales arcillosos y margosos. Así, en la parte meridional se ubica el macizo de Cabra, el más importante de todo el área, donde destacan: Sierra de Cabra,

Sierra Alcaide, Sierra de la Lastra y Sierra del Pelpitre. La parte central de la zona de estudio está conformada esencialmente por la Sierra de Gaena y los cerros de Jarcas (Sierra de la Cabrera) y Palojo, el cuál junto a Puerto Escaño constituyen la Sierra Encinillas; y en menor medida por las Sierras de Gallinera y Sierra de Pollos o de Jaula. En el sudeste destacan la Sierra de la Horconera, Sierricilla de la Trinidad y la Sierra de Rute. Ya fuera de los límites de la zona de investigación y más al sudeste de ésta se encuentra la Loma de las Ventanas (Figura 2).

Ubicadas en el interfluvio de los ríos Genil y Guadajoz estas Sierras Subbéticas cordobesas limitan al este y noreste con la Depresión Priego-Alcaudete que la separa de las estribaciones subbéticas de la provincia de Jaén; al sur y sudoeste con las estribaciones subbéticas de Archidona, Loja y Antequera; al oeste y noroeste por el piedemonte que las conecta con la campiña cordobesa y al norte con los Llanos Altos de Luque que los separa de la campiña jienense.

Los macizos carbonatados referidos se reparten entre los municipios de Priego de Córdoba, Carcabuey, Cabra, Luque, Zuheros, Doña Mencía, Rute e Iznájar. Existen, además, numerosas aldeas diseminadas por toda la zona y muchos cortijos aislados en las partes más altas e internas de las distintas elevaciones montañosas. Sin embargo, es regla general la distribución de los núcleos urbanos alrededor y en la periferia de las zonas montañosas.

El acceso al área de estudio se ve facilitado por la importante red de carreteras nacionales que lo rodea y que a su vez sirve de enlace entre ésta y las más importantes ciudades del entorno. Más hacia el interior existe una red de carreteras comárcales que permiten la intercomunicación con los diferentes poblados de la zona de investigación. El acceso a las zonas más altas es más dificultoso y se lleva a cabo a través de numerosas vías pecuarias que atraviesan las formaciones calcáreas, pistas de tierra y, a veces, simplemente por medio de carriles en muy mal estado.

### **3- CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA**

#### **3.1- Fisiografía**

Las Sierras Subbéticas constituyen la banda de afloramientos rocosos más importantes de la provincia de Córdoba, con lugares de gran interés medioambiental, que aparecen conformados por la especial complejidad y fragmentación del relieve subbético en general y cordobés en concreto. Su estructura geológica comprende mantos de cabalgamiento, plegamientos, estructuras falladas en bloques y formas con origen en procesos halocinéticos.

Se trata de una zona de montaña media donde el elemento más característico es el bello modelado kárstico de la roca caliza. La morfología del terreno es muy abrupta, con frecuentes escarpes y fuertes pendientes, que en ocasiones pueden ser superiores al 80%, a causa del fuerte encajamiento de la red fluvial y la estructura geológica. La zona muestra notables elevaciones y se alza sobre bellos y estrechos valles con cotas mínimas del orden de 500 m s.n.m.

Destacan dos conjuntos montañosos muy distintos entre sí: el macizo de Cabra y las Sierras de Rute y Horconera (Figura 2). El primero muestra un carácter general de afloramientos rocosos prácticamente sin vegetación, con formas poco agudas y roca desnuda de colores grisáceos y ocre en grandes extensiones. Este macizo carbonatado de formas suaves está constituido por elevaciones de altitud bastante homogénea, en torno a los 1000 m, entre los que sobresalen El Picacho de la Virgen de la Sierra (1217 m), La Lastra (1242 m), Abrevia (1131 m), Abuchite (1243 m) y el Lobatejo (1380 m), éste último el más alto de todo el macizo. Por otra parte, las Sierras de Rute y Horconera constituyen el conjunto montañoso más elevado y áspero de toda la zona. Aquí destacan la Sierra Alta (1326 m) en el sector de la Sierra de Rute y los picos Bermejo (1476 m) y Tiñosa (1570 m) en la Horconera. Este último constituye la máxima elevación de todo el área de investigación. Existen, además, una serie de sierras intermedias de altitudes inferiores a las de Cabra y Rute como son: La Camorra (1046 m), Puerto Escaño (1080 m), Pollos o Jaula (1080 m) y Gallinera (1097 m) (Figura 2).

### **3.2- Suelos y vegetación**

Existen múltiples tipos de suelos en la zona de las Sierras Subbéticas cordobesas, de textura muy variada. La característica principal es la gran heterogeneidad que muestran en su distribución ya que ésta condicionada por la gran variedad de los afloramientos geológicos sobre los cuales están asentados y también debido a las pendientes del terreno (Torres Esquivias *et al.*, 1990).

La sequedad estacional y la erosión limitan la evolución de los suelos. Se trata de suelos, en general, de carácter pobre, de tipo litosuelo y protorrendzinas sobre rocas calizas, tierras pardas y rendsinas sobre calizas, y suelos margoyesosos y regosuelos, fundamentalmente, sobre margas (Figura 3).

Los litosuelos son suelos de color gris, compactos y muy duros, que se encuentran en las áreas más elevadas o en las menos altas pero con gran pendiente, son muy pobres e inadecuados para los cultivos. En las partes menos accidentadas, o donde la roca presenta una textura irregular, aparecen unos suelos jóvenes que soportan el monte bajo denso, constituido por chaparral, coscojar y lentiscar.

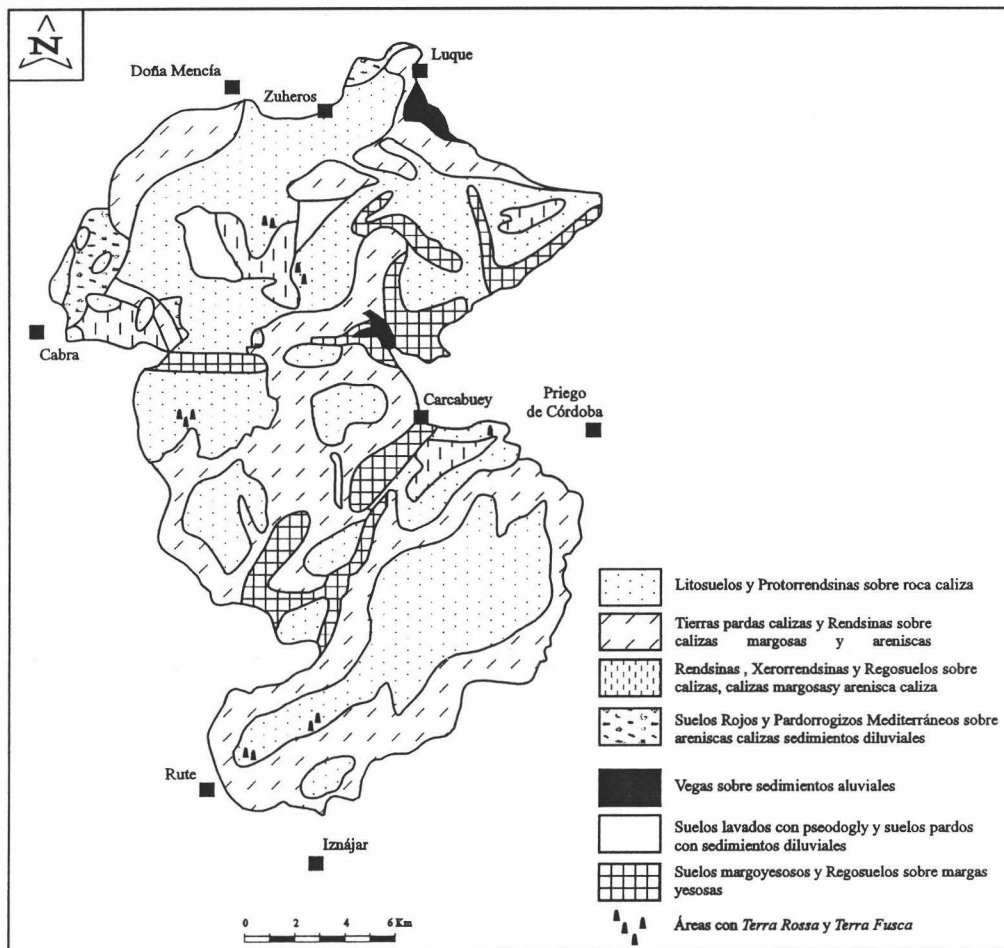
La evolución de rendsinas (suelos muy jóvenes), debido al clima y la altitud, da lugar a tierras pardas calizas susceptibles para el uso agrícola. Este tipo de suelo está muy extendido en el área de estudio.

La asociación de suelos margoyesosos y regosuelos se desarrolla sobre margas y yesos del Trías. Estos últimos están asentados directamente sobre la roca madre en las partes más pendientes; son muy pobres y frecuentemente incultos. Los suelos margoyesosos son más evolucionados y se localizan en los sitios cuya erosión es moderada o muy escasa. Cuando tienen espesores grandes pueden ser muy fértiles, en este se encuentran principalmente bajo implantaciones de olivo. Sin embargo, esos suelos pueden instalarse en zonas accidentadas y con erosión muy intensa, en cuyo caso suelen estar dedicados a pastos, monte bajo y erial.

Por último, se puede caracterizar los suelos de las Sierras Subbéticas como muy

calizos, moderadamente básicos, medianamente dotados de materia orgánica escasamente humificada y deficiente en nitrógeno, fósforo y potasio (Sánchez Marañón, 1990).

Dentro de la zona de estudio se distinguen tres pisos altitudinales de vegetación: Basal que ocupa las partes más bajas del territorio y el de Meseta o Colina situado en altitudes bajas y medias, respectivamente (Torres Esquivias *et al.*, 1990). Estos dos pisos presentan características propias del piso de vegetación Termomediterránea. El tercero es el piso Montano, de mayor altura, que se encuentra en las cumbres y umbrías de las principales zonas montañosas. Este piso está caracterizado por un grupo de comunidades con atributos propios del piso bioclimático Mesomediterráneo.



**Figura 3.-** Mapa de suelos de la región de estudio (AMA, 1971).

En el piso Basal se desarrollan encinares con algún algarrobo, actualmente muy aclarados por el aprovechamiento de estos suelos para el cultivo.

En el piso de Meseta se desarrollan bosques de encinares con acebuches y especies herbáceas. Este tipo de bosque es actualmente muy escaso ya que ha sido sustituido por matorral con lentisco, cornicabra, esparraguera y por cultivos. En las zonas más bajas y cálidas se origina una etapa degradativa cuya especie más significativa es el tomillo,



mientras que en cotas inferiores se forman matorrales de porte elevado de jaras y genistas con aulagas y acompañadas de un matorral xerotérmico compuesto por especies espinosas.

En el piso Montano se desarrollan preferentemente un encinar alternando con quejigos y con presencia de peonías.

La vegetación potencial de la zona se halla representada por bosques mediterráneos pertenecientes a la formación durilignosa y en concreto a la clase *Quercus ilicis* que se caracteriza por su adaptación a inviernos suaves y húmedos alternantes con veranos secos y calurosos. Este tipo de vegetación es el clímax de los pisos bioclimáticos termo y mesomediterráneos.

Las Sierras Subbéticas cordobesas pueden considerarse incluidas en el dominio del encinar aunque éste se enriquece en algunas zonas con quejigos. Se pueden diferenciar dos tipos de encinares característicos: un encinar-acebuchar situado en las zonas más bajas, con suelos propicios para el desarrollo de la agricultura, y un encinar con peonías relativamente más extendido.

Otro tipo de vegetación arbórea bien representada en el área es el quejigal, se sitúa en las laderas de exposición norte y en el fondo de valles ocupando lugares húmedos y sombríos.

En las zonas más altas de las sierras de Horconera y Lobatejo, sobre 1200 m, se encuentra un tipo de matorral característico formado por densas matas espinosas de aspecto almohadillado.

El relieve acusado y heterogéneo de estas sierras origina numerosos paredones calizos que proporcionan un hábitat favorable al desarrollo de comunidades fisurícolas. Este tipo de vegetación se encuentra representado por numerosas especies endémicas del sur de España.

En los sotos ribereños de arroyos y ríos aparece un bosque de galería formado por varios tipos de plantas características de zonas húmedas como son álamos y fresnos, entre otros.

La vegetación actual existente en la zona es fruto de la interrelación de varios factores que la han hecho apartarse del clímax a lo largo de los siglos. Entre las causas que han originado este hecho son las talas, roturaciones, incendios, sobrepastoreo, etc. Hoy día los lugares mejor conservados coinciden con afloramientos calizos de las zonas más inaccesibles y pendientes más elevadas.

La distribución de este tipo de bosque ha quedado relegada en la actualidad a "manchas" bien conservadas de monte alto en la ladera occidental del macizo de Cabra, y en las laderas más bajas y de fuerte pendiente de la alineación Horconera-Rute, además de otras de monte bajo en diferentes estados de degradación distribuidas por el área de estudio.

### 3.3- Actividades socioeconómicas

Una de las características más destacadas de la población de la zona es la fuerte concentración de ésta en núcleos compactos. Con las excepciones de Priego de Córdoba, y sobre todo de Iznájar, la población presenta índices de concentración muy superiores al 50%, aunque en ningún momento se ha estado tan cerca de la concentración absoluta.

Entre las formas de poblamiento disperso podemos distinguir: 1) población dispersa en aldeas bordeando la zona, excepto El Algar que está en el interior; 2) población dispersa en huertas, o dispersa a lo largo de arroyos y afluentes, destacando los asentamientos sobre el río Cabra y en los arroyos del Cerezo (Priego); 3) población dispersa en cortijos y caseríos.

La mecanización del campo y las mejoras de las comunicaciones provocó, en los años 60, al abandono del campo como lugar de residencia.

Desde el punto de vista económico, la agricultura representa la principal fuente de riqueza de todo el área de estudio. La actividad agrícola se localiza fuera de los macizos carbonatados concentrándose sobre todo en los materiales poco permeables que los limitan. El terreno cultivado (12.174 ha) en la zona se destina primordialmente a olivar (93 %), existiendo un 6 % de cultivos de secano y un 1 % dedicado a viñedos, regadíos, huertas y frutales.

La ganadería es uno de los aprovechamientos más importantes que se realizan, dentro de los recursos naturales del área de estudio. Por sus condiciones de relieve, vegetación y climatología, esta zona es especialmente interesante para ciertas especies ganaderas, como son la ovina y la caprina. Tanto la oveja como la cabra, cada una adaptada a ciertas zonas, son animales que están integrados en el medio y tradicionalmente han sido aprovechados sus productos. La ganadería caprina y ovina es complemento, cuando no la base, de muchas economías familiares de la zona.

El resto de las especies ganaderas son más intensivas, y están menos integradas en el medio. Ejemplos de este tipo de ganadería son la porcina, las ponederas, los conejos y el vacuno. Algunas de estas granjas puede constituir un serio foco de contaminación de las aguas subterráneas en el caso que se asienten directamente encima de las calizas.

La actividad industrial es muy baja en el conjunto del área de estudio, dominando las actividades ligadas a la producción de aceite de oliva y los productos de esta actividad agrícola.

La actividad de extracción en canteras constituye un oficio más que ofrece el trabajo a una parte de la población activa de la zona. De éstas existen 34 enclaves, la mayoría ubicadas en el eje Cabra-Carcabuey. Actualmente sólo tres canteras se encuentran en plena actividad dentro de la zona, dos de roca ornamental y una de extracción de áridos. La producción anual estimada para las dos primeras es de 11.900 m<sup>3</sup> en total, en cambio la producción de áridos se calcula en 35.000 m<sup>3</sup> (Pulido Bosch *et al.*, 1995)

El turismo de la zona está creciendo desde la declaración de Parque Natural, especialmente el turismo rural, lo cual ha conllevado el aumento paralelo de las actividades económicas terciarias en los núcleos urbanos más importantes.

### 3.4- Rasgos Climatológicos

La zona del Parque Natural de las Sierras Subbéticas se considera de clima mediterráneo con cierta influencia continental. Las temperaturas estivales son elevadas y los inviernos suaves, aunque más crudos en las áreas más elevadas. Pezzi en 1977 clasifica, según la clasificación original de Köppen, la parte baja del macizo de Cabra como de clima Csa2. Se trata, por tanto, de un clima templado (C) con estación seca en verano y dos máximos de temperatura separados por un mínimo secundario en invierno (s) y sin invierno (a) aunque con continentalidad de tipo medio (2). Sánchez Marañón (1990) por su parte llega a clasificar el clima del área de estudio, según los criterios de Köppen, como Csa2. Se trata pues de un clima templado lluvioso de verano seco y caluroso, cuya temperatura en el mes más cálido es superior a 22 °C y la temperatura media anual inferior a 18 °C. El mismo autor establece otra clasificación del clima de la zona de estudio siguiendo la metodología propuesta por Thornthwaite. Así, establece para las estaciones termopluviométricas de Priego Haza Luna y Algar los tipos climáticos C2B'2s2b'3 y B1B'2s2b'4 respectivamente.

#### 3.4.1- Temperatura del aire

En la zona de estudio sólo se encuentran dos estaciones meteorológicas que registran las temperaturas del aire, que son las de Priego de Córdoba Haza Luna, a cota 650 m s.n.m., y Carcabuey-Algar (740 m s.n.m.). Existen dos más que no están incluidas en el área de investigación, sin embargo, se sitúan en las inmediaciones del área: la estación de Lucena, ubicada a una altitud de 486 m s.n.m. en la parte occidental, y la del embalse de Iznájar, a unos 533 m s.n.m. en el extremo sur.

Meses	Priego Haza Luna (650 m)	Carcabuey Algar (740 m)	Lucena (486 m)	Iznájar (533 m)
Enero	6,1	6,2	8	9,6
Febrero	7,3	7,4	9,7	10
Marzo	9,1	8,5	12	12
Abril	11	12	15	14
Mayo	16	14	19	18
Junio	21	19	22	22
Julio	25	24	26	27
Agosto	25	24	26	26
Septiembre	20	20	22	22
Octubre	15	14	17	18
Noviembre	11	9,5	11	12
Diciembre	6,9	7	7,8	9,4
Media anual (°C)	14,5	13,7	16,3	16,5

**Tabla 1.-** Temperaturas medias mensuales y anuales en algunas estaciones pluviométricas de la zona de estudio (serie correspondiente a 1951-80).

Las temperaturas medias anuales del aire (Tabla 1), registradas en las estaciones anteriormente citadas, oscilan entre 16,5 °C en Iznájar y 13,7 °C en Algar; estos datos están referidos al período comprendido entre 1951-80 (Sánchez Marañón, 1990). El mismo autor habla de un descenso de 0,6 °C en la media anual por cada 100 m de cota, gradiente similar a los gradientes obtenidos por varios autores en áreas próximas (Fernández Rubio, 1975; Cruz Sanjulián, 1976; Pulido Bosch, 1980; Benavente, 1982; Pulido Bosch *et al.*, 1986).

Estación	Cota (m)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Media anual (mm)
Cab.Ermita	1223	144	130	128	83	69	30	5	6	32	95	118	166	1015
V. Carmen	520	80	116	72	66	38	19	6	8	17	66	90	105	825
Carcabuey	639	101	113	104	71	50	22	7	7	32	71	100	128	847
El Algar	740	143	117	97	83	58	34	4	5	19	71	59	116	833
D <sup>a</sup> .Mencía	563	104	104	102	76	51	29	6	6	32	72	92	121	820
Iznajar	533	44	39	37	36	28	16	2	4	22	38	46	51	333
Lucena	486	85	84	88	62	47	28	9	9	35	83	88	102	667
Luque	665	79	83	78	56	40	15	2	4	23	57	66	101	616
Luque-Nava	900	120	155	123	72	46	32	3	9	35	80	115	133	709
Haza Luna	650	88	102	78	65	40	30	4	10	20	56	40	108	694
Esparragal	603	87	99	94	65	46	23	4	11	29	60	84	108	674
Rute	639	79	77	84	54	42	19	4	7	34	58	72	90	618
Zambra	520	81	86	95	63	44	27	5	5	24	61	61	99	670
Zuheros	656	93	110	107	67	45	22	8	5	34	69	90	114	676
Majadas	1060	116	149	93	108	56	32	11	10	25	84	87	143	907

**Tabla 2.-** Precipitación media mensual y anual de las distintas estaciones pluviométricas de la zona de estudio (período de 1951-82, algunas estaciones tienen series menos largas). Sánchez Marañón, 1990.

Desde el punto de vista térmico, en las Sierras Subbéticas cordobesas se pueden diferenciar dos áreas: una de ellas correspondiente a las zonas montañosas, con altitud superior a los 700 m s.n.m., donde la temperatura media anual no supera los 14 °C, mientras que las medias de las temperaturas máximas y mínimas son inferiores a 21 y 7 °C, respectivamente; la otra, en áreas de cota inferior a 700 m s.n.m., con temperaturas medias anuales del aire que oscilan entre 16 y 16,5 °C, medias de las máximas del orden de 22-23 °C y medias de las mínimas entre 9 y 10 °C.

### 3.4.2- Precipitaciones

Dadas las características orográficas y su localización geográfica en el extremo de la depresión del Guadalquivir y la disposición de los relieves frente a las borrascas que ascienden desde el Atlántico, la zona de estudio presenta un máximo pluviométrico de relativa importancia, aunque de categoría inferior al de otros macizos de situación similar, como los de Grazalema o de Cazorla. La distribución de las lluvias es típica de un clima mediterráneo, con sequías estivales concentradas sobre todo en Julio y Agosto.

Los máximos de precipitaciones se dan en invierno, aunque el episodio lluvioso comienza con la estación otoñal y las últimas llegan a registrarse en primavera. Así pues, se pueden diferenciar dos máximos pluviométricos: el primero absoluto, y que se registra durante el mes de Diciembre; el otro es secundario y relativo, se da especialmente en Febrero aunque se puede extender hasta más tarde alcanzando Marzo y incluso Mayo.

De acuerdo con Pezzi (1977) en las Sierras Subbéticas Cordobesas el relieve es el factor determinante de los totales de lluvias recogidos en las distintas estaciones pluviométricas.

Así, la precipitación máxima anual se registra en la estación pluviométrica de La Ermita de la Virgen de la Sierra de Cabra (cota 1223 m s.n.m.) (Tabla 2 y Figura 4) con un valor ligeramente superior a 1000 mm, mientras que la mínima (333 mm) se registra en la estación correspondiente a Iznájar situada al sur, ya fuera del área de estudio. Los valores de precipitaciones más frecuentes en la zona son los comprendidos entre 600 y 700 mm, aunque en las partes más altas de la región estas cifras son considerablemente más altas, superándose los 1000 mm anuales.

La correlación entre cota y precipitación media anual, permite estimar un gradiente pluviométrico aproximado de 45 mm por cada 100 m de altitud (Sánchez Maraño, 1990)

En el mapa de isoyetas medias (Figura 4) se observa como coinciden los máximos de lluvias caídos con las partes más altas del macizo, superándose el límite de 1000 mm.

Es de destacar el carácter relativamente torrencial que tienen las precipitaciones en la zona, debido a que éstas ocurren con grandes volúmenes en pocos días al mes, especialmente en el verano. Los vientos predominantes son del SO aunque en invierno existe un equilibrio entre componentes opuestos SO-NO de un lado, y E-O por otro, con un ligero dominio de los vientos del NE y E (Sánchez Maraño, 1990).

#### **4- EL PAPEL DEL AGUA EN LA REGIÓN**

Actualmente, todos los núcleos urbanos y centros de población en las inmediaciones de las Sierras Subbéticas cordobesas se abastecen de agua potable mediante la captación de los principales manantiales del área de estudio.

Así, se abastecen de los recursos hídricos del conjunto de los acuíferos carbonatados de la zona los pueblos de Cabra, Doña Mencía, Zuheros, Luque, Zagrilla, El Esparragal, Priego de Córdoba, Carcabuey, Rute y Zambra. Todos estos núcleos se encuentran justo alrededor y al pie de los distintos conjuntos montañosos que conforman los sistemas acuíferos estudiados. Por otro lado, parte de las aguas subterráneas de algunos manantiales, se capta por gravedad para reforzar al abastecimiento de algunos pueblos más alejados como son Lucena, Montilla y Baena.

En general, la mayor parte de los recursos captados se destina al uso urbano doméstico, ya que la actividad industrial de la zona y sus regiones más próximas no es muy relevante.



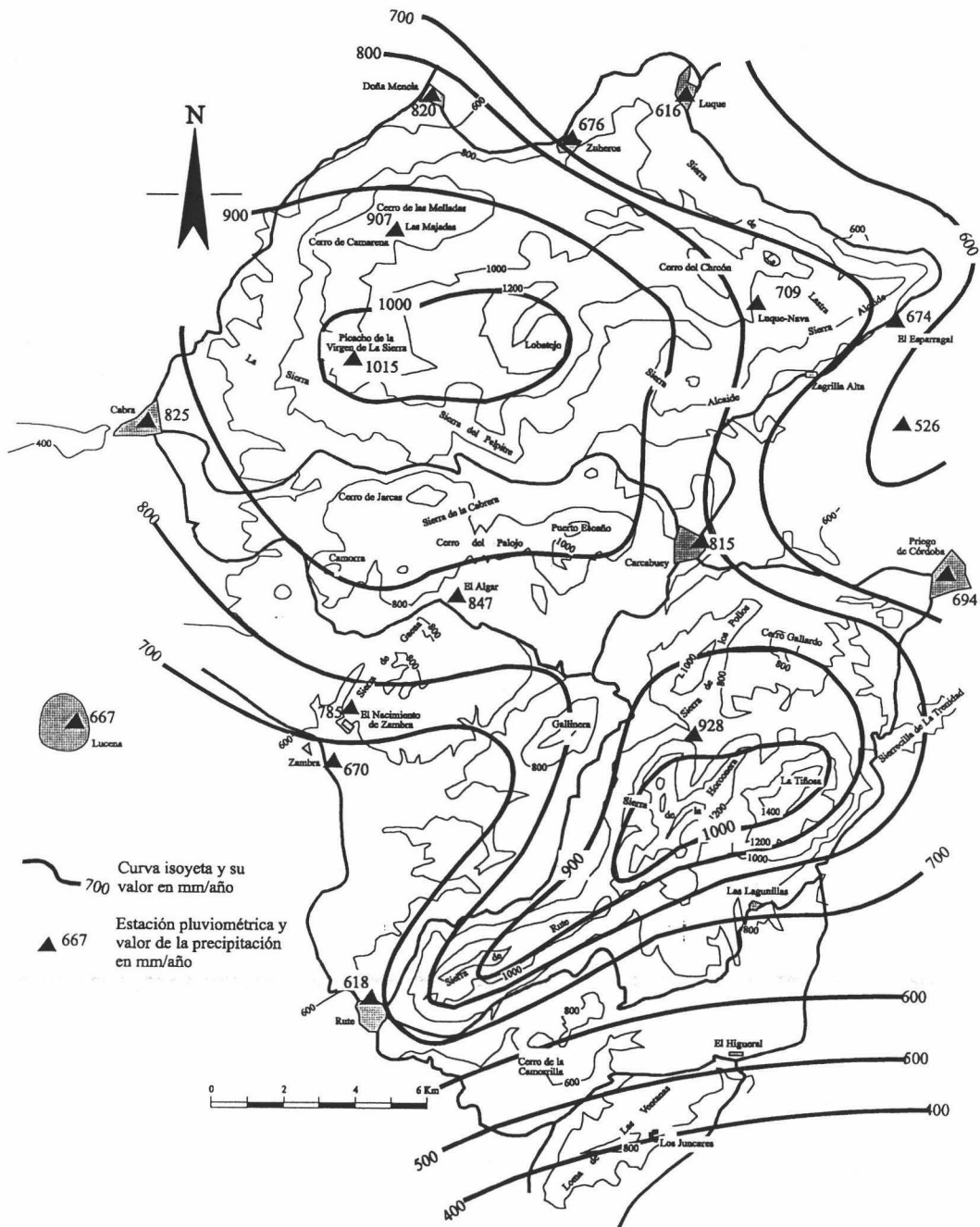


Figura 4.- Mapa de curvas isoyetas para el año medio, o isoyetas medias, en el periodo (1951-82).

El uso agrícola del agua en la región es de poca importancia puesto que persiste en la zona la cultura del cultivo de secano, fundamentalmente de olivar. No obstante, existen algunas pequeñas zonas en regadío, concretamente en el Valle del río Palancar y las zonas de huertas de Cabra y Priego de Córdoba. En los últimos años ha proliferado considerablemente el riego por goteo del olivar, impulsado por la última sequía y los buenos resultados obtenidos en las cosechas.

Los sistemas de captación de los recursos hídricos subterráneos en la zona de

estudio consisten principalmente en complejos sistemas de derivación de aguas por gravedad, muchos de ellos heredados de tiempos del Imperio musulmán. El control de las derivaciones es escaso, lo cual dificulta la tarea de cuantificar con fiabilidad los recursos hídricos de los acuíferos.

En algunos casos, como el de Priego de Córdoba, las aguas destinadas al abastecimiento son bombeadas en los mismos manantiales, y se elevan hasta los depósitos de regulación y distribución. En otros casos la captación es mediante la incorporación de los manantiales a la red municipal, simplemente por gravedad. En algunos casos (manantial de Zambra y abastecimiento de Lucena) se han colocado sifones a fin de forzar la hidrodinámica natural. Para el uso agrícola, la captación consiste en un sistema de conductos y acequias, rara vez cubiertas, que llegan hasta las explotaciones agrícolas. La regulación de manantiales y acuíferos, mediante el bombeo en pozos, brilla por su ausencia.

En la tabla 3 muestro las cantidades totales medias anuales destinadas al abastecimiento urbano (uso doméstico y en menor medida industrial) y el uso agrícola en la zona de estudio. Las cifras correspondientes a éste último uso sólo las he podido estimar a partir de los caudales aforados en acequias y conductos específicos.

A la luz de estos datos se observa que, por término medio sólo el 38 % de los recursos hídricos renovables de las Sierras Subbéticas son aprovechados, con un 27 % destinados al abastecimiento urbano. El 11 % de estos recursos, que es el equivalente a unos 7,5 hm<sup>3</sup>/año, se usa para la dotación de los escasos regadíos.

A excepción de los recursos sobrantes de los manantiales del conjunto de la Hoz que van a parar directamente al embalse de Iznájar (12 hm<sup>3</sup>/año), el resto discurre a través de ríos y arroyos que confluyen en los ríos Genil y Guadajoz, afluentes ambos del Guadalquivir. Así pues, se observa que la mayor parte de las aguas subterráneas procedentes de esta región, son utilizables en regadíos y abastecimientos urbanos muy alejados de la misma.

La falta de obras de regulación de los recursos hídricos subterráneos sobrantes (45 % del total, equivalentes a 39 hm<sup>3</sup>/año) demuestra un gran desprecio de un elemento primordial y vital, no sólo para el Parque Natural de las Sierras Subbéticas sino para el conjunto de las zonas llamadas de influencia. Si se tiene en cuenta que la zona de estudio se encuentra en un ambiente climático muy cambiante con alternancia de años extremadamente secos, durante los cuales las mínimas necesidades de agua se ponen en peligro (ejemplo de los años 1990-95), es lógico asistir a periodos de conflictividad social entre los municipios del área, problemas de insolidaridad y competencia por el agua, junto con una fuerte presión por la explotación de los recursos hídricos de la zona de Parque Natural.

El ejemplo más significativo de lo dicho anteriormente, sin duda, lo constituye el caso del manantial kárstico del Río de La Hoz. En 1993 se llevo a cabo el intento más serio de regulación de este tipo de surgencias mediante la realización de sondeos de explotación, que extraerían un caudal cercano al caudal medio del conjunto de las

surgencias del sector. El destino del agua sería exclusivamente el abastecimiento de agua potable de un número de pueblos de la campiña cordobesa.

Sistemas Hidrogeológicos	Recursos hídricos (hm <sup>3</sup> /año)	Abast. urbano (hm <sup>3</sup> /año)	Uso agrícola (hm <sup>3</sup> /año)
Sierra de Cabra-Alcaide	34	9,3	2,2
Sierra de Rute-Horconera	24,5	7,8	2,5
Sierra de Gaena	11	1,7	1,9
Sierra de Pollos o Jaula	1,5	0,1	0,8
Otros sistemas	1,2	0,2	0,1
Total	72,2	19,1	7,5
%	100	27	11

**Tabla 3.-** Recursos hídricos medios anuales de los acuíferos kársticos estudiados destinados a los distintos usos. Periodo de 1982-97.

Pese a la oferta por parte de los responsables del suministro del agua, de dejar correr caudales ecológicos del orden de 30 a 40 l/s, respetando los usos en regadío, así como adecuar el entorno del manantial y la captación, grupos de ecologistas y habitantes de Rute (municipio donde se encuentra la surgencia) se opusieron tenazmente al proyecto y amenazando con la destrucción de cualquier infraestructura ya creada o futura.

En la actualidad subsiste una captación por gravedad del manantial, en un entorno de desolación por la existencia de construcciones semiderrubadas, la acumulación de basuras y la sequedad del curso fluvial.

Algo similar ocurre en Priego de Córdoba, puesto que a raíz del estudio hidrogeológico de La Fuente del Rey y su entorno se recomendó la realización de obras de captación profundas a fin de aprovechar los recursos renovables del acuífero kárstico que alimenta a la Fuente del Rey (manantial de La Salud). Hasta el momento no se hicieron los sondeos indicados, tampoco se ha intentado suprimir el despilfarro continuo de recursos por el acondicionamiento y la puesta en marcha de sistemas de reciclado. Los grupos ecologistas de este municipio opinan prácticamente lo mismo que los de Rute.

## 5- ANTECEDENTES

Los estudios hidrogeológicos relativos al área de investigación son muy escasos, o bien han consistido en trabajos, de poco detalle, realizados por empresas privadas y que prácticamente no han tenido difusión. No ocurre lo mismo con las investigaciones puramente geológicas, las cuales se han venido sucediendo desde finales del siglo pasado. Entre los primeros datos geológicos existentes destacan los de Mallada (1880) el



cual realizó una síntesis sobre la Geología de la provincia de Córdoba.

En las primeras décadas de este siglo, Carandell (1922) estudia el área comprendida entre Cabra y Priego de Córdoba. Desde su cátedra en el Instituto de Cabra, este autor fue el principal pionero en la organización de algunos itinerarios geológicos por la región.

A raíz del XIV Congreso Geológico Internacional que se celebró en Madrid en 1926 se multiplicaron las publicaciones sobre la Geología de las Cordilleras Béticas. Así, podemos destacar los trabajos de Carandell (1926, 1927 y 1928) que aportan datos sobre la Sierra de Cabra. Fallot en 1927 y 1928 estudió también la región comprendida entre Priego y Cabra. El mismo autor entre 1930 y 1934 publica otros trabajos muy interesantes sobre las Cordilleras Béticas. Es de mencionar el trabajo realizado por Brinkmann y Gallwitz en 1933. En 1943 Fallot publica su síntesis sobre el Cretácico de las Cordilleras Béticas y en 1948 este mismo autor precisa las características de la Zona Subbética.

Felgueroso y Coma (1962) publican una nota sobre el Subbético de la provincia de Córdoba. Los datos geológicos más interesantes fueron publicados en 1964. En este trabajo han realizado la revisión geológica más completa del sur de la provincia de Córdoba, aportando una cartografía a escala de 1:100.000. En 1965 el IGME publicó los primeros mapas geológicos a escala 1:50.000 y la explicación de las hojas nº 697 (Baena) y nº 989 (Lucena) realizadas por Felgueroso y Coma a raíz de su estudio geológico anterior del sur de la provincia. El soporte de la información micropaleontológica recopilada en todos esos estudios fue sintetizado por Saavedra (1963). Felgueroso y Coma (1967) publican los resultados de un importante estudio hidrogeológico, el primero en su categoría; sus trabajos se basaron en métodos geológicos y geofísicos. En 1971 el IGME publica el mapa geológico y la memoria explicativa de la hoja nº 96 (Córdoba) a escala 1:200.000.

Casi de forma paralela, algunos investigadores franceses realizan observaciones regionales y otras de detalle sobre el área; son los trabajos de Busnardo y Chenevoy (1962), Busnardo (1979) y Peyre (1962,1974).

De los itinerarios geológicos más antiguos son señeros los trabajos de Dabrio *et al.* (1970, 1971) y la excursión a las sierras de Cabra y Carcabuey descrita por Rivas y Sequeiros en 1972. En 1979 salen a la luz los "Itinerario geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas" firmados por Rivas *et al.*

Existen abundantes Tesis de Licenciatura, inéditas, que marcan el final de la década de los 60 y comienzos de los 70. Estos trabajos cubrieron distintos temas fundamentalmente de Geología regional sobre el Subbético de Córdoba. Así podemos citar a Cáliz (1968) en la Sierra de Albayate y Sierra de los Judíos, Dabrio (1969) en el sector de Iznájar-Sierra de Rute, Rivas (1969) al sur de Carcabuey, Lamolda (1970) en Sierra de Gaena y Cerro de Jarcas, Sequeiros (1970) en el borde sur de la Sierra de Cabra, Rodríguez Jiménez (1971) en el sur de Priego de Córdoba y Ruiz-Lopéz (1973) en el sector oeste de la Sierra de Cabra.

La década de los 70 trae consigo la aparición de los únicos estudios geomorfológicos

existentes sobre la región. Los trabajos de Ortega Alba (1974 y 1975) describen de forma somera los principales rasgos físicos del sur de Córdoba. Las tesis doctorales de Pezzi (1977) y Lhenaff (1977-81) dan un salto cualitativo en el conocimiento morfológico de los macizos carbonatos y su evolución más reciente.

En 1975 López Vera y Saiz García-Cuenca calculan la infiltración eficaz de terrenos carbonatados, aplicando diversas fórmulas empíricas al caso concreto del macizo kárstico de Cabra.

En los años 80 se llevan a cabo diversos estudios hidrogeológicos que constituyen la base del conocimiento actual de los principales acuíferos del sector. Todos los trabajos realizados parten del proyecto del IGME (1982-83) sobre los sistemas acuíferos 30 y 31, cuyos resultados aún permanecen inéditos, salvo en los aspectos difundidos por Castillo *et al.* (1984), Rubio y del Valle (1987) y Rolandi *et al.* (1988).

La Tesis Doctoral de Molina Cámara (1987) recoge un estudio geológico más completo del sur de la provincia de Córdoba. No obstante, este autor no estudió los afloramientos jurásicos del sur de Priego de Córdoba.

Más recientemente, Díaz del Olmo *et al.* (1989-1990) llevan a cabo un estudio del travertino de Priego de Córdoba, sobre el que se asienta una parte considerable de la ciudad.

Sánchez Marañón (1990) realiza un estudio edafológico de las Sierras Subbéticas del sur de la provincia de Córdoba. El trabajo hace también un análisis relevante de la climatología de la región subbética cordobesa.

Recientemente, salieron a la luz más trabajos, especialmente aquéllos encaminados a completar la cartografía geológica de la zona. Así, cabe destacar los mapas de Cano Medina (1990) (hoja 1007, Rute) y Hernaiz Huerta *et al* (1992) (hoja 989, Lucena).

Castillo y Padilla (1993) realizan para el Consorcio un estudio del manantial kárstico de la Hoz con el fin de determinar el modelo adecuado para el aprovechamiento racional de los recursos hídricos del acuífero de Rute-Horconera. En el mismo año Pulido Bosch y López Chicano realizan para el Excmo. Ayuntamiento de Priego de Córdoba el estudio hidrogeológico de la Fuente del Rey (manantial de La Salud) y su entorno a fin de determinar posibles actuaciones de regulación de esta surgencia.

En 1995 el Excmo. Ayuntamiento de Priego de Córdoba edita un libro titulado “El enclave kárstico de Priego de Córdoba (Subbético). Estudios geoambientales, itinerarios y propuestas de manejo”, realizado por Vera Aranda *et al.* Esta obra sintetiza numerosos aspectos morfológicos del paisaje kárstico característico de los macizos carbonatados de la región.

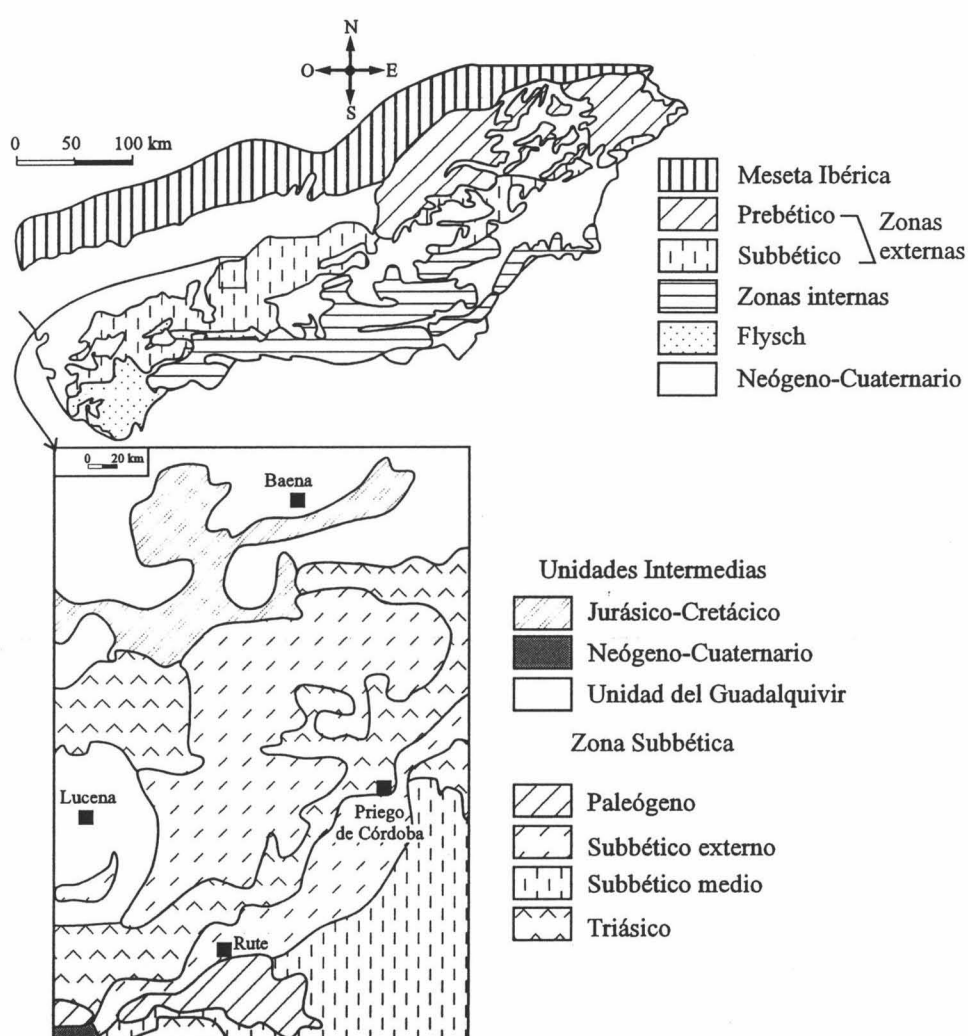
En el marco del proyecto “Les rencontres méditerranéennes du karst” inclinado hacia la protección y promoción de las zonas kársticas, Pulido Bosch *et al.* (1995) realizan un trabajo inédito titulado “Problemática general de los Parques Naturales en áreas kársticas en Andalucía” tomando como zona piloto el Parque Natural de las Sierras

Subbéticas cordobesas.

En 1996 Pulido Bosch *et al.* publican un trabajo sobre las condiciones hidrogeológicas y de explotación de los recursos hídricos en el entorno de Priego de Córdoba. Durante el mismo año Bouamama *et al.* publican un trabajo que recoge el análisis hidrogeoquímico estacional y espacial de las surgencias más importantes de la zona de las Sierras Subbéticas cordobesas en su integridad.

**Capítulo II****II.- GEOLOGÍA****1- LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA**

La zona de investigación se enmarca geológicamente dentro de la Zona Subbética (Figura 5), según el sentido original de Fallot (1948). Esta zona es uno de los dos grandes conjuntos en los que se dividen las zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Se extiende por el sur de la Península Ibérica como una banda de límites irregulares, con una dirección N 70°E. Presenta una longitud, desde Cádiz a Alicante, de unos 550 km. Su anchura es muy variable.



**Figura 5.-** Localización geológica general del área de estudio y la distribución de los distintos dominios geológicos presentes.

**2- LITOESTRATIGRAFÍA**

La zona Subbética presenta materiales de edades comprendidas entre el Triás y el Mioceno. El triásico es de facies germánicas y sirve de nivel de despego entre el zócalo

Hercinico y la cobertera Post-Permotriásica. Desde el punto de vista estratigráfico, y de acuerdo con García Dueñas (1967), la zona estudiada forma parte de los subdominios Subbético externo y medio (Figura 5).

## **2.1- Materiales Triásicos**

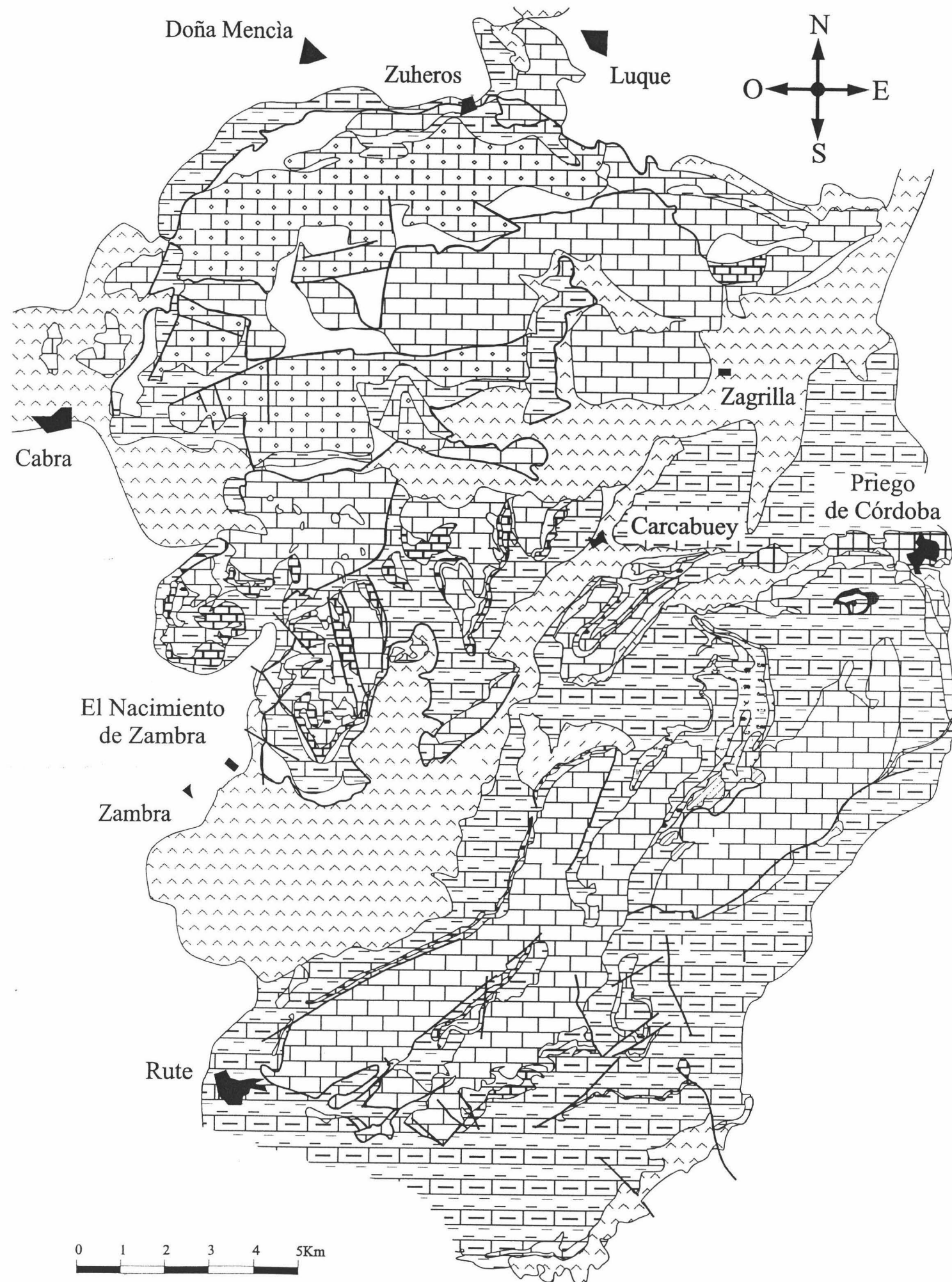
Sus afloramientos se distribuyen ampliamente por toda la zona de estudio, en forma de grandes manchas con notable continuidad lateral (Figura 6). Los materiales triásicos, los más antiguos que afloran en este área, están formados por margas y arcillas de colores muy llamativos, de rojo intenso a azul cobalto y toda una gama de colores intermedios, con frecuentes intercalaciones de delgados niveles de areniscas y abundantes yesos en lechos finos o en masas de espesores considerables; corresponden a los típicos facies del Keuper del Trías de tipo germánico. En general, estos materiales aparecen muy plegados, caóticos y discontinuos, dada la intensa deformación que han sufrido como consecuencia de constituir la base que ha servido de despeque de las coberteras jurásicas y cretácicas durante la orogenia Alpina; todo ello favorecido por su alta plasticidad de conjunto. Se encuentran también, especialmente en la franja triásica de Carcabuey, dolomías y calizas negras de facies Muschelkalk, bien estratificadas pero en afloramientos de escasa continuidad, formando retazos de todos los tamaños posibles. Es muy frecuente encontrar dolomías oquerosas y carniolas (del Infralías o supra Keuper, según Felgueroso y Coma, 1964) incluidas en las arcillas del Trías. Por otra parte, son muy pequeñas las masas de ofitas que aparecen encajadas en la matriz predominantemente arcillosa del Keuper. Aunque no son visibles en superficie, en profundidad deben existir importantes masas de halita, responsables del carácter salino de muchos de los cursos fluviales y manantiales de la región. Por último cabe señalar que la potencia original de todo el conjunto puede superar los 1000 m, aunque los espesores reales deben ser mayores, ya que han sido muy afectados por todos los episodios tectónicos alpinos.

## **2.2- El Subbético externo**

Las características estratigráficas y tectónicas permiten diferenciar en el Subbético externo de la provincia de Córdoba tres unidades geológicas alóctonas (Figura 7), con materiales de edades comprendidas entre el Trías y el Mioceno medio. Desde un punto de vista estratigráfico son las facies del Jurásico, y especialmente las que aparecen a partir del Lías medio, las que permiten diferenciar estas unidades geológicas. Las unidades definidas son: la Unidad Camarena-Lanchares (Vera *et al.*, 1984), la Unidad de Gaena (Rivas *et al.*, 1979) y por último la Unidad Lobatejo-Pollos (Molina, 1987).

La Unidad Camarena-Lanchares toma su nombre del vértice Camarena (que con 1170 m s.n.m. es la mayor altitud dentro de esta unidad), y del paraje de los Lanchares (situado al norte de la carretera de Cabra a Priego). La serie jurásico-cretácica (Figura 8) descansa sobre una lámina de materiales triásicos de facies Keuper; dentro de ella, Molina, (1987) distingue varias formaciones de edad y características específicas: Formación Gavilán, del Lías inferior; Formación Zegrí, del Lías medio superior; Formación Camarena, del Dogger; Formación *Ammonítico Rosso* superior, del Malm; Formación Carretero, del Cretácico inferior; Formación Quípar-Jorquera, del Cretácico superior.

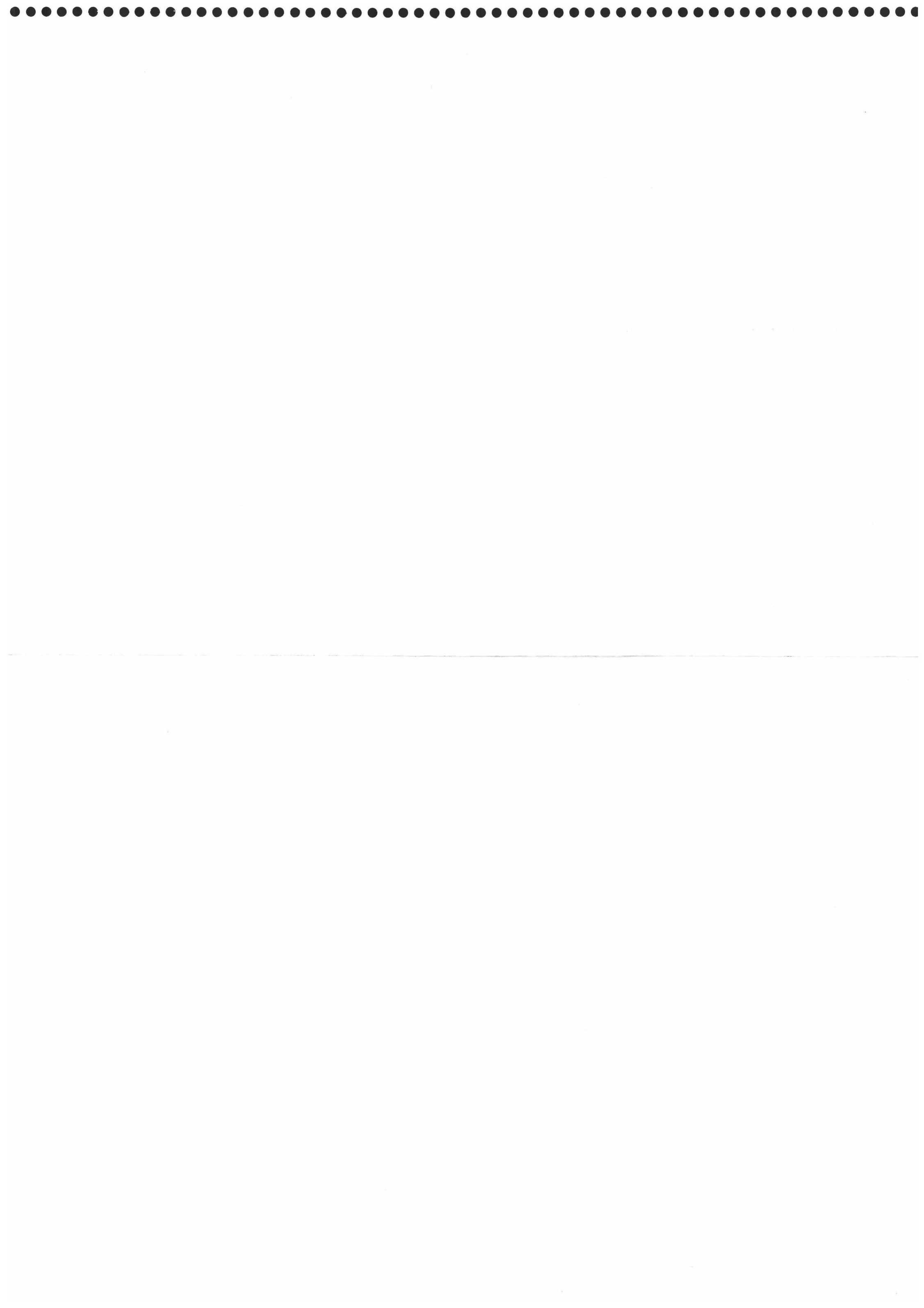




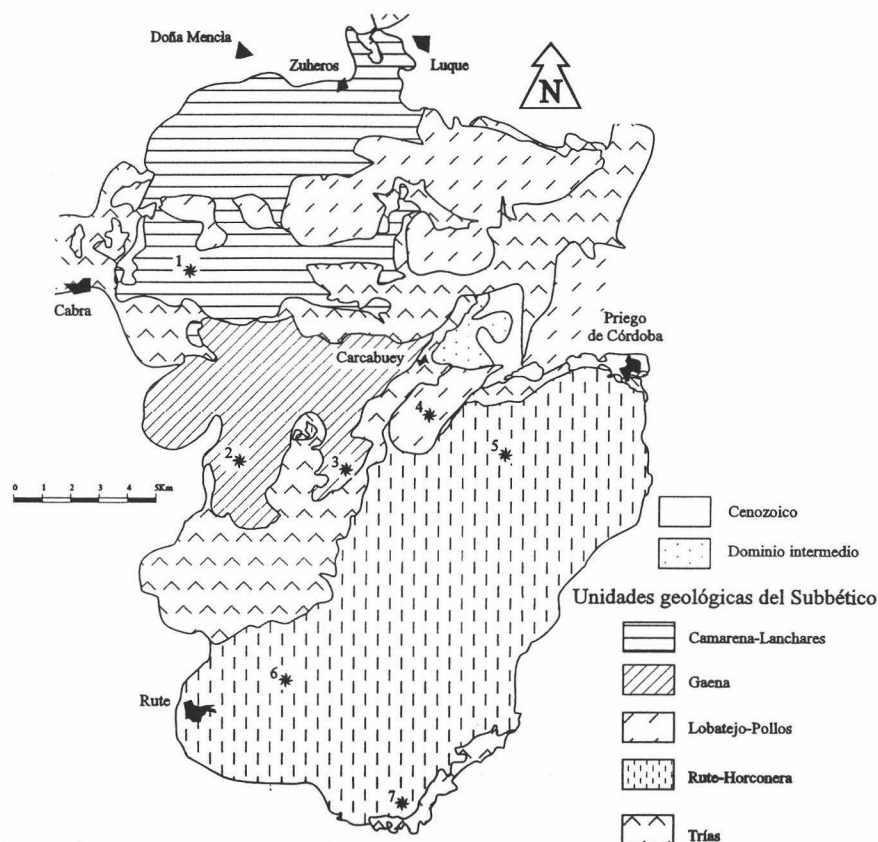
Leyenda

-  Canchales
-  Cantos, arenas y limos
-  Travertinos
-  Margas y margocalizas o margas
-  Margocalizas y margas
-  Arcillas y margas con radiolaritas
-  Calizas oolíticas
-  Calizas con sílex
-  Calizas nodulosas
-  Rocas volcánicas básicas
-  Margocalizas y margas
-  Dolomías y calizas
-  Trías

**Figura 6.-** Mapa geológico-litológico de la zona de estudio. La base corresponde al mapa geológico 1: 50. 000 del IGME



La Unidad de Gaena se localiza en la región montañosa que se encuentra limitada al norte por la carretera de Cabra a Carcabuey (Figura 7), al oeste por la carretera de Cabra a Rute y por último al este la carretera Carcabuey-Rute. Desde el punto de vista geográfico esta unidad comprende los macizos montañosos carbonatados de las Sierras de Gaena, Puerto Escaño, Cerros del Palojo, Cerro de Jarcas, La Camorra, Cerro Lóbrego y valle del Arroyo Losilla y Sierra de la Gallinera.

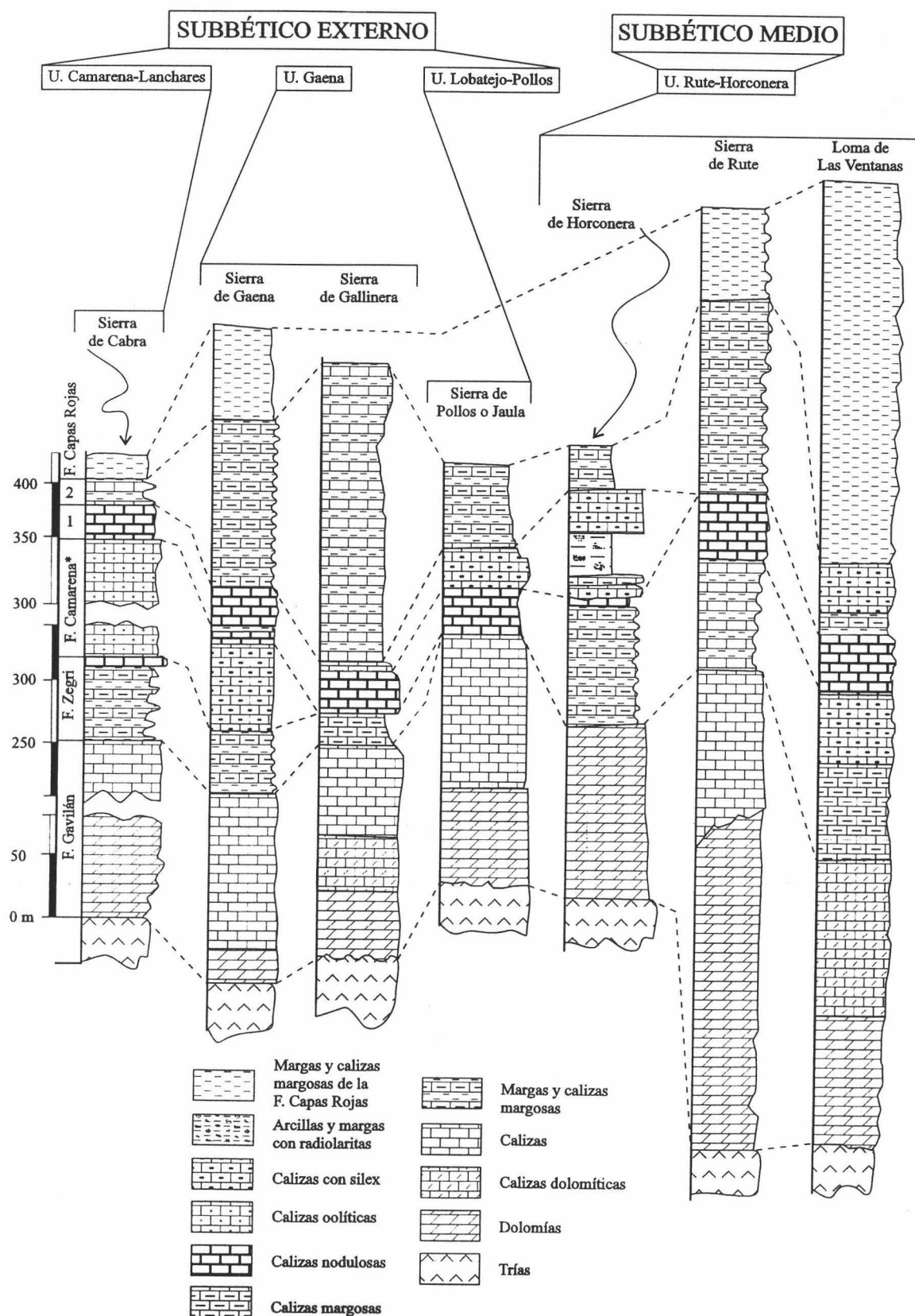


**Figura 7.-** Distribución de las distintas unidades geológicas de la zona de investigación junto con la localización del lugar donde se levantaron las series estratigráficas de la figura 8. 1: Sierra de Cabra; 2: Sierra de Gaena; 3: Sierra de Gallinera; 4: Sierra de Pollos o Jaula; 5: Sierra La Horconera; 6: Sierra de Rute; 7: Loma de las Ventanas.

Se han distinguido 6 formaciones geológicas, de las cuales 5 son parecidas a las de la unidad anterior. Lo más destacable en este caso es la sustitución de la Formación Camarena por la Formación Veleta, definida por Molina (1987) (Figura 8).

Por primera vez también, Molina (1987) define dentro del Subbético externo la Unidad Lobatejo-Pollos (Figura 7), por considerarla con entidad estratigráfica y tectónica propias. Toma su nombre del vértice Lobatejo (1380 m), el de mayor altitud de toda la unidad, y del vértice Pollos situado al sudeste de la misma. Sus afloramientos se extienden en la Sierra de Cabra, Abuchite y Sierra de Alcaide, y al sur de Carcabuey (Sierra de los Pollos o de Jaula), entre otros. El isleo tectónico de la Cueva de los Murciélagos, al sudeste de Zuheros, también ha sido atribuido a esta unidad. En esta última se han distinguido las mismas formaciones geológicas que en la unidad





**Figura 8.-** Series estratigráficas correspondientes a las distintas unidades geológicas del área de estudio. \*: Formación Veleta en Sierra de Gaena, 1: Formación Ammonitico-Rosso, 2: Formación Carretero.

anteriormente descrita. La ausencia de la Formación Zegrí se considera como la única diferencia entre ambas unidades (Figura 8).

En las líneas que siguen a continuación detallaré las características principales de las formaciones geológicas integrantes de las diferentes unidades antes enunciadas.

### 2.2.1- Formación Gavilán

Esta formación, definida por Van Veen (1969), esta constituida por calizas blancas (beige a techo de la formación) con textura micrítica o esparítica, y dolomías grises. El contacto entre el tramo dolomítico inferior y el calizo superior es gradual y muy regular, de modo que muchas veces aparecen niveles de calizas dolomíticas con mayor o menor extensión, así como pasos laterales de dolomías a calizas con intercalaciones más o menos discontinuas de dolomías en la base. El paso entre el Trías de facies Keuper y la serie calizo-dolomítica está marcado por unas carniolas amarillentas o grises de composición calizo-dolomítica y de estructura vacuolar o cavernosa. La edad de los materiales geológicos de la Formación Gavilán está comprendida entre el Hettangiense y el Domeriense inferior.

Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran en la vertiente norte de la Sierra de Lastra (Figura 6), con una potencia de 330 m, pertenecientes a la Unidad Camarena-Lanchares. En la Unidad de Gaena los principales afloramientos se encuentran situados en los cerros de Jarcas-Palojo-Puerto Escaño, al norte y al sur en la Sierra de Gaena s. str. y Gallinera. Esta formación presenta una potencia máxima de 250 m, aunque es muy difícil de determinarla con exactitud, dado que el contacto de ésta con los materiales de facies Keuper es siempre mecánico. Sin embargo, en la Unidad Lobatejo-Pollos esta formación muestra predominio de las dolomías sobre las calizas, siendo la potencia total muy variable: 320 m en el Lobatejo, en Abuchite unos 220 m y sólo 200 m en la Sierra de los Pollos.

El techo de esta formación corresponde a una discontinuidad estratigráfica que separa sedimentos depositados en una plataforma carbonatada somera de otros de características claramente pelágicas. Así, en la Unidad Camarena-Lanchares, el límite entre la Formación Gavilán (depósitos de plataforma carbonatada somera) y la Formación Zegrí (depósitos pelágicos) corresponde o a una superficie kárstica irregular, o a un *hard-ground* bien desarrollado. En la Unidad de Gaena, el techo de la Formación Gavilán se presenta como una superficie muy irregular de aspecto kárstico, con cavidades y diques neptúnicos de hasta 20 cm de profundidad, rellenos de margocalizas amarillas. En algunos puntos es observable un *hard-ground* bien expuesto, con costra de óxidos de hierro de varios centímetros de espesor. En la Unidad Lobatejo-Pollos, el techo de la formación corresponde a una discontinuidad estratigráfica regional de gran importancia, de manera que las calizas nodulosas y calizas margosas con sílex de la Formación Veleta se encuentran descansando directamente sobre la serie original de la Formación Gavilán, marcando una importante laguna estratigráfica.

### 2.2.2- Formación Zegrí

Consta de un tramo inferior compuesto de una alternancia de calizas margosas y

margas, con una potencia media de 28 m en la Unidad de Gaena, y un tramo superior de facies *Ammonitico rosso* margoso, de color rojo o violáceo, con 9 m de media en la Unidad Camarena-Lanchares y 12 m en la Unidad de Gaena. Las margas son de color amarillento en superficie y grises en corte fresco. La edad establecida para esta formación esta comprendida entre el Domeriense medio y el Aalenense medio. En la Unidad Lobatejo-Pollos esta formación está ausente.

En la Unidad Camarena-Lanchares, el contacto con la unidad suprayacente es bastante nítido y viene marcado por un cambio litológico brusco entre las calizas margosas nodulosas superiores y las calizas de la Formación Camarena, las cuales aparecen directamente por encima.

### **2.2.3- Formación Camarena**

Es la más significativa de la Unidad Camarena-Lanchares (ausente en las dos restantes unidades del dominio Subbético externo). Los materiales integrantes de esta formación geológica afloran en la zona septentrional de la unidad, en la zona de mayor altitud (Cerro Camarena, Cerro de las Melladas y Sierra de la Lastra). En la parte meridional, los afloramientos se sitúan al oeste de la Sierra de Cabra, zona de los Lanchares, sur y este del Lobatejo y en la Sierra del Pelpitre. La potencia de esta formación es de unos 200 a 300 m, según las secciones.

Aunque habitualmente referida como calizas oolíticas blancas, esta potente secuencia presenta otros tipos de facies, como son las intercalaciones de calizas de crinoides existentes hacia la parte superior de la serie. Su edad queda, con todas las dificultades que muestra la datación, comprendida entre el Bajociense y el Bathoniense superior.

El techo de la Formación Camarena constituye una importante discontinuidad estratigráfica o *hard-ground* de extensión regional (Molina *et al.*, 1983; Vera *et al.*, 1984 y Vera *et al.*, 1987). Este límite está marcado por un cambio litológico brusco entre los materiales infra y suprayacentes, además de varias características, como son el relieve paleokárstico, diques neptúnicos y *hard-grounds*, entre otros.

### **2.2.4- Formación Veleta**

Esta compuesta por calizas tableadas de color gris claro, con abundante sílex en nódulos y lechos. Alcanza una potencia máxima de unos 70 m en el sector del Cortijo Veleta, al sur de la Sierra de Gaena. La potencia media es de aproximadamente unos 25 m. En la Unidad Lobatejo-Pollos los materiales de esta formación comprende una serie de calizas margosas y margocalizas de color gris claro, con sílex gris oscuro en nódulos y en lechos; estos materiales afloran exclusivamente en el sector de las Angosturas, en cuyo caso, la potencia máxima es de 28 m, aunque hay que destacar la existencia de una gran variación de la misma.

La edad de los materiales que conforman esta formación es fundamentalmente Bajociense inferior; sin embargo, en algunos puntos del sur de la Unidad de Gaena, su edad abarca todo el Bajociense.

### **2.2.5- Formación Ammonitico Rosso Superior**

Se trata de calizas nodulosas rojas, a veces beige, localmente margosas y con abundantes ammonites del Calloviense-Berriasiense. En la Sierra de los Pollos se encuentran además unas calizas con sílex de 22 m de potencia. La potencia máxima de esta formación es de unos 36 m; aunque dada la gran variabilidad del paquete calizo, la potencia media es tan sólo de unos 17 m en la Unidad Camarena-Lanchares, mientras que en la Unidad de Gaena la potencia media es de unos 38 m. En la Unidad Lobatejo-Pollos, los afloramientos integrantes de esta formación presentan poca extensión y aparecen fundamentalmente en la Sierra de los Pollos, con un espesor de 50 m.

### **2.2.6- Formación Carretero**

Corresponde a una alternancia de calizas margosas y margas de color amarillento, con ammonites del Cretácico inferior. Los principales afloramientos de estos materiales se sitúan al este de Cabra, sur de Los Lanchares, en la mayor parte de la Unidad de Gaena y en el núcleo sinclinal de la Sierra de los Pollos. En general, sus afloramientos son terrenos de labor, cubiertos de potentes suelos, lo cual dificulta enormemente la determinación de su potencia. No obstante, se pueden apuntar las siguientes cifras: 150 m en Gaena, 120 m y 80 m en el área de las Angosturas y el núcleo del sinclinal de la Sierra de Pollos, respectivamente, y 50 m de potencia al este de Cabra; aunque por regla general es inferior a 20 m.

### **2.2.7- Formación Quípar-Jorquera / Capas Rojas**

Se compone de margas y calizas margosas de color blanco y con gran abundancia de foraminíferos planctónicos del Cretácico superior. Estos materiales afloran al norte del Lobatejo, al oeste de la Fuente del Espino, al norte y sur de Carcabuey, al NO de Priego de Córdoba y al oeste de la Unidad de Gaena. De la misma manera que la formación descrita anteriormente, esta formación se encuentra bajo un intenso laboreo agrícola, lo que dificulta el cálculo de su potencia total. Aunque se piensa que sobrepase los 200 m en Gaena, los 300 m en la Unidad de los Pollos y no llega a sobrepasar los 80 m en los afloramientos encontrados en la Unidad Camarena-Lanchares (Molina, 1987).

## **2.3- El Subbético medio**

Desde el punto de vista paleogeográfico, representa el sector más subsidente de toda la Zona Subbética, lo que se traduce en series estratigráficas muy potentes. Las litologías más típicas de este dominio paleogeográfico son margas y margocalizas, radiolaritas, turbiditas y, en algunas zonas, rocas volcánicas submarinas. García Dueñas (1967) establece la subdivisión del Subbético medio en Septentrional y Meridional.

La serie tipo del Subbético medio Meridional está bien representada en torno al Cerro del Majano (Figura 7) y consiste fundamentalmente en un Lías medio-Aaleniense compuesto por una potente alternancia de calizas margosas y margas (localmente sólo margas), de color gris azulado. El resto del Dogger y el Malm es también margoso con niveles de calizas con sílex, niveles característicos de radiolaritas y calizas de aspecto



turbidítico. Además aparecen masas de rocas volcánicas básicas, como la situada al sudoeste de Priego de Córdoba, sobre la cual se presenta una alternancia rítmica de margas y calizas margosas. El Lías inferior, como en todas las series estratigráficas de la zona Subbética, corresponde a los materiales de la Formación Gavilán (en este caso la potencia es de unos 500 m). Por encima de la serie Jurásica se dispone la Formación Carretero, ya descrita para las unidades geológicas del Subbético externo, aunque en algunas zonas el tramo superior de esta formación es más margoso, cambiando de facies, hacia arcillas margosas de tonos verdes con intercalaciones de calcarenitas de carácter turbidítico. El Cretácico superior corresponde a la Formación Capas Rojas descrita anteriormente para el Subbético externo.

Los afloramientos de la Sierra de Rute y Loma de las Ventanas, característicos del Subbético medio Septentrional, presentan series bastante parecidas a la de la Unidad de Gaena (Figura 8). El Lías inferior corresponde a unas dolomías grises de aspecto sacaroides, aunque existe otra variedad donde predominan los tonos blancos (Formación Gavilán). Alcanza una gran potencia en la Sierra de Rute, calculada entre 200-300 m en el núcleo de ésta; en la Loma de las Ventanas presenta una potencia aproximada de unos 125 m. El Lías medio-superior y el Aalenense se encuentran representados en estas sierras del Subbético medio Septentrional por margas, margocalizas y calizas (Formación Zegrí); la potencia de estos materiales es de 85 y 120 m en las Sierras de Rute y de Loma de las Ventanas, respectivamente. En el Dogger y el Malm (el periodo de las grandes diferenciaciones litológicas) se desarrollan calizas nodulosas de colores rojizos, amarillentos y blancos, con intercalaciones margosas cuya potencia varía entre los 35 m de la Sierra de Rute y 50 m en la Loma de las Ventanas. A continuación, y por encima del *Ammonítico Rosso*, se encuentra la Formación Carretero cuyos materiales engloban bandas y nódulos de sílex de colores oscuros (gris o negros). La potencia total de esta serie del Cretácico inferior supera los 250 m. Sobre esta formación descansan unas margas y margocalizas de color rojo salmón o Capas Rojas, cuya potencia es de 50 m en la Loma de las Ventanas.

#### **2.4- Paleógeno**

Presenta una gran variedad de materiales geológicos, asignados a edades muy dispares. Así, el Paleógeno corresponde a unas margas verdosas con niveles calcareníticos y con abundantes estructuras sedimentarias, como son, *ripples* y huellas de base. Encima de este tramo, con aparente continuidad sedimentaria, descansan unas turbiditas calcáreas intercaladas en unas margas rosadas. Lateralmente y hacia techo, los niveles turbidíticos van disminuyendo a la vez que las margas pasan a tener un color crema. Numerosa fauna fósil permite datar este tramo como Eoceno (Díaz de Neira *et al.*, 1992).

En un pequeño retazo adosado a las margas rojas del Cretácico superior, en las inmediaciones de Carcabuey afloran margas blancas con bioclásticos amarillentos. La edad de estos materiales es Eógeno medio-Oligógeno (Díaz de Neira *et al.*, 1992).

Finalmente, unas margas de color crema con intercalaciones de niveles turbidíticos de areniscas finas o muy finas culminan la serie estratigráfica del Paleógeno (SE de la Sierra de la Horconera). Las características sedimentarias de estos depósitos permiten

considerarlos como sedimentos de plataforma marina externa.

### **2.5- Neógeno**

Aunque de dimensiones reducidas, en las Sierras de Cabra y Alcaide son frecuentes los depósitos neógenos, casi siempre, implicados en la tectónica de escamas y cabalgamientos.

El Mioceno inferior se encuentra muy bien representado en el sector de la Sierra de Cabra. Se trata de un ciclo transgresivo sobre la zona Subbética, inmediatamente anterior al emplazamiento de los mantos de corrimiento en este área. Esta formación engloba margas blancas en superficie y verdosas en corte fresco, que a veces pasan lateralmente a arenas margosas de color amarillento. Además, en estas margas son frecuentes las intercalaciones de barras litorales biocalcareónicas; así como niveles de calizas con algas y calizas con *Amphisteginas*.

Algunos afloramientos del Mioceno medio, resultado de la desmantelación de los relieves formados durante esta época, se localizan al SO del pico Lobatejo y al norte de la Sierra Alcaide. Se trata de brechas y conglomerados, esencialmente de dolomicritas, con cantos de dimensiones muy variables. A techo se intercalan niveles de biocalcareónicas con abundantes foraminíferos. Lateralmente esta formación pasa a mostrar facies de margas blancas.

En pocos puntos aparecen formaciones pliocenas de conglomerados y brechas de cantos centimétricos de calizas y dolomías. Estos materiales están localizados en la falda norte de la Sierra de La Gallinera, La Tiñosa y Sierra de Rute, y asociados a fuertes pendientes.

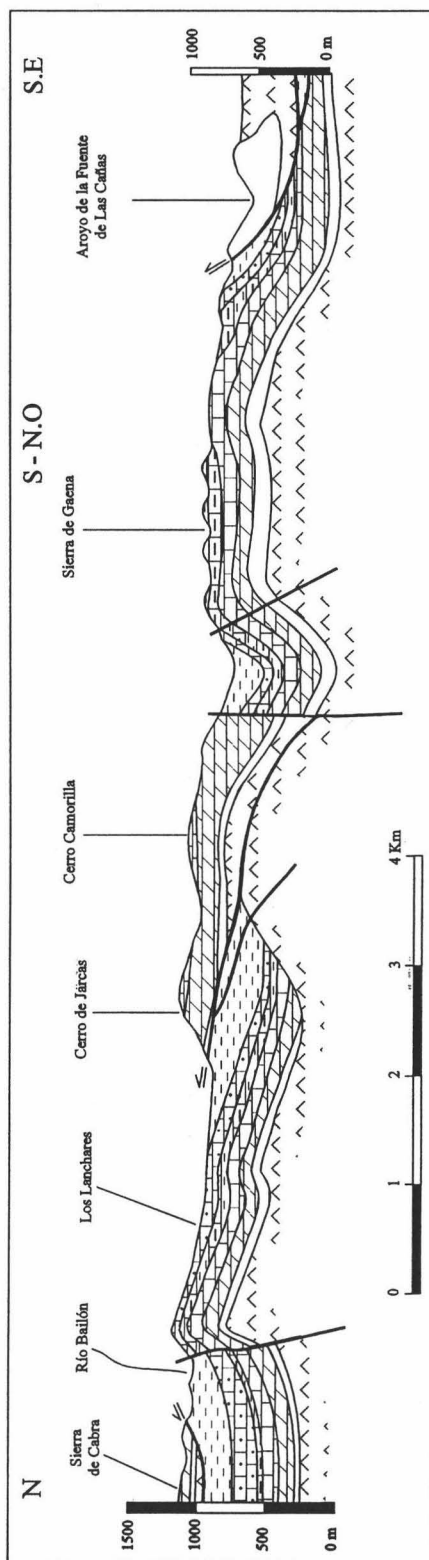
### **2.6- Cuaternario**

En la zona de estudio los depósitos cuaternarios afloran escasamente, puesto que se trata de un conjunto de relieve abrupto, de manera que se limitan a los valles y zonas deprimidas. Dentro del Pleistoceno se han incluido los travertinos calcáreos de Priego de Córdoba, los cuales llegan a tener una potencia de hasta 20 m, así como depósitos de glaciares situados al norte de la Sierra de los Pollos.

El Holoceno está integrado por materiales arcillosos y limosos con cantos, correspondientes a depósitos de glaciares recientes, así como cantos y limos de terrazas fluviales, y arcillas, arenas y limos con cantos correspondientes a conos de deyección, abanicos coalescentes y coluviones.

## **3- TECTÓNICA**

Las Sierras Subbéticas cordobesas presentan características tectónicas bastante complejas, correspondiendo su estructura a una superposición de mantos de cabalgamiento coincidentes *grosso modo* con unidades paleogeográficamente diferentes. Este hecho es especialmente manifiesto en la Sierra de Cabra, donde se encuentran apilados dos grandes mantos de corrimiento: uno superior, correspondiente a la Unidad

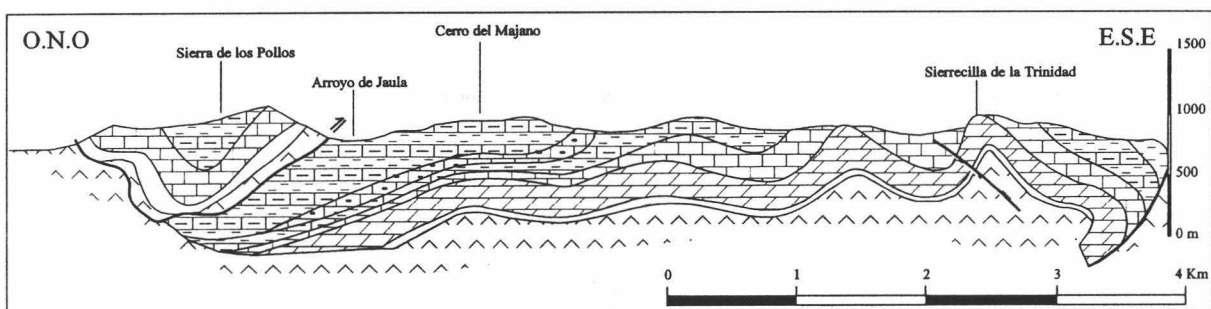


**Figura 9.-** Corte geológico de las unidades geológicas de Camarena-Lanchares y Gaena (Hernaiz Huerta *et al.*, 1992), modificado en este trabajo.

de Gaena y la mayor parte de la Unidad Lobatejo-Pollos; el otro, inferior, representado por los materiales de la Unidad Camarena-Lanchares que a su vez cabalgan sobre las Unidades intermedias (Carandell, 1927 y 1928; Molina, 1987) (Figura 9). Esta situación es el resultado del desplazamiento horizontal, de sur a norte, de las unidades alóctonas a favor de los materiales triásicos que actúan como nivel de despegue.

La estructura general de la Unidad Camarena-Lanchares corresponde a pliegues de gran radio (Figura 9), localmente con desarrollo de estructuras en escamas, resultado del comportamiento rígido de los materiales calizos ante los esfuerzos de compresión. La parte oriental de esta unidad muestra un buzamiento al sur de  $35^\circ$ , mientras que en su parte occidental las formaciones se encuentran horizontales o localmente con buzamientos muy suaves hacia el NO y oeste. En el área de los Lanchares y pico Lobatejo el buzamiento es de unos  $30^\circ$  al sur. La estructura de conjunto es un anticlinal de gran radio, de orientación próxima a este-oeste, con el flanco norte prácticamente horizontal. En su parte central se identifican dos fallas normales paralelas, de dirección aproximada de este-oeste. Esta familia de fallas se ve afectada por un segundo sistema de fallas de dirección N170E.

La estructura del manto de cabalgamiento superior es más compleja, estando los afloramientos de calizas liásicas limitados por fallas normales de borde, de dirección aproximada de este-oeste. Existen otros dos sistemas de fallas normales con orientación N20°E y N170°E. Al SE de Gaena se encuentran algunos anticlinales y sinclinales con ejes de plegamiento de dirección N70°E. La Sierra de Pollos (Figura 10) constituye un sinclinal vergente hacia el NO, cuyo eje tiene una dirección N40°E. La Sierra de La Gallinera corresponde a un anticlinal apretado con vergencia y dirección parecidas al sinclinal de los Pollos pero con cierre perianticlinal hacia el NE; su flanco NO se muestra afectado por una falla inversa.

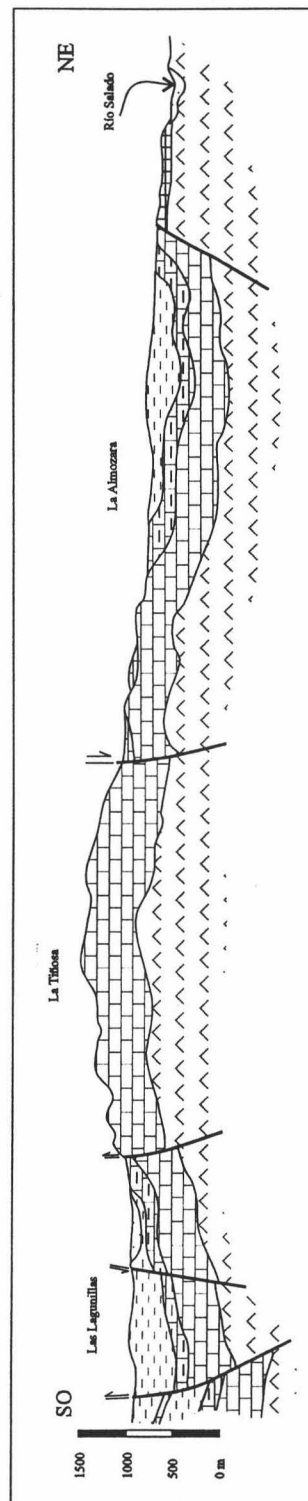


**Figura 10.-** Corte geológico de la sierrilla de la Trinidad y la sierra de los Pollos (Hernaiz Huerta *et al.*, 1992).

La variación en la directriz del plegamiento respecto a la dirección habitual en la Zona Subbética puede ser debida al juego de importantes fallas de desgarre de carácter sinistroso, lo que habría originado la dirección N40°E de La Gallinera y Sierra de los Pollos (Molina, 1987).

Las Sierras de Rute y de la Horconera constituyen estructuras plegadas muy agudas y rotas (Figura 11). En esta última se pueden distinguir tres anticlinales (Bermejo, Loma de las Chozas y Tiñosa) y dos sinclinales (Puerto del Cerezo y Puerto Mahína). Estas estructuras presentan unos ejes de plegamiento que se hunden hacia el sudoeste y el

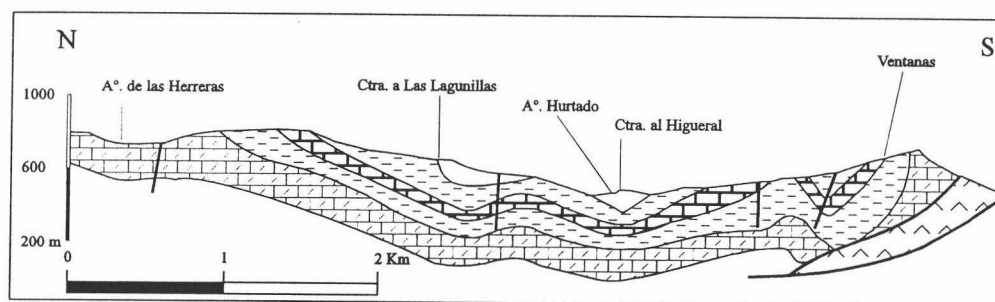




**Figura 11.-** Corte geológico de la Tiñosa y la sierra Horconera (Pulido Bosch y López Chicano, 1993).

noreste. En esta región aparecen dos sistemas de fallas: uno de ellos corresponde a un conjunto de fallas normales paralelas al eje de los pliegues, con una dirección aproximada  $N60^{\circ}E$ , aunque también pueden diferenciarse dentro del mismo otras familias de fallas secundarias como son las responsables del hundimiento del anticlinal de La Sierra de Rute hacia el sector oriental de la unidad, de dirección  $N40^{\circ}O$ ; el segundo sistema corresponde a las fallas inversas, que son más escasas y de poca importancia, destacando la que afecta al flanco septentrional de la Sierra de Rute (de dirección  $N60^{\circ}E$ ) y la situada al norte del Río de la Hoz, de dirección  $N70^{\circ}O$  y con vergencia hacia el oeste.

La estructura de La Loma de las Ventanas consiste en una serie de anticlinales y sinclinales sucesivos de dirección general ENE-OSO. La loma de las Ventanas corresponde, pues, a un anticlinal de dicha serie, afectado por una falla inversa con vergencia sur (Figura 12).



**Figura 12.-** Corte geológico de la Loma de las Ventanas (Cano Medina, 1990).

#### 4- MORFOLOGÍA KÁRSTICA

Los rasgos geomorfológicos del área de estudio están estrechamente vinculados a la distribución espacial de los materiales geológicos antes descritos, así como a la estructura tectónica. Aunque son destacables diversos aspectos geomorfológicos relacionados con los sistemas morfogenéticos fluvial, coluvial e incluso periglacial, el modelado kárstico es el rasgo geomorfológico más característico de la región, a la vez que el más interesante para los propósitos de este estudio. Por ello, a continuación se sintetiza a partir de la bibliografía recopilada, la información más relevante disponible en la actualidad.

El conjunto montañoso de Cabra muestra un carácter general de afloramientos calizos extensos sin vegetación, con formas poco agudas. El modelado kárstico desarrollado sobre sus calizas y dolomías corresponde a numerosos lapiaces de todo tipo, abundantes depresiones kársticas (dolinas, uvalas y poljes) tapizadas por rellenos de *terra rossa*. Cabe destacar, también, las formas subterráneas de disolución representados por numerosas grutas y cavidades kársticas.

Las sierras de Rute y Horconera constituyen el conjunto montañoso más elevado y áspero de todo el Subbético cordobés. Se trata de la zona de pendientes más acusadas, adquiriendo un aspecto de "Crestas calcáreas energías" según la clasificación original de Lhenaff (1977). En algunos sectores como la Tiñosa, las pendientes son muy acusadas, alcanzándose diferencias de altitud respecto al fondo de la depresión de Priego de hasta 1000 m en pocos kilómetros.

## 4.1- Formas exokársticas

### 4.1.1- Lapiaces

Las formas de lapiaz están muy bien representadas en el macizo kárstico de Cabra, los cuales aparecen ocupando rellenos morfológicos. Se localizan especialmente en el paraje de los Lanchares, pico Camarena y las Melladas, instalados sobre calizas oolíticas del Dogger. En el caso de ubicarse sobre calizas nodulosas del Malm, estos lapiaces se encuentran desarrolladas sobre laderas suaves, como en los Lanchares. También se observa otra zona de lapiaz situado sobre calizas brechoides del Lías, en el extremo SE de la Sierra del Pelpitre.

La suave pendiente que presenta la superficie estructural de los Lanchares, en la que el agua de escorrentía puede circular a velocidades muy lentas, junto con el gran desarrollo de un fuerte diaclasado de conjunto y la pureza de las calizas oolíticas (80% de  $\text{CaCO}_3$  y 5% de  $\text{MgCO}_3$ , según Pezzi, 1977) del Dogger, han facilitado los procesos de corrosión y, por consiguiente la instalación de un importante lapiaz con distintas formas: tubulares, cavernosas y con crestas redondeadas, con tamaños muy variables de pocos centímetros al metro. Son auténticas formas de desarrollo de lapiaces bajo suelo (lapiaces semidrenados). Existen, además, otras dos tipologías, características de lapiaz generado al aire libre. En este último caso, la circulación de aguas agresivas superficiales a través de diaclasas da lugar a canaladuras generalmente ortogonales; también, al correr el agua de lluvia por los bordes de la roca, forma una serie de regueros verticales y orientados en el sentido de la máxima pendiente.

Sobre las calizas brechoides del Lías del conjunto montañoso de Cabra se ha desarrollado un lapiaz típico de arroyada con canaladuras paralelas que siguen la máxima pendiente. Este lapiaz, formado al aire libre, presenta localmente unos hoyos (*Kamenitzas*) bien marcados; aquí, la superficie de corrosión se transforma en una continuada serie de depresiones circulares de tamaño variable y cierta profundidad. Esta ordenación ha seguido las líneas principales de fracturación, la cual, a su vez, ha ordenado la misma disolución en profundidad de estas calizas.

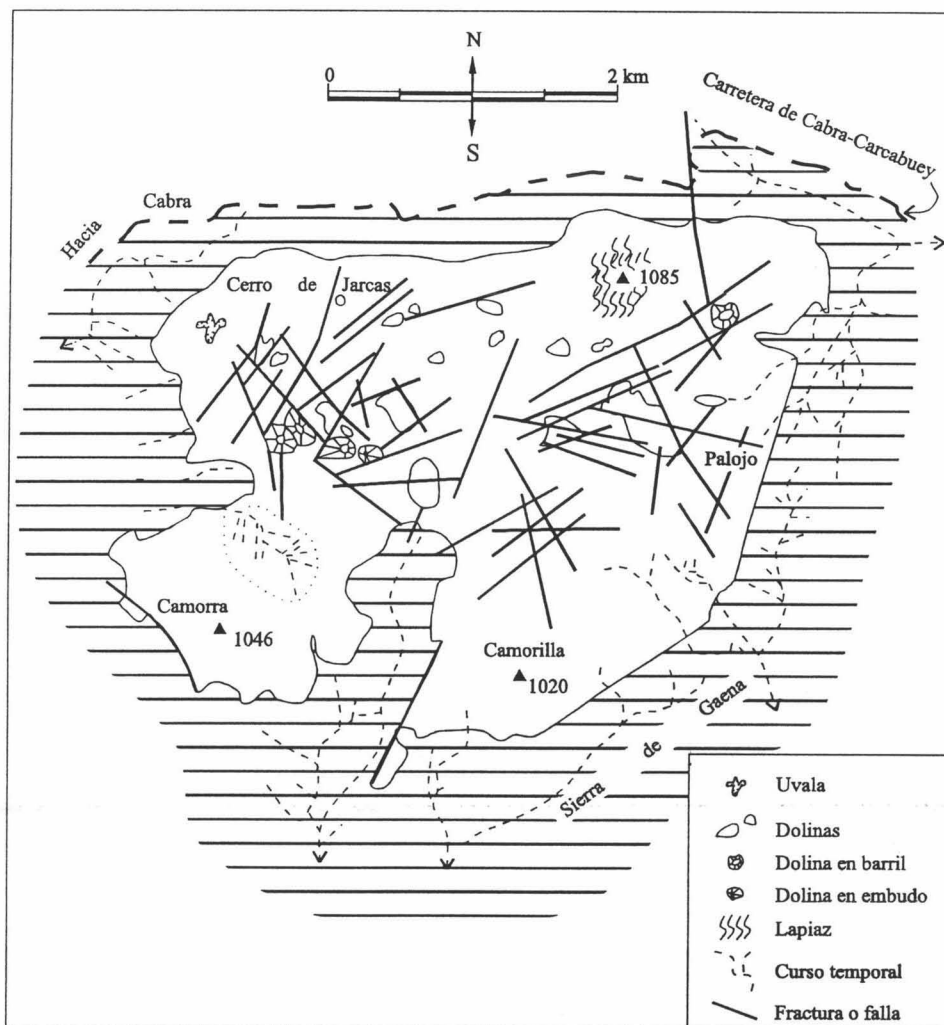
El desarrollo del lapiaz sobre calizas nodulosas es escaso, debido principalmente a los bajos contenidos en carbonatos (75%) de estas rocas. Las formas predominantes son una especie de cupulitas y regueros, a veces con estructura de meandriforme que indica claramente su origen por disolución al aire libre.

En Cerro de Jarcas, Los Hoyones y Sierra de Gaena, se observan lapiaces generados al aire libre, especialmente en las zonas más abruptas y desprovistas de vegetación y suelo. No son raras tampoco las formas generadas bajo suelo, en forma de grandes oquedades, bolsadas (*Undercut Karren*; Bögli, 1980) (López Chicano, *com. pers.*). En las sierras de Rute y de la Horconera, favorecidos por la pendiente del terreno, son fáciles de observar formas lineares de lapiaz, controladas por la hidrodinámica de las aguas superficiales. En los núcleos de los anticlinales, donde afloran frecuentemente las dolomías liásicas, se observan formas de megalapiaz ruiforme, caracterizado por monolitos o pilares rocosas aislados de pocos metros de altitud (Pulido Bosch y López

Chicano, 1993 y Pulido Bosch *et al.*, 1996).

#### 4.1.2- Dolinas

La dolonización es uno de los procesos más destacados de la morfología kárstica de las Sierras Subbéticas cordobesas. Las dolinas aparecen en este área en dos macizos montañosos distintos. Las más importantes aparecen en Cerro de Jarcas, las que se extienden por la Sierra de Cabra cubren menos interés.



**Figura 13.-** Esquema morfológico de Jarcas-Los Hoyones (Pezzi, 1977).

Sin duda, es en el macizo de Jarcas-Hoyones donde se encuentran las dolinas más espectaculares de toda la zona de estudio, en cuanto a magnitud y profundidad de las mismas. Pezzi (1977) describe y cartografía en este conjunto montañoso al menos una veintena de dolinas, situadas en el sector central o sector denominado los Hoyones (Figura 13). Esta zona central, deprimida por factores topográficos y estructurales, entre los altos relieves que la circundan por el norte y sur y con altitudes que oscilan entre 850 y 900 m s.n.m., actúa como receptora de aguas superficiales lo que favorece el desarrollo de los procesos kársticos, y concretamente la formación de dolinas. Éstas son de formas variadas, en embudo, en barril y en artesa. De entre todas ellas es de especial interés el llamado Hoyón de Salamanca, con una profundidad de 30 m y una anchura

de 50 m., el cual presenta un relleno bien definido, cubierto con *terra rossa* y vegetación, y cuyo fondo es plano y pedregoso.

Algunas dolinas muestran grandes profundidades, rellanos laterales y fondos rellenos de grandes volúmenes de piedras y bloques. En este caso se trata de dolinas de hundimiento, resultado del colapso de techos de cavidades. Por otra parte las dolinas en artesa o barril presentan fondos planos y sin piedras, así como bordes suaves o levemente escarpados. Son, pues, dolinas que se han desarrollado aprovechando depresiones topográficas y estructurales, siguiendo una serie de fracturas que han delimitado su desarrollo.

Existe una decena de dolinas en artesa con un gran desarrollo en extensión y de bordes perfectamente delimitados, distribuidas por el conjunto Camarena-Las Melladas, pico Lobatejo y Loma del Trufón. Sólo una de ellas corresponde al tipo de hundimiento y atestigua una circulación subterránea bien definida. En la Sierra de Cabra las dolinas se sitúan en una cota comprendida entre 1000 y 1100 m, sobre una superficie de aplanamiento lateral del polje de la Nava (Figura 14).

#### **4.1.3- Poljes**

Los poljes constituyen las formas kársticas más importantes y representativos del macizo carbonatado de Cabra (Pezzi, 1977 y Lehnaff, 1975). Estos últimos autores distinguen claramente tres poljes, dos de ellos conectados entre sí y con drenaje común por el río Bailón. Estos son: polje de La Nava septentrional, polje de La Nava meridional y polje de La Fuenseca (Figura 14).

El polje de la Nava septentrional bordea por el sur la zona del pico Camarena-Las Melladas, u está enteramente desarrollado sobre materiales carbonatados de ésta. Este polje se desarrolla a cota de 900 m s.n.m., sobre una fosa tectónica bien delimitada por fallas normales. En la actualidad el polje-fosa de la Nava septentrional está abierto por el NE gracias a la acción del río Bailón que ha excavado un profundo cañón para salir del macizo calizo. Este polje muestra algunos afloramientos rocosos del substrato (calizas nodulosas del Malm) que sobresalen del relleno a modo de *humus*.

El polje de la Nava meridional está situado sobre la gran fosa tectónica central limitada por el sistema de fallas de dirección este-oeste involucrando a materiales de la unidad de Camarena-Lanchares y de la unidad de Gaena. En este caso la disposición casi horizontal, próxima al eje del anticlinorio, ha permitido la instalación de este polje y del polje de la Fuenseca.

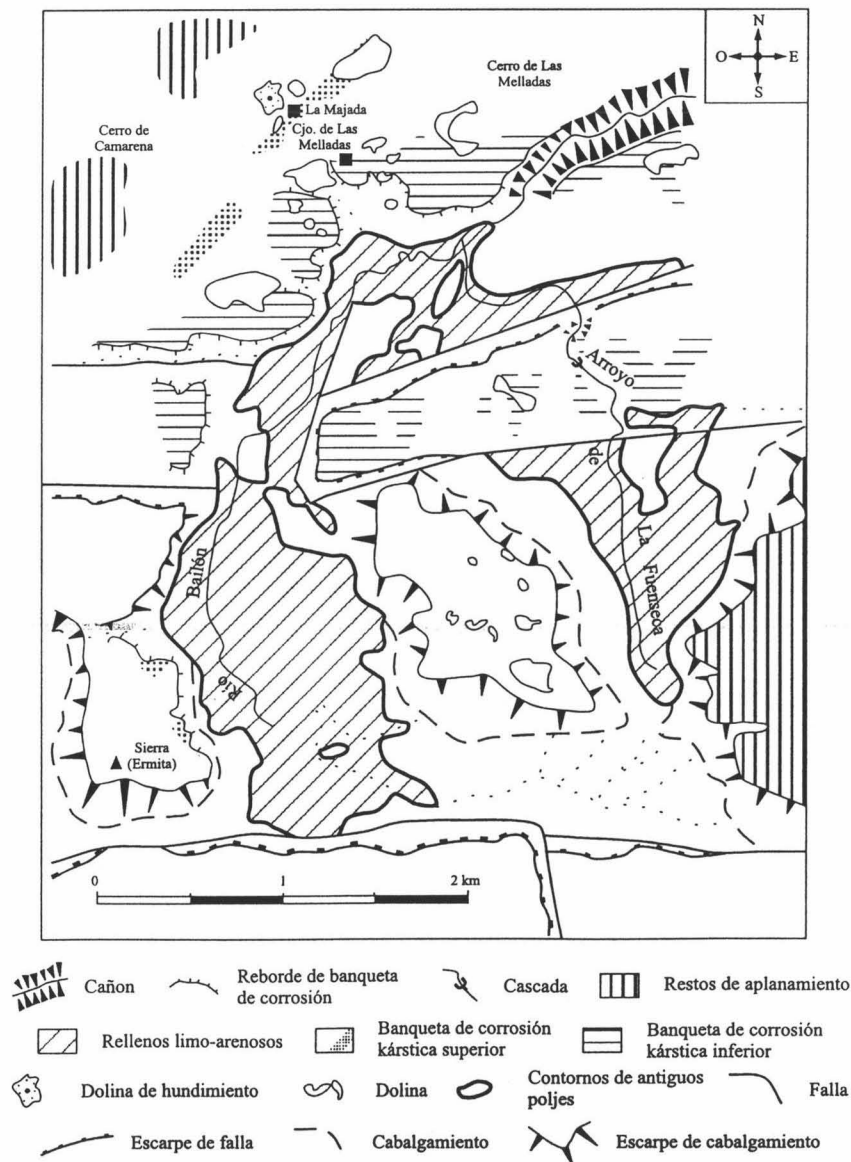
El polje de la Fuenseca tiene características parecidas al anterior, sólo que no ocupa todo el espacio de la fosa tectónica sobre la cual se ha desarrollado. Este polje se ubica a una altitud de 1040 m s.n.m., y aparece recorrido por el arroyo de la Fuenseca (afluente del Bailón) del cual recibe el nombre.

El drenaje hídrico de los tres poljes descritos es esencialmente superficial, organizado y funcional. Ello es más lógico para los poljes de la Nava meridional y de la Fuenseca, ya que se encuentran instalados sobre terrenos margosos y con escasas posibilidades de

continuar su desarrollo en profundidad (Pezzi, 1977). El polje de la Nava septentrional, aunque situado sobre calizas nodulosas con cierta aptitud para la karstificación, debajo de las cuales aparecen calizas oolíticas del Dogger con gran potencia y enormes posibilidades de karstificación, se encuentra inactivo debido al drenaje superficial por el río Bailón.

**4.1.4- Cañones kársticos**

Estas formas fluviokársticas suelen estar asociadas al levantamiento general de una región y a la consiguiente reprofundización del nivel de base del drenaje superficial de la misma (Bögli, 1980), aunque con frecuencia también juega un papel importante, la kárstificación por el flujo hídrico subterráneo que circula a favor de las zonas más transmisivas.



**Figura 14.-** Esquema geomorfológico de los poljes de Sierra de Cabra (Lehnaff, 1975).

En la zona de estudio aparecen dos gargantas kársticas de desarrollo bastante espectacular: el cañón del río Bailón y el del río de la Hoz. El cañón del río Bailón, como



antes se comentó, constituye el punto de drenaje del polje de la Nava septentrional. Se trata de una profunda garganta con paredes prácticamente verticales, salvando un desnivel de 400 m en un recorrido de 4 km. Se encuentra asociado al curso fluvial temporal del río Bailón, que discurre a cotas siempre más altas que el nivel piezométrico del acuífero kárstico subyacente (Figura 14).

Otro cañón de gran belleza se sitúa al sur de la Sierra de Rute, concretamente en el arroyo de las Herreras y río de la Hoz. Se trata de un gran valle fluvial encajado en los materiales carbonatados, con pendientes muy pronunciadas, salvando un desnivel de 200 m en un recorrido de 5 km. El arroyo Rigüelo -procedente de un área de afloramientos de rocas poco permeables- ha podido progresar a través de la barrera caliza correspondiente a la Sierra de Rute, excavando así, un profundo cañón kárstico y conformando una red de drenaje epigenética y sobreimpuesta, donde la erosión fluvial y la corrosión del lecho predominan sobre los procesos de karstificación, este esquema responde al expuesto por Bögli (1980). Tan solo en épocas de fuertes lluvias prolongadas, igual que en el río Bailón, se pueden ver pasar aguas de escorrentía superficial por este cañón. Sin embargo, en el tramo final del mismo se encuentra el conjunto de los manantiales del Río de la Hoz, que constituye el punto natural de descarga de las aguas subterráneas del acuífero kárstico subyacente.

#### 4.1.5- Travertinos

Potentes masas de travertinos se extienden desde el mismo núcleo urbano de Priego de Córdoba, pasando por el sector de la Milana, hasta las márgenes del arroyo de Jaula (junto a la carretera de Priego a Carcabuey, en la terminación nororiental de la Sierra de los Pollos) (Figura 6). De estos afloramientos, el más estudiado y conocido es el del casco urbano de Priego, el cual ocupa una extensión aproximada a 2 km<sup>2</sup>.

Fueron Carandell (1922) y Ortega Alaba (1975) los que hicieron las primeras descripciones de la plataforma travertínica de Priego, haciendo especial hincapié en la presencia de la ciudad, la posición en “balcón”, así como en las fuentes y manantiales del pie de la Sierra de la Horconera.

Pezzi (1977) realizó observaciones sobre la evolución de la plataforma travertínica en relación con el quimismo del agua de la Fuente del Rey (manantial de la Salud) y al encauzamiento hídrico llevado a cabo en la ciudad.

Delannoy *et al.* (1989) presentan la primera evaluación morfogenética del travertino de Priego, identificando facies sedimentarias, estableciendo una crono-secuencia evolutiva y poniendo de manifiesto el papel de la antropización en el travertino y en el piedemonte kárstico. Díaz del Olmo *et al.* (1989) inciden sobre los efectos de las modificaciones antrópicas y consideran que la historia del manejo hídrico en la urbe de Priego conlleva tres consecuencias principales sobre el crecimiento de la formación travertínica:

- Fijación de la morfología del escarpe natural del Adarve, por atenuación y pérdida de las cascadas; por contra, se observa un aumento de las facies detríticas del sector oriental de la ciudad (La Joya).

- Ralentización de la sedimentación carbonatada a la par que disminuyen los caudales, aumento de la turbidez y de la polución de las aguas.
- Aumento de la infiltración y de la circulación subterránea del agua en el interior de la masa travertínica, con intensificación de la disolución y karstificación de la misma.

En un trabajo posterior, Díaz del Olmo *et al.* (1990) dan a conocer los resultados de dataciones isotópicas (Uranio/Torio) realizadas sobre muestras recolectadas, obteniéndose edades comprendidas entre 2600 y 18.900 años de antigüedad para estas rocas.

Destacan, también, dos formaciones travertínicas más: una de ellas, la localizada en el manantial y el cortijo del Arrimadizo al pie de la vertiente norte de la Sierra de la Horconera, en este caso el depósito travertínico está inhibido; la segunda formación se extiende en el entorno del manantial de Los Juncas (Loma de Las Ventanas).

El travertino de Los Juncas se extiende en una pequeña superficie en las inmediaciones de la surgencia del mismo nombre, en forma de abanico de, aproximadamente, 10 m de longitud de base sobre una suave pendiente arcillosa de edad triásica.

#### **4.2- Formas endokársticas**

Los grupos espeleológicos que operan en los distintos municipios de las Sierras Subbéticas cordobesas conocen en este área del orden de entre uno y dos centenares de cavidades, la mayoría de ellas exploradas aunque no topografiadas. Ninguna de las cavidades conocidas alcanza el nivel freático regional de los acuíferos kársticos que se desarrollan en estos macizos carbonatados. A continuación comentaré las características principales de algunas cavidades, las más importantes por su desarrollo vertical u horizontal (González Ríos *et al.*, 1994).

##### **4.2.1- Sima de la Camorra (Cabra)**

Conocida también popularmente con el nombre de Sima del Tesoro, se localiza en el cerro de la Camorra a una altitud de 990 m s.n.m. (Figura 15).

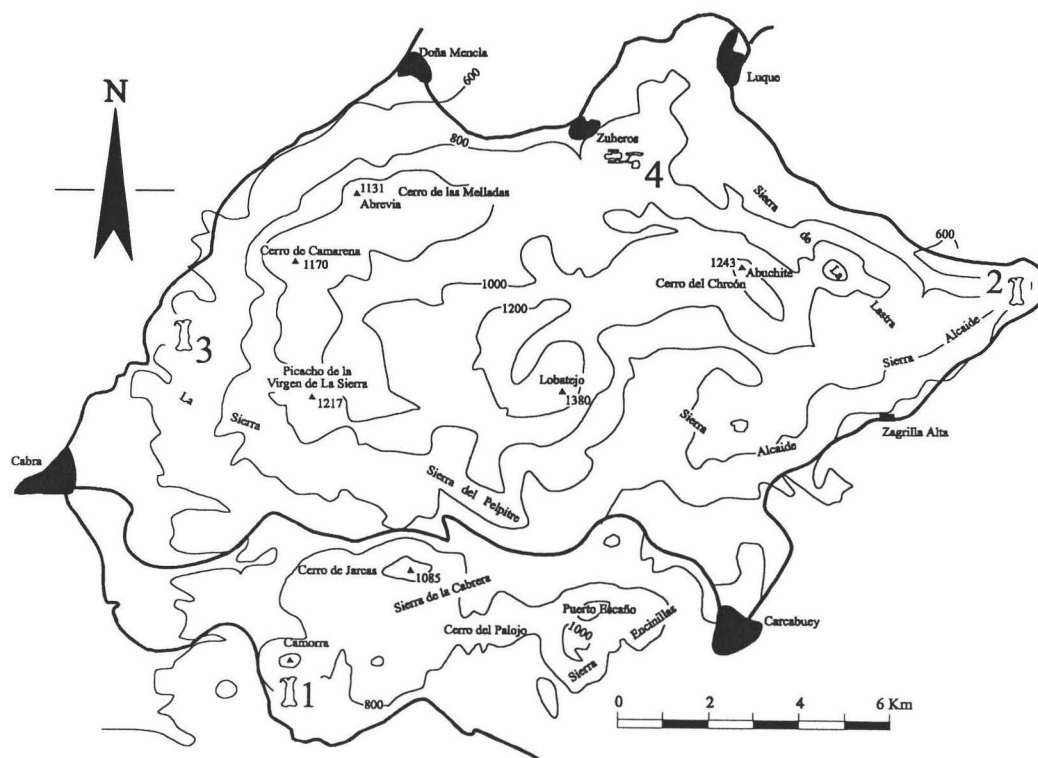
El primer plano topográfico se realiza el 6 de noviembre de 1977 por miembros del Grupo de Exploraciones Subterráneas de Málaga, descendiendo por la vía directa a la cota de -172 m (Figura 16), la mayor profundidad penetrada en toda la región de estudio.

Al año siguiente se realiza el levantamiento topográfico de una nueva vía de descenso, llegando a una profundidad de -165 m. Esta exploración fue realizada en un trabajo conjunto entre el GEG de Granada y espeleólogos de Cabra.

La sima presenta una serie de verticales con profundidades comprendidas entre los 9 y 30 m. intercalados con rampas, en la base del P-26 y al norte, se abre una nueva vía alternativa con verticales similares en profundidad que alcanza la cota -165 m.; las grandes dimensiones de este sector sugiere la existencia de nuevos pozos, más al norte,



paralelos a éstos (GEG, 1978). La sima progresa a favor de una diaclasa vertical de orientación norte-sur, donde los distintos rellanos y rampas corresponden a “tapones” de bloques y cantos impotrados entre sus paredes (de hasta 7 m de separación).



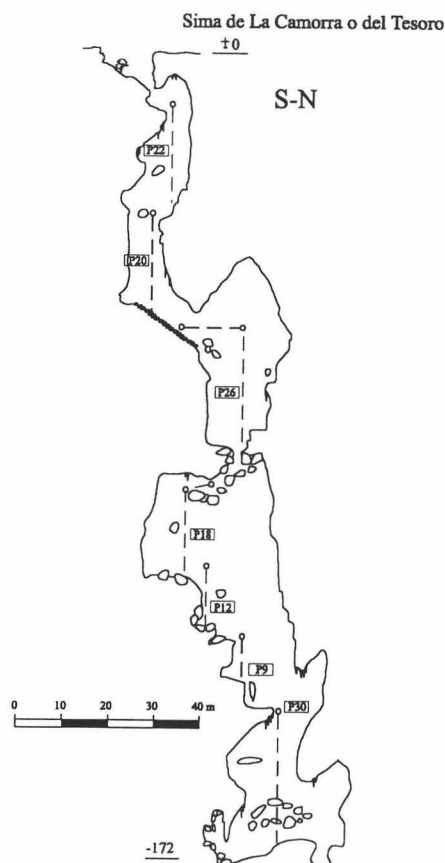
**Figura 15.-** Mapa de situación de las simas más importantes y la cueva de los Murciélagos. 1: Sima de la Camorra o del Tesoro; 2: Sima de Fuente Alhama; 3: Sima de Cabra; 4: Cueva de los Murciélagos.

#### 4.2.2- Sima de Fuente Alhama (Luque)

Se localiza en el extremo oriental de la Sierra de Alcaide, a unos 500 m al oeste del manantial de Fuente Alhama, a cota de 658 m s.n.m. (Figura 15). Con una diferencia de cota de 168 m respecto a la surgencia, esta sima no alcanza el nivel piezométrico del acuífero carbonatado, aunque su punto más bajo se queda muy cercano.

La cavidad evoluciona a base de rampas, rellanos y sobre todo pozos, los cuales muestran verticales absolutas sólo en los primeros 50 m de profundidad. Son las fracturas de dirección NE-SO las que controlan preferentemente el desarrollo de esta sima, y en menor medida las de dirección NNO-SSE.

Las concreciones litoquímicas son muy escasas, destacando la existencia de unas bellas banderolas y colgaduras teñidas de rojo por óxidos de hierro en las galerías más bajas. La profundidad máxima, calculada por el GAEL de Lucena en 1994, es de unos 155,7 m, no habiéndose completado el croquis integral de la cavidad hasta el momento. Quizás el fondo de esta sima alcanza el nivel piezométrico del acuífero subyacente.



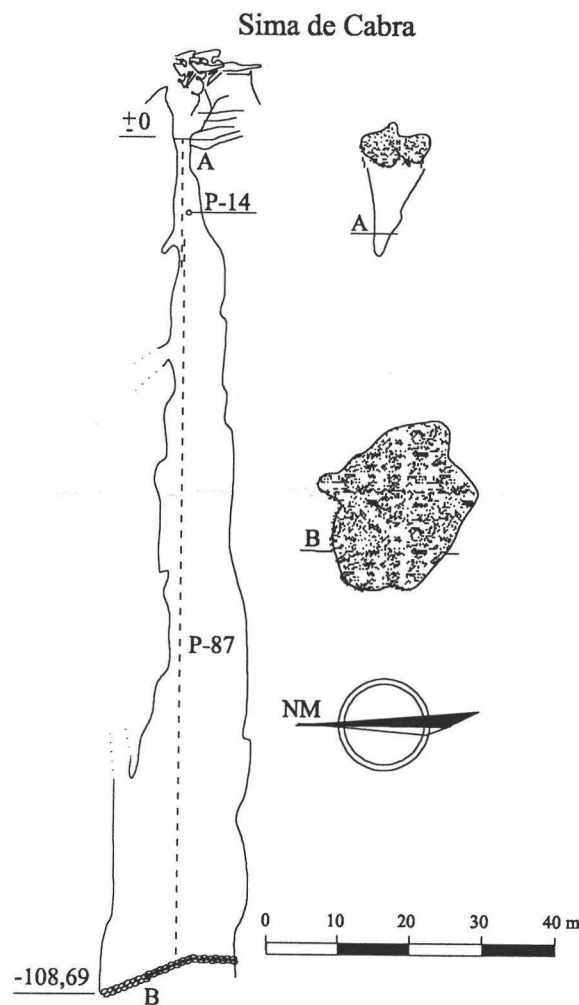
**Figura 16.-** Plano topográfico de la sima de la Camorra o del Tesoro (GES de la SEM de Málaga).

#### 4.2.3- Sima de Cabra (Cabra)

Se localiza a unos 200 m del denominado Cortijo de la Sima, en los montes conocidos con el nombre genérico de La Sierra, a una altitud de 740 m s.n.m. (Figura 15). Esta cavidad es conocida prácticamente desde siempre, gracias a su boca de generosas dimensiones, resultando una de las cavidades andaluzas con más bibliografía histórica. El primer descenso del que se tiene constancia escrita data de 1683, para realizar el rescate de un cadáver. El primer plano de esta famosa sima apareció publicado en el diario Córdoba realizado en los años 60 por el GEC cordobés o Gulmot. En 1977 el grupo GEAL de Cabra levanta una nueva topografía en la que se aporta como hecho novedoso la existencia de la Vía Oscura, formada por una sucesión de varias verticales paralelas al pozo principal (Moreno Rosa, 1977), y localizada en la pared norte del pozo a unos 30 m de la boca. En octubre de 1979 el GEG de Granada efectúa un nuevo levantamiento topográfico del gran pozo (GEG, 1979). El Geos de Sevilla localiza una nueva vía paralela al pozo, principal, a la cual Díaz del Olmo *et al.* (1989) asignan el nombre de Vía Cervantes; ésta se caracteriza por una serie de verticales paralelas al gran pozo. Con posterioridad el grupo de Priego de Córdoba descubre otra vía alternativa de las mismas características que las anteriormente descritas.

La sima de Cabra corresponde a un pozo de unos 110 m de profundidad (Figura 17). La apertura única se modela en una ancha boca triangular de 13 m de longitud

máxima, con presencia de abundantes coladas estalagmíticas adosadas a la pared de la vertiente. Aquí se aprecia que la sima se ha asignado en la intersección de dos fracturas, una ONO-ESE y otra NE-SO, habiéndose actuado como un sumidero de aguas superficiales. Desde su boca esta sima desciende en vertical; las paredes en el primer tramo están abundantemente concrecionadas con columnas y coladas estalagmíticas superpuestas. A partir de -20 m de profundidad las paredes libres de concreciones empiezan a mostrar superficies acanaladas por corrosión, adquiriendo la sección transversal una morfología subcircular. En los últimos 50 m el pozo principal se hace más ancho hasta alcanzar unos 20 m de diámetro. El fondo se encuentra completamente colmatado por un caos de bloques y piedras y sin continuación, sin embargo; lateralmente se ha localizado un pequeño conducto obturado por arcillas y bloques. Paralelas al pozo principal, y como he comentado en líneas anteriores, se abren tres vías alternativas que se accede a ellas por ventanas en la vertical, para volver a conectar en el mismo pozo principal algunos metros más abajo. Aunque la sima no alcanza el nivel freático, es frecuente observar pequeñas filtraciones rezumes que caen en cascada libre en un buen tramo del pozo principal.



**Figura 17.-** Plano topográfico de la sima de Cabra (GEG de Granada, 1979).

La Vía Cervantes, de 85 m de profundidad, tiene su entrada debajo de la gran higuera localizada al este de la boca de la misma sima. Vera *et al.* (1995), a partir de un

análisis espeleomorfológico de esta vía, diferencian tres tramos: el primero llega hasta los 28 m de profundidad, pasa por una galería circular con morfologías reconstructivas en sus paredes, dirigidas por una circulación lateral por diaclasas y líneas de estratificación, mostrando sus paredes algunos signos de erosión; un pozo con numerosos procesos reconstructivos, principalmente coladuras y grandes coladas, inicia el segundo de los tramos, el cual entra a una pequeña sala en cuya bóveda se observan reconstrucciones de coladas, mientras que en la base se desarrollan platos estalagmíticos, en las paredes laterales algunos microgours; desde aquí y hasta 45 m de profundidad, las paredes presentan concreciones, más allá de la cual esta vía se estrecha y vuelven a manifestarse signos de erosión. Finalmente, y a los -85 m, enlaza este conducto nuevamente con el pozo principal de la sima.

#### **4.2.4- Cueva de los Murciélagos (Zuheros)**

Junto a la Sima de Cabra, es el ejemplo más interesante de las grutas y cavidades kársticas que aparecen en las Sierras Subbéticas de Córdoba. Se trata de una gran grieta casi obstruida por grandes bloques de derrumbamiento. Su desarrollo horizontal alcanza 1016 m, y el desnivel de la misma es de unos 65 m.

Esta cavidad se localiza a unos 1000 m s.n.m. en el Cerro de los Murciélagos, a 1600 m de la hermosa localidad -de origen árabe- de Zuheros (Figura 15). De Góngora y Martínez (1868) es el primero que hace referencia a esta cueva en su famosa obra "Antigüedades Prehistóricas de Andalucía". En 1938 se llevaron a cabo los primeros descubrimientos arqueológicos de la mano de Francisco Segovia García, dándose a conocer la existencia de restos de un esqueleto humano en el fondo de un gour (Segovia García, 1989).

Los trabajos arqueológicos llevados a cabo en esta cavidad revelan culturas que van desde el Neolítico hasta la actualidad. También fueron localizadas en su interior pinturas prehistóricas esquemáticas (Arjona Castro, 1991).

La cueva de los Murciélagos presenta dos bocas al exterior, conectadas entre sí por una sucesión de salas abiertas a favor de una gran fractura NE-SO con un buzamiento de unos 40° al sur. Entre los bloques se abren varias galerías que dan acceso a salas de varios tamaños, algunas muy decoradas en su bóveda por estalactitas y estalagmitas. De entre ellas se destaca la Sala de las Estalactitas con unas dimensiones de 70 por 25 m.

## Capítulo III

### III- HIDROGEOLOGÍA

## **Capítulo III**

### **III.- HIDROGEOLOGÍA**

#### **1- COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LOS MATERIALES**

Pese a que la investigación hidrogeológica llevada a cabo se ha centrado casi exclusivamente en los materiales carbonatados liásicos del área de estudio, haré mención, también, al comportamiento hidrogeológico de los materiales que delimitan estos afloramientos carbonatados, ya que pueden estar relacionados hídricamente con ellos o formar sistemas de drenaje independientes. Para mayor claridad en la exposición seguiré el mismo orden establecido en el apartado de litoestratigrafía (capítulo II, 2).

Los materiales triásicos están constituidos exclusivamente por margas y arcillas, por lo que presentan un comportamiento hidrogeológico acuícludo. Se encuentran también frecuentes intercalaciones de delgados niveles de areniscas, dolomías y calizas negras, los cuales son acuíferos; sin embargo, su limitada extensión y la falta de continuidad de las formaciones hace que tengan poca relevancia hidrológica. Los abundantes yesos y niveles halíticos pueden constituir acuíferos kársticos de cierta importancia. El caso de la cavidad del Carmonil en Cabra es un buen ejemplo de tal fenómeno, desarrollado en yesos triásicos (López Chicano *et al.*, 1994). La salinidad de las aguas relacionadas con estos materiales, es extrema en muchos casos como ocurre en las salinas del río Salado, al sur de Priego de Córdoba. Hacia el techo de estos materiales afloran frecuentemente calizas dolomíticas muy brechificadas o carniolas, intercaladas entre margas y arcillas de facies Keuper. Estos materiales, denominados concretamente como SupraKeuper o Infralías, las considero como parte de la siguiente formación (Formación Gavilán).

La Formación Gavilán esta constituida por materiales calizos y dolomíticos del Lías inferior-medio. El comportamiento hidrogeológico de estas rocas es claramente acuífero, dada la intensa fracturación y karstificación que presentan, lo cual conduce a pensar que tienen permeabilidades muy altas y la mayor potencialidad hidrogeológica de todo el sector de estudio. Los sistemas hidrogeológicos relacionados con sus afloramientos son el objeto principal en este trabajo.

El contacto entre el tramo dolomítico inferior y el calizo superior es gradual y muy regular, de modo que es de suponer la conexión hidráulica entre los dos conjuntos, aunque, al tener cada uno rasgos texturales y litoquímicos peculiares, puede traducirse en un comportamiento hidráulico con matices distintos.

La Formación Zegrí está constituida fundamentalmente por una alternancia de calizas margosas y margas, con una permeabilidad de conjunto baja. No obstante, habida cuenta de la existencia de algunos manantiales con caudales muy pequeños ligados a esta formación, se le asigna un comportamiento de acuitardo. La realización de pruebas de bombeo en algunas de las captaciones llevadas a cabo en estas rocas (por ejemplo al sur de Priego de Córdoba) permitiría conocer con más detalle su capacidad para almacenar y transmitir el agua, y por consiguiente definir mejor su comportamiento hidrogeológico.



La Formación Camarena corresponde a una potente secuencia de calizas oolíticas muy puras del Dogger. Estas rocas muestran rasgos de intensos procesos de fracturación y karstificación, lo cual les confiere - *a priori* - una importante porosidad secundaria y una conductividad hidráulica muy alta. Además, presentan una gran potencia (200 a 300 m), lo que permite definir su comportamiento hidrogeológico como acuífero por excelencia.

Las calizas tableadas con sílex de la Formación Veleta deben presentar una permeabilidad media a baja, lo que permite clasificarlas como acuitardo. Lo mismo se puede decir de los materiales que conforman la Formación *Ammonitico Rosso* Superior. Al igual que ocurre con la Formación Zegrí, existen pequeños manantiales ligados a estos materiales, pero las captaciones aquí brillan por su ausencia, de ahí que no se puede precisar más sobre su comportamiento hidráulico.

Los materiales de la Formación Carretero y la Formación Quípar-Jorquera (Capas Rojas) corresponden a una alternancia de calizas margosas y margas y constituyen los niveles de permeabilidad más baja reconocida en el conjunto de las formaciones geológicas presentes en la zona de estudio. Estos materiales constituyen potentes barreras para la infiltración del agua. Así pues, les asigno un comportamiento general de acuícludo.

El conjunto de las formaciones del Paleógeno está dominado por margas, así pues se incluyen dentro del grupo de materiales con comportamiento hidrogeológico acuitardo-acuícludo.

El Neógeno está integrado prácticamente en su totalidad por materiales geológicos margosos de muy baja permeabilidad. Sin embargo, la existencia de algunas intercalaciones de biocalcarenititas puede permitir una circulación limitada de las aguas subterráneas. Los afloramientos del Mioceno medio son susceptibles de contener agua y permitir su circulación, pero dada su limitada extensión no llegan a tener una gran entidad hidrogeológica.

Los materiales cuaternarios más recientes son escasos en la zona de estudio y presentan un comportamiento hidrogeológico muy desigual. Los conos de deyección, los depósitos de ladera y piedemonte y los derrubios o canchales se comportan como pequeños acuíferos de escaso rendimiento (acuitardo), siendo su permeabilidad muy variable según el contenido en arcillas y limos de la matriz.

Las tobas calcáreas y travertinos de Priego de Córdoba constituyen acuíferos carbonatados de permeabilidad muy alta, debido a su gran porosidad primaria y a los procesos de disolución y karstificación que han sufrido en los últimos tiempos.

## **2- DEFINICIÓN DE SISTEMAS ACUÍFEROS**

Hasta el presente, los estudios hidrogeológicos llevados a cabo en el área de estudio son muy escasos, o bien han consistido en trabajos de poco detalle, bien realizados por empresas privadas o por organismos oficiales, pero que prácticamente no han tenido



difusión. En cualquier caso, en la zona del sur de Córdoba aparecen varias unidades hidrogeológicas esencialmente carbonatadas constituidas por los materiales fundamentalmente dolomíticos y calizos del Lías inferior y medio y del Dogger-Malm, de permeabilidad relativamente alta por fisuración y karstificación.

Felgueroso y Coma (1967), en el primer estudio hidrogeológico de las Sierras Subbéticas cordobesas, identifican tres cuencas hidráulicas subterráneas: La cuenca del macizo de Cabra, la cuenca de la Sierra de Gaena y la cuenca del macizo Rute-Horconera, donde incluyen además la unidad de Gallinera-Pollos o Jaula.

El IGME (actual Instituto Tecnológico Geominero de España o ITGE) realiza un amplio estudio de la zona durante el año 1982-83, a raíz del cual, establece una clasificación integral de los principales acuíferos presentes. En este proyecto se definen las unidades hidrogeológicas 30 y 31, correspondientes a la unidad de Cabra-Alcaide y la unidad hidrogeológica de Rute-Horconera, respectivamente. Según el mismo estudio, la unidad de Cabra-Alcaide incluye los acuíferos de Cabra-Alcaide *s. str.* (nº 16) y Gaena-Palojo-Camorra (nº 24). Por otra parte, la segunda unidad hidrogeológica está integrada por los acuíferos de Gallinera-Pollos o Jaula (nº 25), Rute-Horconera *s. str.* (nº 26) y de la Loma de las Ventanas (nº 27).

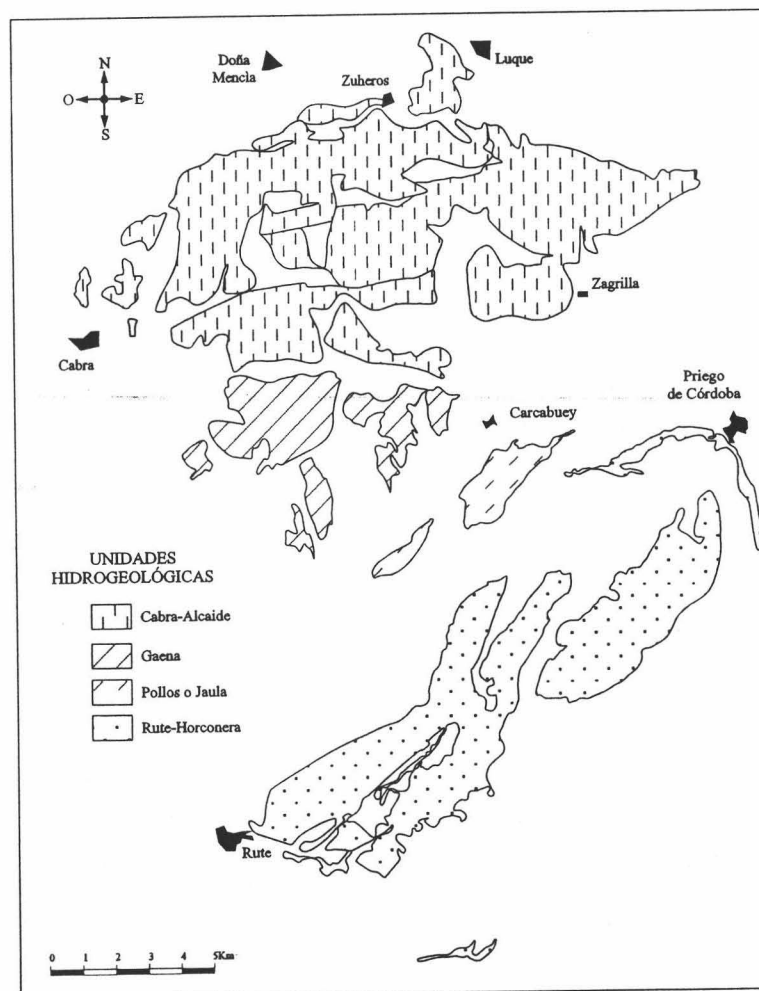


Figura 18.- Mapa de situación de las unidades hidrogeológicas estudiadas

Posteriormente (1993), y en un informe técnico sobre “Propuestas de normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección a embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la cuenca del Guadalquivir”, el ITGE asigna nuevas siglas a estas unidades y cataloga la unidad 30 como 05-35 y la 31 como 05-36.

Siguiendo los mismos criterios estratigráficos y tectónicos usados por los autores anteriores para la subdivisión de la zona de estudio en unidades paleogeográficas (ver apartado de Geología II), y de acuerdo con mis criterios y observaciones de campo, haré unas modificaciones formales de la clasificación hecha por el IGME (1982-83), que me parece más completa que la de Felgueroso y Coma (1967), pero que ha resultado - a mi juicio - poco precisa.

Así, yo denomino unidad hidrogeológica de Cabra-Alcaide exclusivamente al conjunto montañoso del mismo nombre, coincidiendo en gran medida con la unidad geológica del Camarena-Lanchares y pequeños isleos carbonatados de la unidad geológica de Gaena (Figura 18). La independencia hidrogeológica de este sector, respecto a los afloramientos carbonatados de la unidad geológica de Gaena, situadas al sur de la carretera Cabra-Priego, viene asegurada por la presencia de extensos afloramientos de materiales triásicos de baja permeabilidad que actúan como barrera hidrogeológica.

En la unidad hidrogeológica de Gaena, situada justo al sur de la anterior, incluyo todos los afloramientos carbonatados que conforman las Sierras de Gaena *s. str.*, Puerto Escaño, Cerros del Palojo, Jarcas, Camorra y Cerro Lóbrego (Figura 18). En ella, más adelante y en el epígrafe correspondiente a su estudio, intentaré establecer las subdivisiones oportunas.

Por otra parte, en este trabajo sólo conservaré bajo el nombre de unidad hidrogeológica de Rute-Horconera el conjunto montañoso correspondiente a las sierras de Rute-Horconera y al pequeño afloramiento carbonatado de la Loma de las Ventanas, situado hacia el SE (Figura 18). De hecho definiré así la unidad de los Pollos o Jaula junto a la Gallinera como una unidad hidrogeológica aparte, dadas sus características estratigráficas y estructurales propias (Figura 18).

### 3- PUNTOS ACUÍFEROS INVENTARIADOS

He inventariado un total de 124 puntos de agua, la mayoría de ellos corresponde a manantiales y surgencias naturales (Figura 61). Este número no representa la totalidad de los puntos acuíferos que existen en el área de estudio, ya que, deliberadamente y según los propósitos del trabajo, se han excluido los acuíferos no carbonatados o sin conexión hidráulica con los carbonatados.

Aparte del inventario realizado para esta investigación, existen algunos más realizados en la zona por IGME (1982-83) y otro realizado sólo en la parte NE de la unidad hidrogeológica Rute-Horconera, concretamente en el entorno de Priego de Córdoba (Pulido Bosch y López Chicano, 1993).

De acuerdo con su naturaleza, los puntos inventariados se distribuyen como sigue:

112 corresponden a manantiales o surgencias de diversa tipología; 4 a pozos de gran radio; 7 son sondeos, de los cuales 3 captan los niveles acuíferos de la Formación Gavilán, mientras que los demás no han llegado a cortar las calizas del Lías (los sondeos n° 93 y 94 captan las carniolas del Trías); y una galería.

De los manantiales inventariados, la mayoría drena caudales muy pequeños que no superan 1 l/s. Los más importantes son los que drenan auténticos acuíferos kársticos, como son las surgencias de la Fuente del Río de Cabra (n° 12), Alhama (n° 78), Marbella (n° 75), Zagrilla (n° 13), las Piedras (n° 10), las Palomas (n° 23), Bernabé (n° 30) y El Palancar (n° 22), alimentados por los niveles acuíferos de la unidad hidrogeológica Cabra-Alcaide.

La unidad acuífera de Rute-Horconera drena por distintos puntos acuíferos de interés: la Fuente del Rey-manantial de la Salud (n° 1) y la surgencia de la Milana (n° 4) y Duende de la Milana (n° 5); todas ellas descargan en el sector NE de la unidad. El conjunto de los manantiales de la Hoz-1 y Hoz-2 (n° 99, 63 respectivamente) drena el sector SO del sistema, mientras que El Arrimadizo (n° 39) está alimentado por un pequeño subsistema en la parte occidental del acuífero.

El Nacimiento de Zambra (n° 45), junto a Jarcas (n° 31) y El Castillejo (n° 20), son los puntos acuíferos que permiten la descarga principal de la unidad hidrogeológica de Gaena. Existen varios puntos más que son responsables en menor medida del drenaje natural de los demás sistemas acuíferos de la zona de estudio, como son: la Fuente Dura (n° 25) y El Mansegar (n° 24), responsables del drenaje del acuífero Pollos o Jaula; la Fuente Castilla (n° 34) y Las Cañas (n° 41) para la Sierra de la Gallinera; Juncares (n° 66) que drena el pequeño acuífero de la Loma de las Ventanas.

Este conjunto de 23 manantiales, arriba citado, está directamente ligado a las formaciones acuíferas del Lías inferior y medio o Formación Gavilán, y, en el caso del macizo Cabra-Alcaide, a la Formación Camarena-Lanchares.

Los demás puntos acuíferos inventariados están ligados, en su mayoría, a los materiales poco permeables postliásicos y cretácicos, los cuales constituyen acuitardos de poco interés hidrogeológico. Sus caudales por regla general difícilmente superan 1 l/s.

Los pozos inventariados corresponden a obras de captación tradicionales de gran radio y, en su mayoría, captan los materiales detríticos del cuaternario. Su rendimiento es muy bajo. Existen algunos realizados en las calizas liásicas, como el caso del pozo n° 121, situado muy cerca del Cortijo del Lanchar, a unos 5 km del poblado de la Hoz.

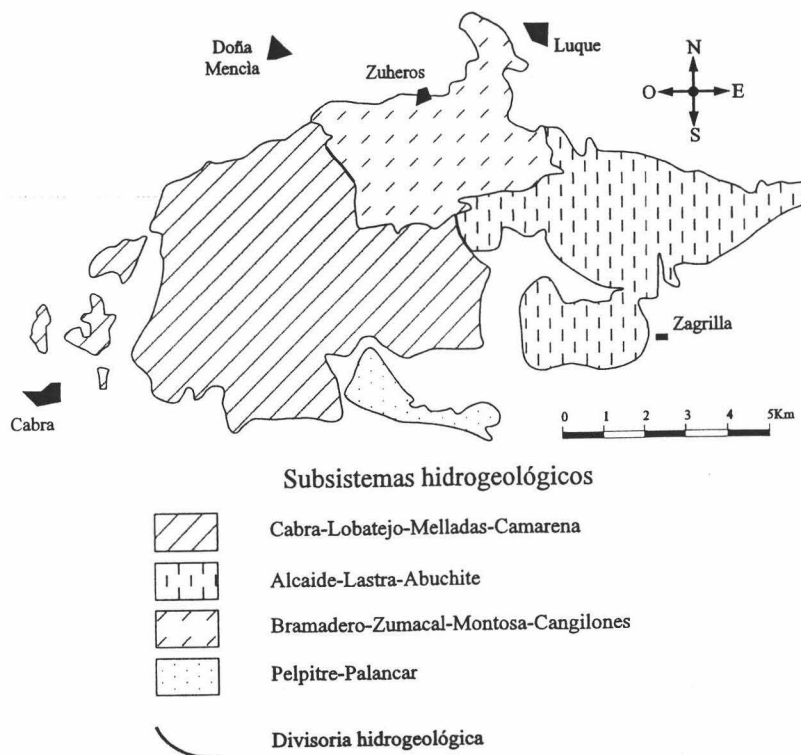
#### **4- UNIDAD DE CABRA-ALCAIDE**

El sistema hidrogeológico de Cabra-Alcaide está situado al norte de la carretera de Cabra-Priego; se extiende hasta la población de Luque, donde se encuentra su extremo septentrional y abarca parte de los municipios de Cabra, Doña Mencía, Zuheros, Luque, Priego de Córdoba y Carcabuey. La superficie total de sus afloramientos carbonatados ronda los 82 km<sup>2</sup>, distribuidas a una altitud media de 1000 m (1380 m s.n.m. de cota máxima en el pico Lobatejo y 500 m s.n.m. de mínima en las inmediaciones de Cabra)

La observación del conjunto de la unidad hidrogeológica de Cabra-Alcaide y el análisis de la posición de los distintos puntos acuíferos que la drenan permiten establecer una subdivisión del conjunto en cuatro subsistemas hidrogeológicos, probablemente independientes desde el punto de vista hídrico.

En realidad es muy difícil establecer los límites propios de cada subsistema, debido a la complejidad estructural que muestra en este sector. Sea cual fuera, y siguiendo criterios de balance hídrico, geometría y posición de los manantiales de drenaje, y a falta de una infraestructura básica que permita las oportunas comprobaciones, estableceré en este trabajo la siguiente subdivisión (Figura 19):

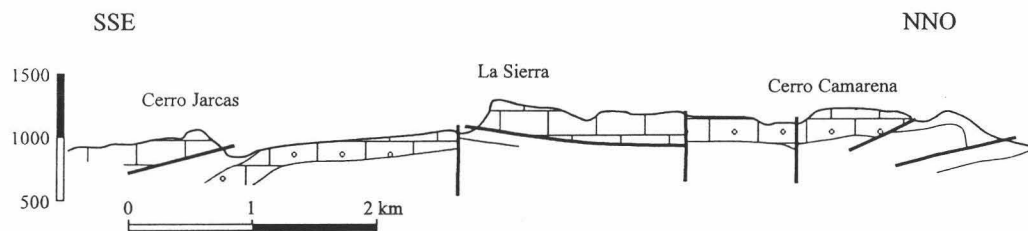
- **Subunidad de La Sierra de Cabra-Lobatejo-Melladas-Camarena** que incluye los afloramientos de materiales calizos y dolomíticos del Lías y las calizas oolíticas del Dogger presentes en estos relieves.
- **Subunidad de Alcaide-Lastra-Abuchite** que incluye los afloramientos de dolomías y calizas del Lías situados en el sector este de la unidad Cabra-Alcaide.
- **Subunidad de Bramadero-Zumacal-Montosa-Cangilones** constituida por los afloramientos carbonatados del Lías y del Dogger más septentrionales del macizo.
- **Subunidad de Pelpitre-Palancar** constituida por los afloramientos carbonatados del Lías y del Dogger, igual que en el caso anterior.



**Figura 19.-** Distribución de los subsistemas hidrogeológicos que conforman el sistema acuífero kárstico Cabra-Alcaide

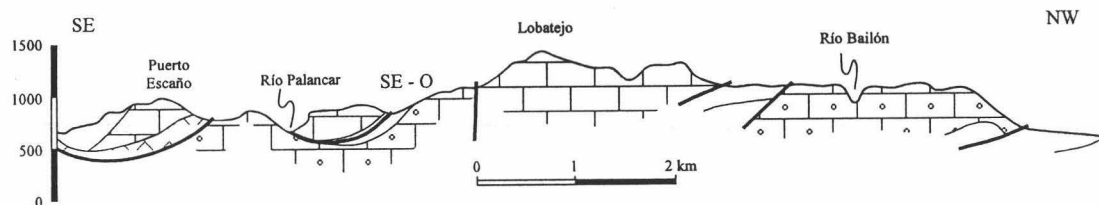
#### 4.1- Geometría y límites

El acuífero kárstico de Cabra-Alcaide, está constituido fundamentalmente por las calizas y dolomías del Lías y las calizas oolíticas del Dogger, con una potencia total de 600 m. En ocasiones, sin embargo, sobre estos dos conjuntos carbonatados se superponen tectónicamente afloramientos de calizas y dolomías del Lías inferior y medio correspondientes a la unidad geológica de Gaena. Cuando la base triásica de estos isleos se encuentra muy laminada, permite una cierta conexión hidráulica entre los tres paquetes carbonatados. Así, se puede alcanzar una potencia local de acuífero superior a 1000 m.



**Figura 20.-** Corte geológico de la sierra de Cabra (Lehnaff, 1977)

Básicamente, la estructura de esta gran unidad hidrogeológica es la de un anticlinal de gran radio, de orientación próxima a este-oeste, con un flanco norte subhorizontal (Figura 20). Por otra parte, localmente se desarrollan estructuras en escamas de corrimiento (Figura 21 y 22). La parte central del macizo está afectada por dos familias de fallas, como antes comenté en el apartado de tectónica (II.3).



**Figura 21.-** Corte geológico (Lehnaff, 1977)

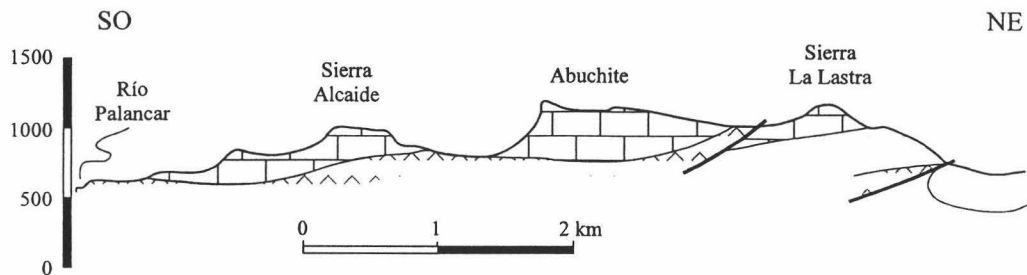
En el sector septentrional el substrato impermeable de este sistema hidrogeológico corresponde, esencialmente, a margas y margocalizas cretácicas de unidades para autóctonas más septentrionales. Al este y SE, en el entorno de Sierra Alcaide, son las potentes formaciones del Trías de facies germánicas, detrítico-evaporíticas, las que hacen de substrato (Figura 22). Este substrato aflora constituyendo también los bordes impermeables.

Al sur y al oeste, el acuífero está confinado esencialmente bajo el triásico de la unidad cabalgante (unidad de Gaena), existiendo áreas de artesianismo surgente como es el caso de la localizada al NO de Carcabuey (Figura 23) (Felgueroso y Coma, 1967).

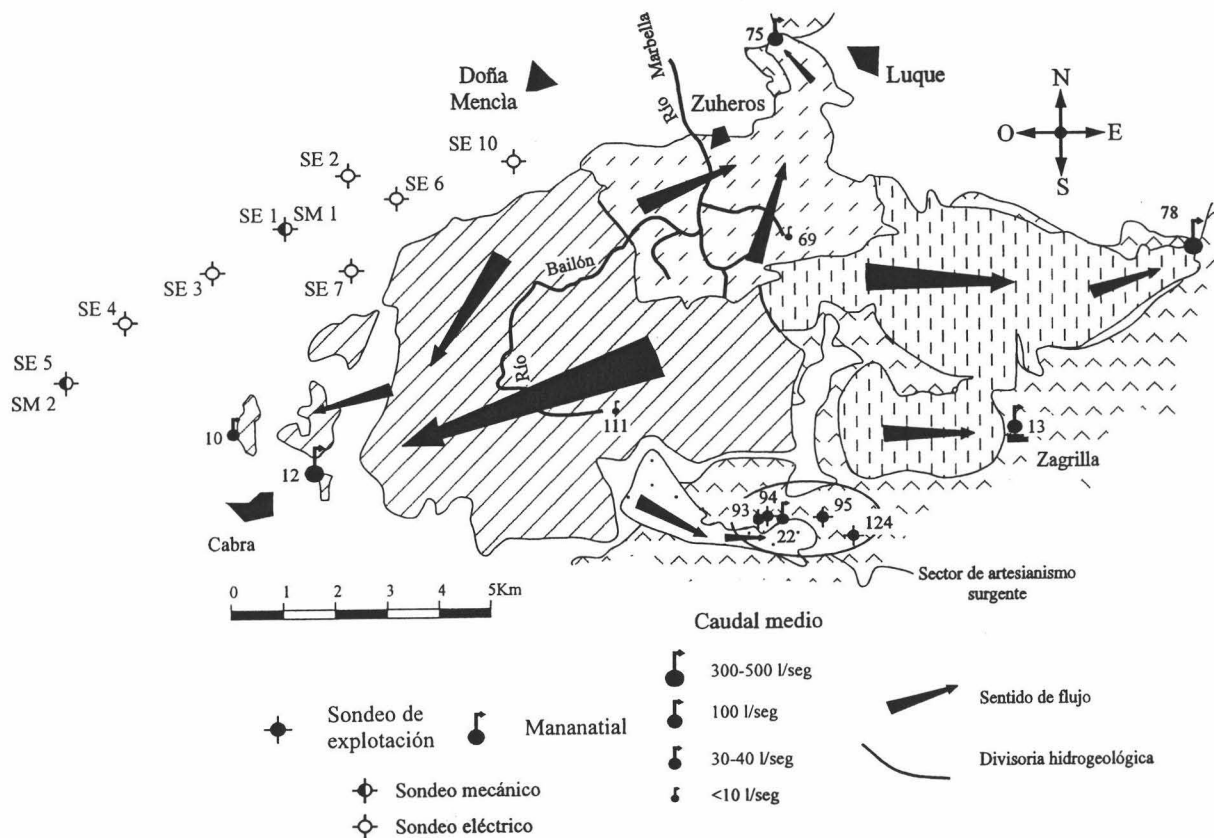
A la vista de lo expuesto, el sistema hidrogeológico de Cabra-Alcaide se puede considerar bien individualizado en conjunto. Prácticamente, todas las salidas se efectúan



a través de surgencias naturales situadas en la periferia del macizo kárstico, aunque a distintas cotas. Estos puntos, en general, corresponden a los puntos geográficos más bajos del conjunto hidrogeológico. No obstante, en la parte central del macizo carbonatado, pequeños afloramientos de materiales de baja permeabilidad de edad Cretácica, Triásica o Mioceno, constituyen barreras locales al flujo subterráneo entre las subunidades Alcaide-Lastra-Abuchite y Bramadero-Zumacal-Montosa-Cangilones.



**Figura 22.-** Corte geológico de la sierra Alcaide-La Lastra (Lehnaff, 1977)



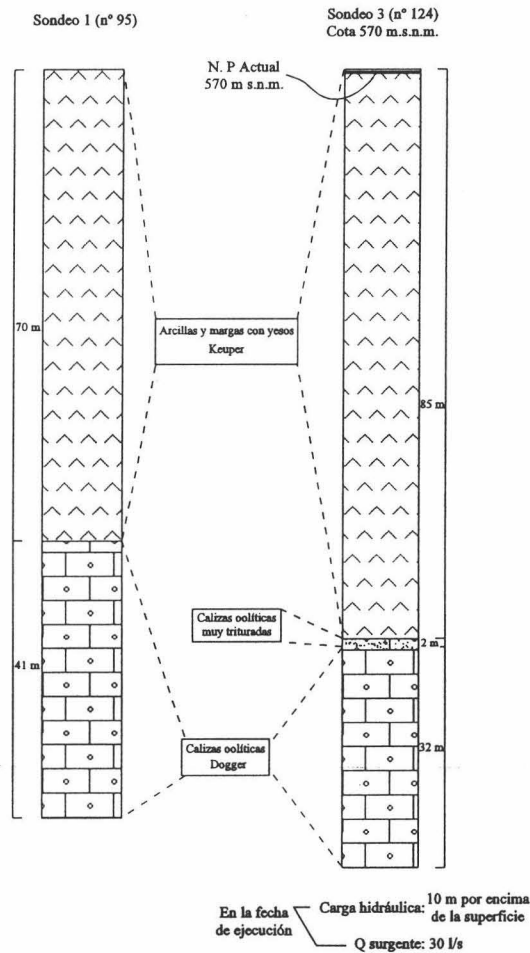
**Figura 23.-** Mapa hidrogeológico del acuífero kárstico de Cabra-Alcaide

En las zonas de confinamiento del acuífero (como la zona NO de Carcabuey) es difícil afirmar si los sistemas hidrogeológicos de Cabra-Alcaide y Gaena están independizados o bien tienen alguna conexión hidráulica. En 1967, con vistas al aprovechamiento racional de "la cuenca hidráulica subterránea del macizo de Cabra", Felgueroso y Coma realizaron varios trabajos que consistieron en la ejecución de un gran



número de sondeos eléctricos y mecánicos en los bordes norte, oeste y sur del acuífero Cabra-Alcaide. La interpretación de los datos suministrados por estas experiencias permiten aclarar la cuestión de la interconexión entre las dos grandes unidades hidrogeológicas.

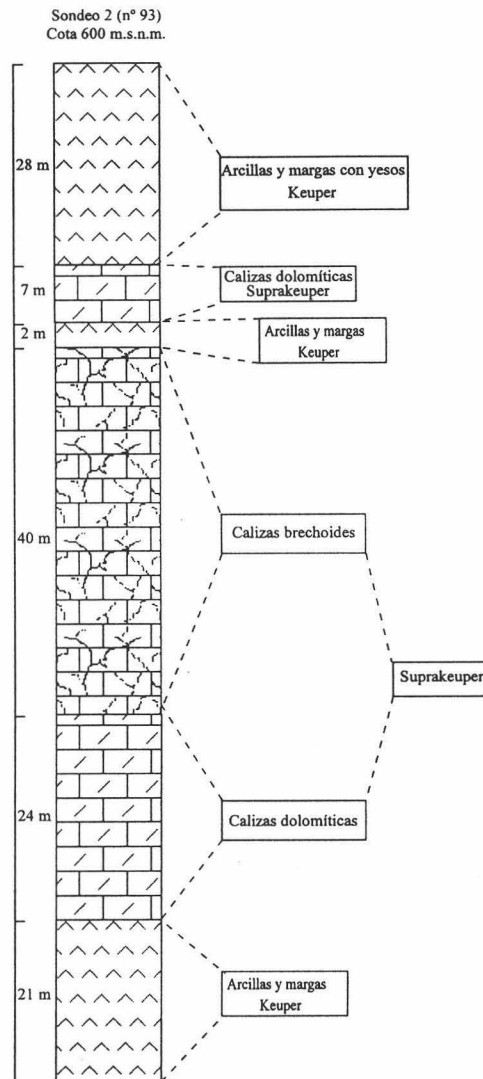
En la cabecera del río Palancar, entre los kilómetros 28 y 30 de la carretera Cabra-Priego, se realizaron 4 sondeos a cargo del presupuesto del antiguo Instituto Nacional de Colonización. En la actualidad, aunque con importantes modificaciones, sólo persisten tres de ellos, al perderse el cuarto por las obras de la nueva carretera.



**Figura 24.-** Columnas estratigráficas de los sondeos surgentes nº 95 y 124 (Felgueroso y Coma, 1967)

El primer sondeo (nº 1 de Felgueroso y Coma, 1967, y nº 95 de mi inventario), ahora desaparecido, se emboquilló en materiales de facies Keuper, base de cabalgamiento de la unidad de Gaena. Después de atravesar 70 m de margas y yesos triásicos, alcanzo las calizas oolíticas del Dogger (Formación Camarena-Lanchares) correspondientes a la unidad hidrogeológica Cabra-Alcaide; éstas constituyen un acuífero en carga, cuyo nivel se estableció -en aquel entonces- a 26 m bajo la superficie del terreno. El sondeo alcanza los 112 m de profundidad sin salir de las mismas calizas oolíticas blancas (Figura 24). Más al este se realizó el sondeo nº 3 (nº 124 de mi inventario) que atravesó 85 m de materiales triásicos sobre 34 m de calizas oolíticas del Dogger (Figura 24), las cuales mostraban un aspecto muy triturado en los dos primeros

metros. Dicho sondeo resulto surgente, con un caudal natural de unos 30 l/s y una carga hidráulica de más de 10 m sobre el nivel del terreno. En la actualidad, el caudal surgente de este sondeo ha disminuido considerablemente, no sobrepasándose 1 l/s; además, la existencia de un anillado de gran diámetro en la boca del mismo, sugiere que en los períodos más secos el nivel piezométrico se encuentra por debajo de la superficie del terreno. Es evidente, por tanto, que se ha producido un “sangrado” del sistema acuífero captado por esta obra.



**Figura 25.-** Serie estratigráfica de los sondeos surgentes n° 93 y 94 (Felgueroso y Coma, 1967)

Los dos sondeos restantes (n° 2 y 4 de Felgueroso y Coma, 1967, y n° 93 y 94 de mi inventario) se ubicaron muy próximos entre sí, junto al río Palancar. En la actualidad, ambos sondeos siguen siendo surgentes en parte del año y están cubiertos por la nueva carretera, aunque se ha tenido la precaución de permitir su drenaje mediante la colocación de tuberías subhorizontales que desembocan en el río Palancar. La columna litológica más completa corresponde al sondeo n° 2, en la cual, todos los materiales del Trías superior cortados, hasta 117 m de profundidad, corresponden a materiales del Trías superior (SupraKeuper) o de la base del Lías (Infralías) de la unidad cabalgante o unidad de Gaena. La serie de este sondeo (Figura 25) comienza con 28 m de margas

rojas de facies Keuper y sigue con 7 m de calizas dolomíticas completamente trituradas, 2 m de margas, 40 m de calizas brechificadas con inclusiones arcillosas, 24 m de calizas dolomíticas más sanas y 21 m de margas y arcillas de facies Keuper. La columna litológica del sondeo n° 4 fue similar, aunque en este sólo se perforó hasta 35 m de profundidad. Los datos hidrogeológicos de estas obras indicaron la existencia de dos acuíferos superpuestos, ambos artesianos, coincidentes con los dos tramos principales de carbonatos. El superior tenía una carga hidráulica de hasta 1 m por encima del terreno, mientras que en el caso del inferior sólo era de varios decímetros, también por encima de la cota del terreno. El sondeo n° 93 se entubó ranurado sólo en el acuífero inferior, con un caudal surgente de 10 l/s. El sondeo n° 94 de menor profundidad aisló el acuífero superior, con un caudal de 12 l/s surgentes.

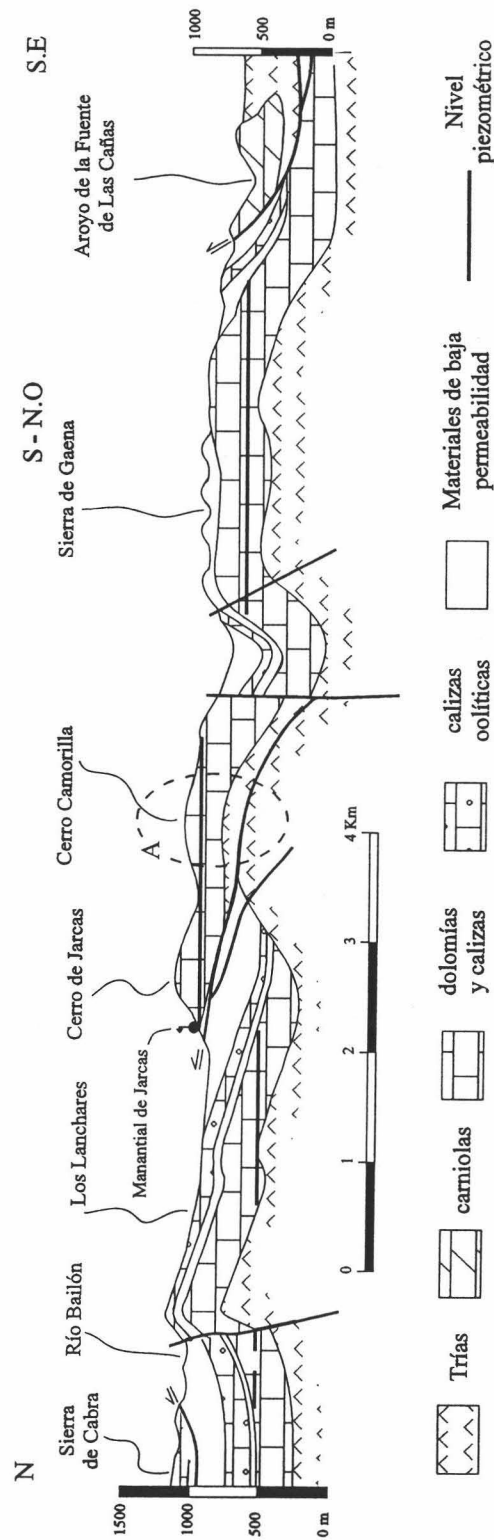
A la luz de toda esta información se pone de manifiesto que el contacto entre las dos grandes unidades hidrogeológicas, Cabra-Alcaide y Gaena, es relativamente impermeable, no existiendo prácticamente interconexión hídrica hacia el sur de la carretera Cabra-Priego (Figura 26). No se debe de confundir la unidad hidrogeológica de Gaena con la unidad geológica del mismo nombre; así, numerosos isleos de esta última, ubicadas hacia el norte de la carretera Cabra-Priego, muestran conexión hídrica con las calizas de la unidad geológica inferior (unidad Cabra-Alcaide). Ejemplo de ello serían los sondeos números 93 y 94 de Felgueroso y Coma (1967) que, aunque ubicados en el Trías (SupraKeuper o Infralías) de la unidad geológica de Gaena, muestran el mismo potencial hídrico que el manantial del Palancar, el cual drena afloramientos de calizas oolíticas del Dogger de una escama correspondiente a la unidad geológica de Cabra-Alcaide. Esta escama, junto con ciertos afloramientos del SupraKeuper o Infralías interconectados, constituyen una subunidad hidrogeológica dentro del acuífero Cabra-Alcaide, lo que he venido de denominar subunidad Pelpitre-Palancar, siendo uno de los compartimentos hidrogeológicos más claros dentro del gran sistema hidrogeológico. Queda la duda de si los sondeos números 95 y 124 de Felgueroso y Coma (1967) captan éste u otro compartimento del acuífero Cabra-Alcaide.

Felgueroso y Coma (1967) llevaron a cabo varios sondeos de investigación en el borde oeste del macizo de Cabra, precisamente, para comprobar la hipótesis de continuación en profundidad de las formaciones permeables acuíferas del sistema de Cabra-Alcaide. El trabajo consistió en la ejecución de 2 sondeos de investigación y otros eléctricos al norte del pueblo de Cabra (Figura 23). Los resultados obtenidos no permitieron llegar a conclusiones definitivas sobre este problema. Además, uno de los sondeos (SM 1 de la Figura 23) llegó a una profundidad de 1153 m, sin tocar las supuestas calizas oolíticas blancas del Dogger que debían de estar a profundidades relativamente menores según las observaciones de superficie. El fondo de esta obra quedó en las margocalizas cretácicas, habiéndose alcanzado el Beriasiense inferior, es decir, casi el techo del Jurásico. No obstante, la serie cretácica atravesada corresponde a las llamadas unidades Intermedias (Prebético para Felgueroso y Coma, 1967), a raíz de otros datos geofísicos y de perforaciones más recientes (Blankenship, 1992).

#### **4.2- Funcionamiento hidrogeológico**

La alimentación del sistema se produce fundamentalmente a partir de la infiltración de parte del agua de lluvia precipitada sobre los afloramientos carbonatados; además,

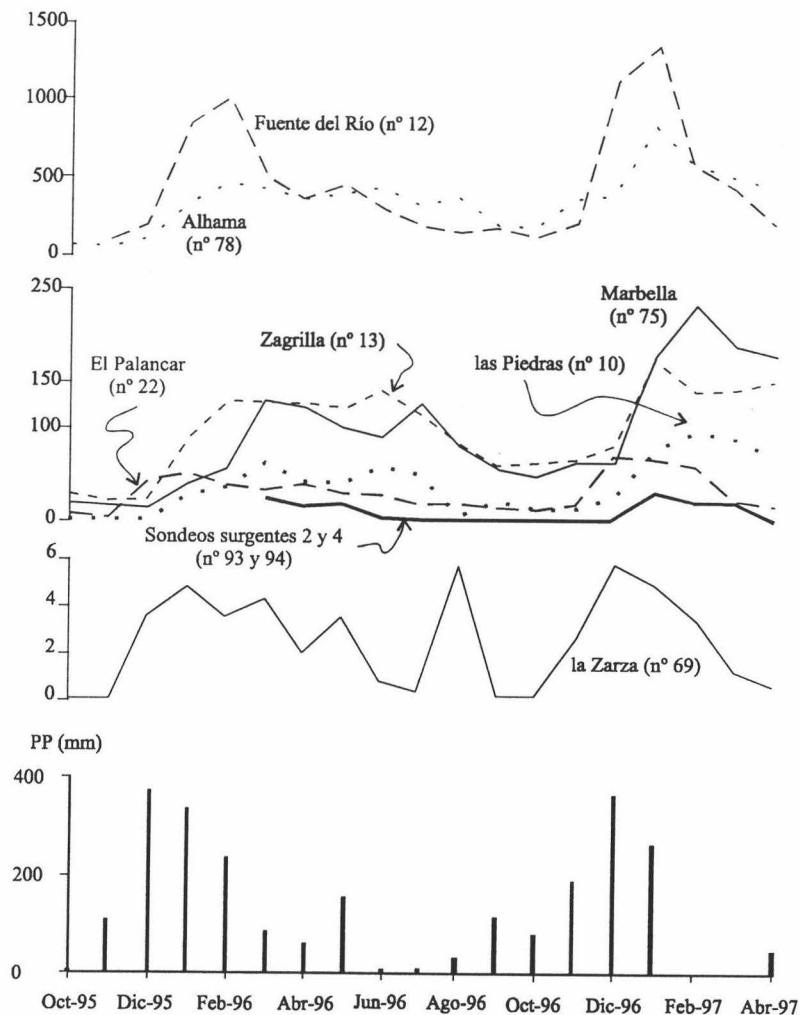
existe una pequeña recarga indirecta a partir de las infiltraciones de escorrentía superficial a lo largo del curso del río Bailón.



**Figura 26.-** Corte hidrogeológico de los sistemas acuíferos de Cabra-Alcaide y Gaena. (A: detalle en la figura 51).

#### 4.2.1.1- Fuente Alhama

La primera crecida en este manantial, dentro del periodo de estudio, tiene lugar entre los meses de Diciembre de 1995 y Febrero de 1996 (Figura 27). Las intensas lluvias de Diciembre provocan un ligero aumento de la descarga en la surgencia; este aumento traduce una respuesta rápida, aunque débil, al impulso lluvioso (el caudal se incrementa de 62 a 110 l/s). En Enero de 1996 se observa un rápido e importante aumento del caudal como respuesta a las precipitaciones ocurridas a lo largo de este mes. Lo mismo ocurre en el mes de Febrero, alcanzándose la punta de crecida anual, con un caudal de 460 l/s. Son de destacar las diferencias de evolución entre la precipitación y el caudal del manantial. Así, las lluvias de Enero y Febrero de 1996, menos cuantiosas que en el mes anterior producen caudales considerablemente más altos, llegándose a triplicar (de 110 a 340 l/s). Ello tiene su explicación en el hecho de que, tras la larga sequía que ha sufrido la zona, el déficit hídrico acumulado en la franja vadosa del acuífero repercute en una menos infiltración eficaz para las primeras lluvias. Restablecida la humedad original del suelo y del subsuelo, los caudales de la surgencia aumentan más rápidamente y con mayor magnitud durante las lluvias de comienzos del año 1996.



**Figura 27.-** Hidrogramas de los manantiales del acuífero Cabra-Alcaide, período X/1995 – IV/1997. Caudales en l/s. Lluvias recogidas en la estación de Santa Rita.

La descarga del acuífero, debido a su disposición geométrica, se produce casi exclusivamente a través de numerosas surgencias naturales situadas, por regla general, a lo largo del perímetro del macizo. Aunque es de señalar también la existencia de un número relativamente importante de pequeños manantiales en las partes altas del macizo, se trata en general de surgencias que drenan pequeñas cuencas colgadas o locales coincidentes con retazos de calizas liásicas de la unidad de Gaena, las cuales reposan sobre materiales poco permeables del Cretácico margoso de la unidad inferior. La casi totalidad de los recursos drenados por estas surgencias “internas” vuelve a infiltrarse alimentando el nivel piezométrico regional del acuífero. Dentro de este grupo de manantiales colgados, de escaso caudal, uno de los más significativos es la Fuente de la Zarza (nº 69) (Figura 23), situado a 3 km al sur de Zuheros, a cota 980 m s.n.m. Aunque de difícil acceso (sólo alcanzable a pie o con vehículo todo terreno), este manantial fue incorporado a la red de control hidrodinámico e hidrogeoquímico durante la fase experimental de la investigación, a fin de caracterizar esta tipología de manantiales.

El drenaje del acuífero se lleva a cabo prácticamente en régimen no influenciado, pues casi no existen sondeos o pozos que lo capten y exploten, a excepción de los sondeos surgentes de la cabecera del río Palancar.

A escala regional, el acuífero Cabra-Alcaide descarga principalmente por siete puntos o manantiales (Figura 23). El sector occidental del acuífero (subsistema Sierra de Cabra-Lobatejo-Melladas-Camarena) drena por los manantiales Fuente del Río de Cabra (nº 12), a cota de 490 m s.n.m., y el manantial Fuente de las Piedras (nº 10) a cota algo más baja que la anterior (455 m s.n.m.). En la parte norte se encuentra la surgencia Fuente Marbella (nº 75), a cota de 470 m s.n.m., que drena la parte más septentrional del sistema (subunidad Bramadero-Zumacal-Montosa-Cangilones). En el sector oriental se ubican las surgencias denominadas Fuente Alhama (nº 78) y manantial Zagrilla (nº 13) a cota de 470 y 580 m s.n.m., respectivamente, las cuales constituyen los puntos de descarga de la subunidad Alcaide-Lastra-Abuchite. Por último, en el sector meridional se localiza la Fuente del Palancar (nº 22), a cota 570 m s.n.m. y los sondeos surgentes números 93, 94, 95 y 124, que drenan el subsistema Pelpitre-Palancar.

#### **4.2.1- Análisis de la descarga por manantiales**

El control hidrodinámico de los puntos de agua antes mencionados consistió en la realización de aforos directos, con paso de tiempo mensual, a lo largo de casi dos ciclos hidrológicos (Julio de 1995 - Abril de 1997). Hay que destacar que el ciclo hidrológico 1995-96 fue un período especialmente húmedo en buena parte de Andalucía, mientras que el anterior lo fue de extrema sequía. Durante el último de ellos se produjo una recuperación espectacular de los caudales de todos los manantiales del sur de la provincia de Córdoba. El ciclo hidrológico 1996-97 fue especialmente húmedo, alcanzándose mayores tasas de infiltración y consiguientemente mayores caudales punta en las surgencias.

A continuación se describe el comportamiento hidrodinámico de cada uno de los puntos de drenaje del acuífero Cabra-Alcaide.



La curva de decrecida es muy suave, lo que refleja un drenaje lento y progresivo a lo largo del tiempo, indicando así un cierto poder regulador de la zona saturada del subsistema que alimenta al manantial. A modo orientativo, se puede comprobar que durante dos meses los caudales se han reducido sólo en un 19 %.

La respuesta a las precipitaciones de Mayo de 1996, cuantiosas aunque muy concentradas en el tiempo, es rápida, manifestándose un ligero aumento de la descarga; ello, sin duda, debido al alto grado previo de saturación de la zona vadosa y la recuperación de los niveles piezométricos.

A partir de ese momento se observa una tendencia de bajada generalizada de los caudales, excepto por una subida puntual en Agosto, sin duda como respuesta a una fuerte tormenta de verano que tuvo lugar unos días antes de la fecha del muestreo. Cabe también la posibilidad de que en este sector exista una vía preferente de circulación de las aguas de infiltración, dado que en el vecino manantial de Fuente Zagrilla no se ha registrado aumento de caudal en este mes.

Durante el ciclo hidrológico 1996-97 el hidrograma presenta algunas diferencias respecto al ciclo anterior. La crecida se da entre Octubre de 1996 y Enero de 1997, en estrecha relación con la ocurrencia de las precipitaciones, sin que muestren grandes desfases. Además, los caudales punta en el período lluvioso del ciclo hidrológico 1996-97 son más altos que en la misma época del ciclo anterior, lógicamente ya que se parte de caudales de base más altos al principio de la crecida.

#### **4.2.1.2- Fuente Zagrilla**

El manantial de Zagrilla se encuentra a sólo 5 km al SO de Fuente Alhama. Pese a que se encuentran a cotas distintas, sus hidrogramas no presentan grandes diferencias morfológicas (Figura 27). La buena correlación lineal entre las descargas de Fuente Alhama y Fuente Zagrilla ( $r=0,90$ ) pone de manifiesto que ambas surgencias drenan un área en gran parte común, con un comportamiento hidrogeológico bastante constante. No obstante, se aprecia un carácter más “nervioso” en el caso de Fuente Alhama, y un poder de regulación ligeramente mayor hacia Fuente Zagrilla, cuyos agotamientos son relativamente más lentos (Bouamama *et al.*, 1996).

Este hecho, vistas las diferencias en las cotas de drenaje, sugiere una independencia de la localización de las áreas más permeables o karstificadas respecto a la altitud del punto de surgencia a diferencia de lo que ocurre en otros sectores del acuífero Cabra-Alcaide o en otros acuíferos kársticos cercanos (López Chicano, 1992).

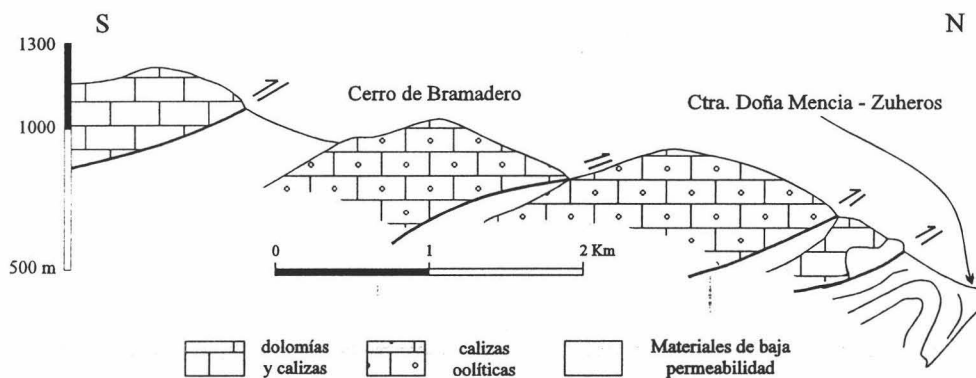
#### **4.2.1.3- Fuente Marbella**

El manantial de Marbella se localiza en el borde septentrional del macizo Cabra-Alcaide, en el extremo de un apéndice de afloramientos carbonatados liásicos correspondientes a la Formación Gavilán. Este manantial drena la subunidad que he denominado Bramadero-Zumacal-Montosa-Cangilones.

La crónica de caudales para este manantial (Figura 27) muestra rasgos semejantes a la de los dos manantiales anteriores. Sin embargo, el aspecto más destacado que merece la pena señalar es el importante desfase que muestran las puntas de crecida respecto a las precipitaciones, alcanzándose éstas incluso cuando otros manantiales ya están en recesión. Así, transcurren unos tres meses entre las lluvias de Diciembre de 1995 y la punta del hidrograma en Marzo de 1996, o dos meses para el caso de las lluvias de Mayo de 1996 y Diciembre de 1996.

La aparición sistemática de estos largos tiempos de respuesta quita importancia al estado de saturación del acuífero previo a la crecida. Por lo tanto, la explicación principal hay que buscarla entre las siguientes posibilidades:

- Una cuenca hidrológica alargada o el alejamiento del área principal de alimentación de la surgencia
- La ocurrencia de cambios progresivos en la posición de las divisorias hidrogeológicas que induzcan a variaciones de tamaño del área de drenaje o modificaciones en los gradientes hidráulicos
- Escasa karstificación
- La existencia de un drenaje diferido entre las distintas formaciones carbonatadas que afloran en el área Bramadero-Zumacal-Montosa-Cangilones



**Figura 28.-** Corte geológico del frente de cabalgamiento más septentrional del área de estudio (IGME, 1985)

Esta última hipótesis parece la más probable a la vista de los espesores y continuidad de los afloramientos que adquiere la Formación Zegrí (margas y margocalizas) en el sector norte del acuífero (Figura 28). De hecho, cada precipitación repercute rápida aunque moderadamente en los caudales, lo cual implica la existencia de infiltración en las proximidades del manantial (afloramientos de la Formación Gavilán).

En todo caso, es notable el gran poder regulador que de forma natural muestra este subsistema de drenaje, al combinarse crecidas y decrecidas muy lentas.

#### 4.2.1.4- Fuente de las Piedras

El manantial de las Piedras se ubica en una situación hidrogeológica poco "razonable" al pie del afloramiento más occidental de un conjunto de masas de dolomías

masivas del Lías inferior correspondiente a la unidad Lobatejo-Pollos (según Molina, 1987) o a la unidad de Gaena (según Felgueroso y Coma, 1965). Estas masas carbonatadas “flotan” a modo de mogotes dispersos sobre un Trías detrítico-evaporítico basal. La superficie de estos afloramientos no permite explicar los caudales drenados por el manantial, cuyo caudal medio entre Octubre de 1995 y Abril de 1997 fue de 40 l/s. La serie de datos del ITGE (desde el 27/01/83 hasta 22/07/97) permite calcular una media de tan sólo 26 l/s. Aunque, esta serie corresponde a aforos directos efectuados sin un paso de tiempo constante o muy espaciado, ese valor debe ser mucho más próximo a la media real, ya que mis datos corresponden especialmente a un período húmedo. La posición geológica de este manantial sugiere la continuación del acuífero Cabra-Alcaide hacia el oeste, confinado bajo los materiales triásicos de la base de la unidad cabalgante. En todo caso, la profundidad de yacencia del acuífero no debería ser muy grande, al menos en las cercanías del manantial de las Piedras.

El hidrograma de esta surgencia no presenta grandes diferencias con el de Fuente Marbella (Figura 27). En consecuencia, son válidos los mismos razonamientos que para aquélla, siendo el más plausible el del alejamiento del área de recarga. Es de destacar la respuesta relativamente rápida a las precipitaciones de Mayo de 1995, así como, la mayor sensibilidad del manantial frente a las lluvias caídas en Septiembre de 1996. Este comportamiento puntual es de difícil explicación, aunque puede ser debido al hecho de que, al tratarse de caudales pequeños, la sensibilidad es mayor frente a la infiltración del agua de lluvia.

La evolución estacional de la descarga en los manantiales de Fuente Marbella y Fuente de las Piedras es muy semejante ( $r=0,94$ ). Ello sugiere que estas dos surgencias drenan un mismo subsistema y puede que, en parte, sea así. En cambio, el coeficiente de correlación entre los manantiales de Fuente del Río y las Piedras es muy bajo ( $r=0,34$ ) lo que, igualmente, significa independencia de las áreas de drenaje, lo cual no tiene mucho sentido, dada su proximidad geográfica. El cambio de acuífero libre a confinado debe de repercutir en esa disparidad de comportamientos.

#### **4.2.1.5- Fuente del Río**

La Fuente del Río de Cabra es un auténtico manantial kárstico, sus respuestas al impulso lluvioso son bastante espectaculares, muy rápidas y con grandes caudales. Pasada la crecida, la surgencia llega a drenar cantidades considerablemente más bajas. Concretamente, el caudal máximo medido en la Fuente del Río, durante la época que duró este estudio, fue de 1400 l/s, mientras que el caudal medio, calculado para el mismo período, es de 470 l/s y el mínimo no llegó a rondar los 100 l/s.

La primera crecida comienza en Noviembre de 1995, alcanzándose la punta (1000 l/s) en Febrero de 1996 (Figura 27). La decrecida, en su comienzo, corresponde a una curva de recesión muy pendiente mostrando grandes pérdidas de caudales en poco tiempo (en 28 días se ha reducido el caudal en un 50 %). A partir de este punto de inflexión se aprecia un agotamiento bastante más lento. En general, el hidrograma de esta surgencia refleja un comportamiento característico de sistemas poco reguladores o poco inerciales, con gran sensibilidad a los impulsos lluviosos de cierta importancia.

En general, no se aprecian grandes diferencias entre las crecidas que han tenido lugar en los ciclos hidrológicos 1995-96 y 1996-97, excepción hecha del mayor caudal punta alcanzado durante el segundo de ellos, debido, como he comentado para otros manantiales anteriores, al mayor grado de saturación y al incremento de su reserva.

En comparación con los demás manantiales que drenan el macizo de Cabra-Alcaide, atendiendo al agotamiento, deduzco para la Fuente del Río de Cabra un drenaje de áreas relativamente más karstificadas. Cabe la posibilidad de que la cuenca de alimentación de este manantial coincide casi exclusivamente con calizas oolíticas de la Formación Camarena-Lanchares, mientras que para la Fuente de las Piedras (la surgencia más próxima) podría tratarse de carbonatos liásicos de la Formación Gavilán. En el macizo Cabra-Alcaide, la Formación Camarena-Lanchares es la que exhibe mayor número de formas kársticas superficiales y de gran espectacularidad.

#### **4.2.1.6- Manantial del Palancar**

El hidrograma correspondiente no presenta grandes diferencias respecto al de la surgencia de Fuente del Río (Figura 27). La primera crecida se da entre Noviembre de 1995 y Enero de 1996. La decrecida es una curva poco pendiente y bastante suave, reflejando un agotamiento relativamente lento, característico de sistemas con zonas saturadas bastante reguladores o bastante inerciales.

La segunda crecida se registra entre Noviembre y Diciembre de 1996, alcanzando un caudal punta mayor que en la primera de ellas, igual que en el manantial de Fuente del Río.

#### **4.2.1.7- Fuente de la Zarza**

La Fuente de la Zarza es un manantial colgado situado en el interior del macizo, junto al contacto entre las formaciones permeables de calizas liásicas de la unidad Lobatejo-Pollos y los materiales margosos y margocalizos del Cretácico y Oligoceno de la unidad inferior o Cabra-Alcaide. Su hidrograma es sin duda el más original, pues se trata de una sucesión de curvas ascendentes y otras descendentes, íntimamente ligadas a las precipitaciones (Figura 27). La respuesta a las lluvias es - por regla general - inmediata, y la recesión muy rápida. La correlación entre los valores de lluvia recogidos en una estación de la zona y la descarga es relativamente buena y positiva ( $r=0,6$ ), lo que muestra un escaso filtrado de la señal pluviométrica y un bajo poder de regulación.

Estas rápidas respuestas a las lluvias son propias de un comportamiento hidrogeológico muy nervioso, poco o nada regulador de los flujos que transitan a través de la zona saturada. Es lo típico de un manantial que drena un acuífero de poca extensión y reducida zona no saturada, o bien con un alto grado de karstificación.

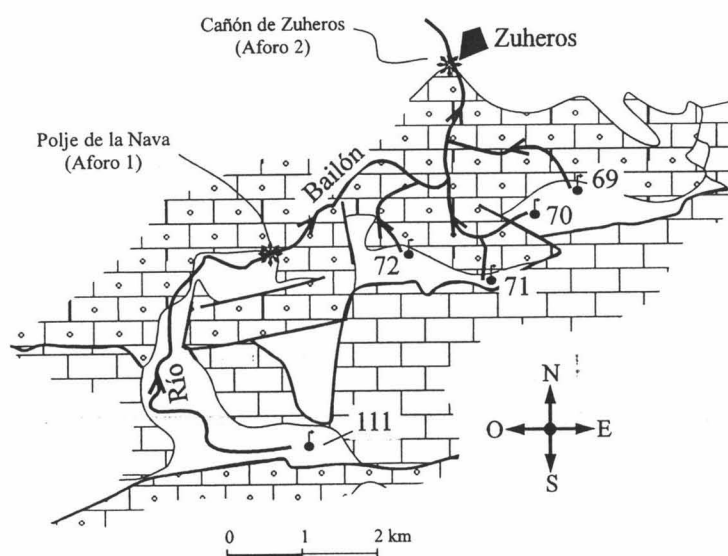
#### **4.2.2- Relación Río Bailón-Acuífero**

La red fluvial implantada sobre el macizo de Cabra, como cabe esperar, es poco densa. En realidad se trata de un conjunto de pequeños arroyos que encuentran su nacimiento en manantiales similares al de la Zarza situados a cotas bastante altas dentro

de la sierra y de muy escaso caudal medio, en general de menos de 1 l/s.

El río Bailón es el único curso superficial que se pueda considerar permanente en algunos de sus tramos, el cual discurre aprovechando las áreas deprimidas del polje de la Nava. Este río apenas conduce agua al salir de la superficie cubierta por los materiales poco permeables, limosos y arcillosos aluviales, que rellenan las grandes depresiones kársticas. Sólo en época de lluvias continuadas e intensas fluye el río a la altura de la garganta situada junto a Zuheros. Los caudales de base del Bailón se infiltran en su totalidad una vez que el lecho del curso fluvial transcurre sobre las calizas oolíticas blancas de la Formación Camarena-Lanchares, al sur del pico Abrevia y al NO de Abuchite.

Es de destacar la existencia de un cierto número de pequeños manantiales que forman una serie de arroyos afluentes del río Bailón y los cuales también se infiltran en su totalidad tras las lluvias más intensas. Durante el período de aguas altas el conjunto de estas surgencias “colgadas” puede drenar un caudal total difícilmente superior a 10 l/s. En consecuencia, la mayor parte de los caudales drenados por el río Bailón hacia el exterior del macizo corresponden a escorrentía superficial.



**Figura 29.-** Croquis de situación de los puntos de aforo diferencial en el río Bailón

Teniendo en cuenta estas consideraciones he llevado a cabo un exhaustivo control mensual de los caudales del río Bailón. El seguimiento consistió en la realización de aforos diferenciales entre dos puntos que consideré adecuados, a partir de los datos geológicos y de mis propias observaciones de campo. El primero de ellos (Aforo 1) se encuentra justo en el límite entre los materiales impermeables de la depresión del Polje de la Nava meridional y las formaciones permeables de calizas oolíticas blancas del Dogger (Figura 29). El segundo punto (Aforo 2) lo situé a la salida del macizo carbonatado, en su extremo norte, junto al puente de la carretera que accede al casco urbano de Zuheros por el oeste. También he llevado a cabo algunas medidas intermedias entre ambos puntos, aunque en ellos el lecho del curso fluvial se mostraba muy irregular y pedregoso, por lo que su fiabilidad no es muy buena.

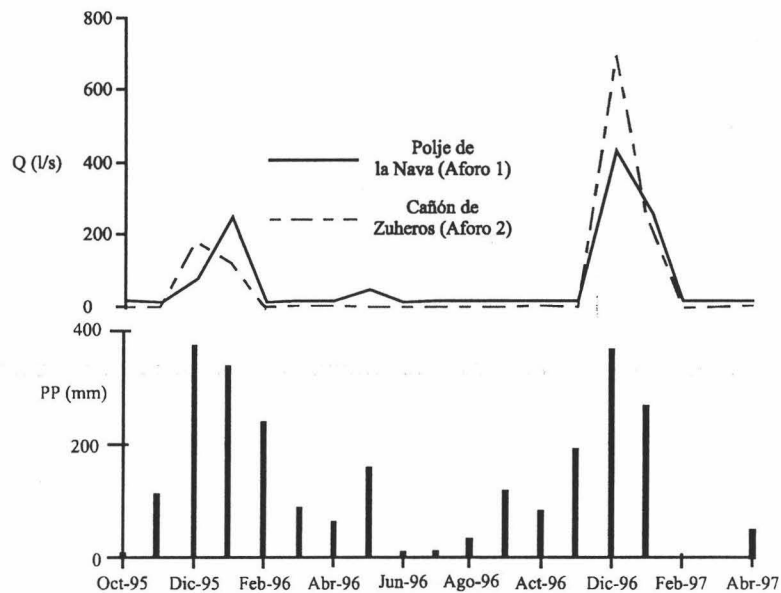


El objetivo de estos aforos diferenciales era cuantificar los volúmenes de aguas que fluyen fuera del macizo y las que se infiltran en el mismo, estableciendo la relación río-acuífero.

En la tabla 4 muestro los resultados de los aforos diferenciales realizados para los meses en los cuales el río Bailón fluye a través del Cañón de Zuheros o en la salida, es decir, los meses de fuertes precipitaciones.

Fecha	Q Aforo 1	Q Aforo 2	$Q_{A2}-Q_{A1}$	C. del río
30/12/95	63	179	+115	Ganador
30/01/96	238	118	-120	Perdedor
23/05/96	36	0	-36	Perdedor
26/12/96	427	684	+257	Ganador
27/01/97	216	255	+39	Ganador

**Tabla 4.-** Datos de los aforos diferenciales realizados en el río Bailón. Q en l/s; C. del río: comportamiento del río Bailón; A1 y A2: aforo 1 y 2 respectivamente



**Figura 30.-** Hidrogramas constituidos a partir de datos de aforo en los puntos de Aforo 1 y 2 en el río Bailón. Precipitaciones recogidas en la estación de Santa Rita

La diferencia entre los caudales aforados en los dos puntos (Aforo 1 y Aforo 2) (Figura 29) es negativa en dos ocasiones (Enero y Mayo de 1996), indicando un comportamiento hidrológico de río influente o perdedor. En los meses de estiaje o con escasas lluvias el río Bailón alimenta al acuífero Cabra-Alcaide, mediante pérdidas difusas y progresivas aguas abajo del polje de la Nava, si bien, esta alimentación es realmente un retorno de aguas de origen principalmente subterráneo, procedentes de los pequeños manantiales “colgados” situados a cotas más altas.



Para confirmar la naturaleza difusa de estas pérdidas, en Enero de 1996 realicé una medida intermedia entre los dos puntos habituales de control, observando cómo a lo largo de un tramo de 2 km, se habían infiltrado algo más de 100 l/s. En este tramo no he identificado ninguna pérdida concentrada o estructuras kársticas capaces de absorber grandes volúmenes de agua de forma puntual.

Las relaciones de ganancias observadas en los meses de Diciembre de 1995 y 1996 y Enero de 1997 (Tabla 4), en un principio parecían indicar la saturación de la franja de infiltración del acuífero, por ascenso del nivel piezométrico, y la aparición de surgencias a lo largo de su lecho. El desconocimiento de este tipo de surgencias, la coincidencia de los momentos de aforo con lluvias especialmente intensas (Figura 30), así como las diferencias de cota entre el lecho del río y la posición del manantial de Marbella (diferencias de entre 130 y 500 m) parecen descartar esta hipótesis.

Así pues, las diferencias positivas deben corresponder a los volúmenes de aguas generados por escorrentía superficial sobre los afloramientos de margas y margocalizas poco permeables que afloran en los poljes de la Nava y Fuenseca, así como en las cabeceras de los afluentes del río Bailón por su margen derecha. No obstante, dadas las diferencias de potencial hidráulico entre río y acuífero, en época de lluvias intensas la infiltración de aquél debe de existir, con valores de pérdidas que oscilan entre 10 l/s y más de 120 l/s en el tramo diferencial.

#### **4.2.3- Balance hídrico**

En este estudio no se ha planteado la evaluación exhaustiva de los recursos hídricos renovables de los distintos sistemas acuíferos presentes en el área, puesto que, la falta de datos fiables y continuos, especialmente de caudales, impide las debidas precisiones. Al no constituir un objetivo primordial de esta investigación, el establecimiento del balance hídrico se abarca superficialmente a fin de dar una idea general, optando para ello por la recopilación de datos sobre los distintos componentes del ciclo hidrológico recogidos en la bibliografía consultada, bien del área en cuestión o de otras zonas cercanas de similares características.

La precipitación media anual para el sistema kárstico Cabra-Alcaide, para una serie de años suficientemente larga (1956-1992), es de 888 mm calculada planimetrando las isoyetas medias. (ITGE, 1993), por su parte asignan un valor de 825 mm para toda la zona de estudio. Sánchez Marañón (1990) cita valores parecidos aunque algo más bajos que de los anteriores, debido seguramente a la utilización de una serie temporal menos larga y de hecho menos representativa.

Para el ajuste del balance hídrico de la Unidad hidrogeológica Cabra-Alcaide he considerado los siguientes términos:

- **Entradas:** corresponde, según el caso concreto de cada sistema hidrogeológico, prácticamente en su totalidad a la infiltración directa de lluvia y una discreta recarga indirecta a través de las filtraciones en los cursos fluviales alóctonos
- **Salidas:** principalmente la descarga visible a través del conjunto de los

manantiales de las distintas unidades hidrogeológicas, ya que los bombeos en pozos son prácticamente inexistentes. Las salidas ocultas, si existen, son estimados por diferencia en el balance

Por regla general en la determinación del balance se considera que no hay variación del almacenamiento si se trabaja sobre una serie de datos suficientemente larga, como es el caso de este trabajo.

Las salidas naturales del macizo Cabra-Alcaide (82 km<sup>2</sup>) a través de pozos y manantiales deben de igualar las entradas, ya que, las características geométricas y estructurales permiten una buena individualización y aislamiento del mismo frente a los acuíferos adyacentes, especialmente respecto al situado justo al sur (unidad hidrogeológica de Gaena). Así pues, calculo un valor medio de infiltración de 50 % de lluvia total. Este valor de infiltración es el más frecuentemente encontrado en la mayoría de zonas kársticas.

Los aforos diferenciales realizados en el río Bailón permiten estimar una escorrentía superficial de aproximadamente 2 % de lluvia total. Valor este contrasta fuertemente con el calculado (10 %) por López Vera y Saiz García-Cuenca (1975).

La evapotranspiración real (ETR) debe de corresponder al 48 % de lluvia total. Este valor no coincide con ninguno de los valores existentes en la bibliografía correspondiente a la zona de estudio. Así pues, López Vera y Saiz García-Cuenca (1975) estiman un valor de ETR del orden de 30 % de la lluvia total caída calculado, por las fórmulas empíricas de Coutagne (1954) y comprobado mediante la de Becerril (Remenieras, 1971) que ellos mismos califican como muy bajo para las formaciones kársticas del sector Cabra-Alcaide. Sánchez Marañón (1990) calcula para algunas estaciones termopluviométricas del área una ETR comprendida entre 90 y 60 % de la lluvia total (se habla siempre de medias anuales), que son valores muy altos para los materiales kársticos con cobertura vegetal poco desarrollada, como es el caso de la zona de estudio.

Unidad Cabra-Alcaide		Felgueroso y Coma (1967)	Vera y García (1975)	Rolandi <i>et al.</i> (1988)	Este trabajo
Entradas	Inf. directa	55	70	40,5	37
	Inf. Indirecta	-	-	-	-
Salidas	Manantiales	-	69	40,3	36,5
	Bombeo	-	-	0.2	0,5

**Tabla 5.-** Datos de balance hídrico correspondientes al sistema acuífero Cabra-Alcaide, según varios autores y los míos. Los recursos hídricos se expresan en hm<sup>3</sup>/año. Inf:

El IGME (1982-83) e ITGE (1993) utilizan valores medios del orden de 41 % de la precipitación media anual para la ETR usando el método de Thornthwaite (1948), aplicando una capacidad de campo de 25 mm. Sin embargo, el valor de ETR aquí calculado es más similar al encontrado por López Chicano (1992), quien concluye que en Sierra Gorda la ETR supera el 45 % de las precipitaciones anuales.

En la tabla 5, se recogen los datos del balance hídrico del sistema Cabra-Alcaide según distintos autores que han trabajado en la zona y los valores por mí calculados. Se observa que los valores más altos de recursos corresponden a López Vera y Saiz García-

Cuenca (1975) los cuales, en mi opinión, han sobrevalorado la infiltración eficaz a expensas de la ETR (infiltración 60 % de la lluvia media total y 30 % de la ETR). Los valores de este trabajo son los más bajos, debido seguramente al carácter seco que marcó estos últimos 15 años.  
infiltración

## **5- UNIDAD DE RUTE-HORCONERA**

### **5.1- Sistema de Rute-Horconera s. str.**

#### **5.1.1- Geometría y límites**

El sistema acuífero Rute-Horconera se extiende entre los pueblos de Priego de Córdoba al NE y el de Rute en el extremo SO. Así mismo, presenta un desarrollo alargado de 18 km, siguiendo la misma dirección, con una superficie total de 45 km<sup>2</sup>. Los niveles acuíferos están constituidos básicamente por las dolomías y calizas dolomíticas de la Formación Gavilán, cuya potencia puede sobrepasar los 300 m en este sector.

Pulido Bosch y López Chicano (1993), en un trabajo inédito sobre el estudio hidrogeológico de la Fuente del Rey y su entorno establecen una subdivisión del sistema en varias subunidades. Así, consideran tres subsistemas (Figura 31):

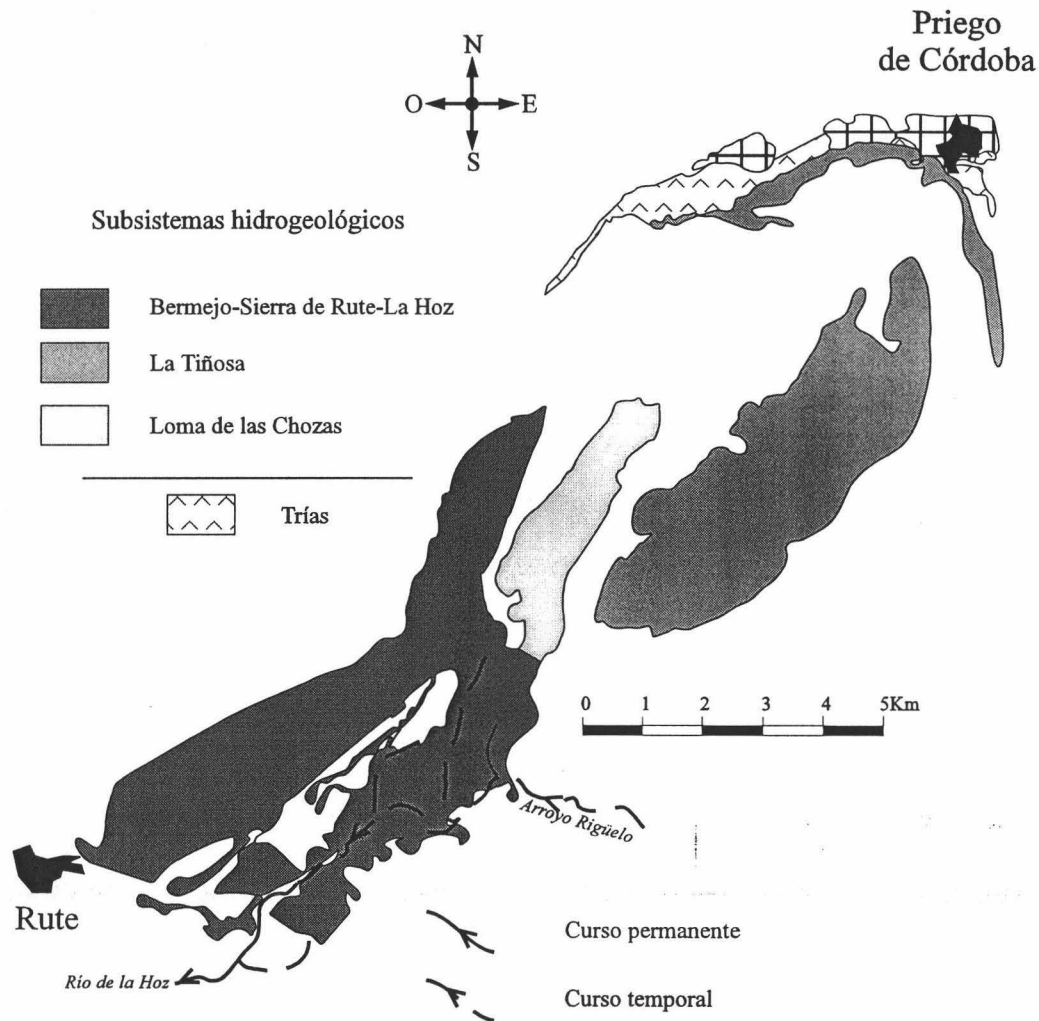
- **Subsistema Bermejo-Sierra de Rute-La Hoz**, incluye los materiales calizos y dolomíticos que conforman los relieves de igual nombre.
- **Subsistema Loma de las Chozas**, también constituido por los mismos materiales que el anterior y que afloran en la sierra del mismo nombre.
- **Subsistema de La Tiñosa**, que incluye los afloramientos de materiales carbonatados del Lías inferior y medio (Formación Gavilán) y de calizas margosas y margas del Lías medio y superior (Formación Zegrí) que integran el pico Tiñosa, la sierrecilla de la Trinidad y el sector comprendido entre Priego de Córdoba y la casería de Jaula.

El substrato del sistema hidrogeológico kárstico de Rute-Horconera, como en el caso de los demás acuíferos de la zona de estudio, lo conforman los materiales impermeables del Trías, los cuales afloran escasamente en contacto con los materiales acuíferos, concretamente en la franja que se extiende entre Priego y la casería de Jaula.

La estructura general corresponde a una serie de pliegues muy agudos y fallados, como ya he comentado en el apartado de tectónica (II.3) (Figura 32). Los flancos de las estructuras plegadas, y también, a veces las charnelas, se encuentran afectadas por fracturas de cierta envergadura, delimitando así el contorno del sistema hidrogeológico en superficie, al ponerse en contacto formaciones permeables con impermeables.

El límite septentrional del sistema hidrogeológico viene impuesto por los materiales triásicos que afloran en contacto mecánico con las dolomías liásicas (Figura 33). El

contacto consiste en una superficie de cabalgamiento irregular, en general inclinado hacia el sur y el SE. Este límite está jalonado por formaciones travertínicas originadas a partir de las surgencias localizadas en ese sector. En el sector NE del sistema, gran parte del acuífero se encuentra en estado de confinamiento bajo materiales poco permeables o semipermeables de la Formación Zegrí (calizas margosas y margas). Similar situación se observa en el sector de las Lagunillas, al sur del sistema.



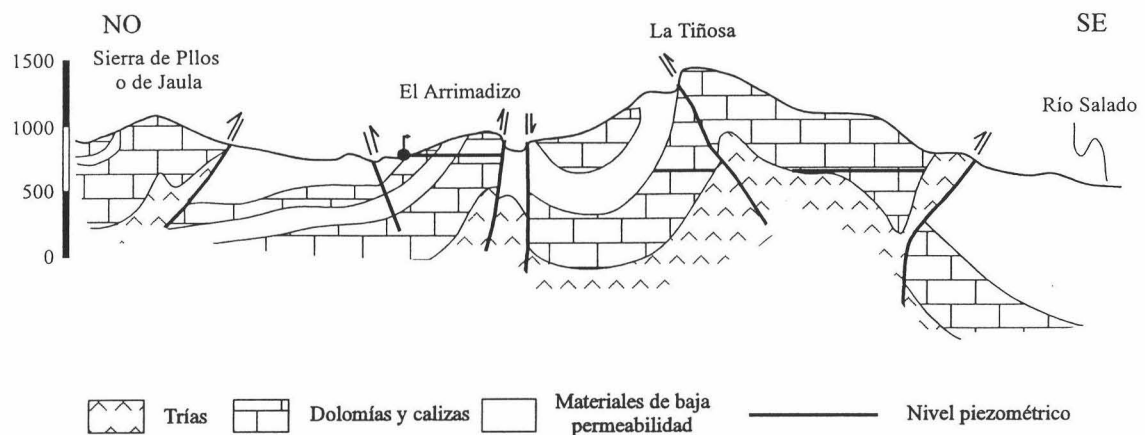
**Figura 31.-** Localización de las subunidades hidrogeológicas del sistema acuífero Rute-Horconera s. str.

En el resto de los bordes, el acuífero se encuentra rodeado de materiales de baja permeabilidad de edad posterior al Lías; se trata de potentes formaciones margosas y margocalizas del Cretácico las cuales constituyen auténticas barreras al flujo subterráneo.

### 5.1.2- Funcionamiento

La alimentación del sistema hidrogeológico Rute-Horconera se produce fundamentalmente a partir de la infiltración de la lluvia precipitada sobre los afloramientos carbonatados que se extienden sobre unos 45 km<sup>2</sup>. Por otra parte, existe una alimentación adicional a partir de la infiltración indirecta en el lecho permeable del arroyo Rigüelo, posteriormente denominado río Herreras y finalmente río de la Hoz,

cuando recibe la descarga subterránea del manantial kárstico del mismo nombre.



**Figura 32.-** Corte hidrogeológico de los subsistemas de la Loma de las Chozas y la Tiñosa

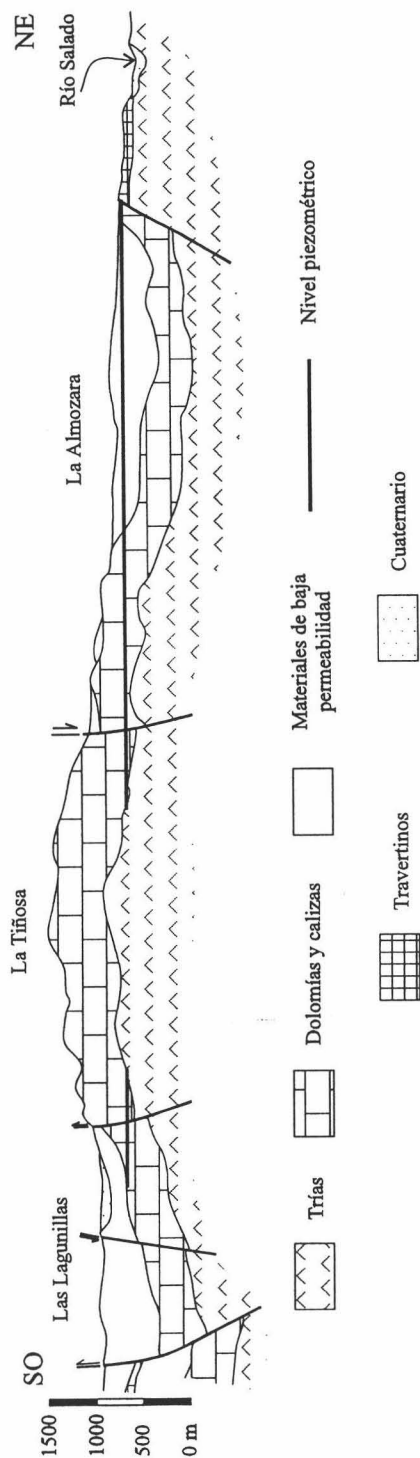
La descarga natural del sistema se produce principalmente a través de un conjunto de surgencias repartidas a lo largo del perímetro de las formaciones acuíferas del Lías inferior y medio, siendo despreciables las extracciones en pozos o por bombeo en captaciones. Los niveles piezométricos están relacionados estrechamente con las cotas de las surgencias más importantes.

El subsistema de la Tiñosa drena en su sector NE por dos surgencias naturales el manantial de la Salud, comúnmente conocido como Fuente del Rey por referencia a la obra ornamental barroca asociada (nº 1), situado a cota 660 m s.n.m., y el manantial de la Milana (nº 4), a cota algo más alta que la anterior (670 m s.n.m.) (Figura 34). Ocasionalmente y en episodios muy lluviosos el agua surge en un punto cercano a este último, pero a cota más alta (680 m s.n.m.), justo en el lado izquierdo del camino terrizo que lleva al Cerro del Majano, y al pie de un olivo. A principios de 1997 este manantial de tipo "trop plein" volvió a funcionar después de muchos años en seco, arrojando un caudal cercano a los 20 l/s. El agua de éste manantial se recoge mediante una tubería que pasa junto al camino para su uso en regadío. A finales de Abril de 1997 esta surgencia (nº 5), conocida probablemente como Duende de la Milana volvió a secarse de nuevo.

El conjunto de los manantiales del Río de La Hoz está situado en el extremo SO del sistema hidrogeológico Rute-Horconera y concretamente en el paraje natural de igual nombre. Se trata de tres surgencias muy próximas entre sí (unos 200 metros) las cuales drenan el subsistema Bermejo-Sierra de Rute-La Hoz. La surgencia que he denominado Hoz-1 (nº 99) es la más importante del conjunto denominado Nacimiento del Río de la Hoz, y constituye el principal punto de descarga de todo el sistema Rute-Horconera, surgiendo en el contacto entre las dolomías y calizas dolomíticas del Lías y las margas y margocalizas del Cretácico inferior, gracias a la mediación de una serie de fallas normales. La cota de surgencia es de 500 m s.n.m. Los otros dos puntos se encuentran unos 200 metros aguas abajo, drenan las mismas formaciones acuíferas carbonatadas, pero sus caudales son considerablemente más bajos que el de Hoz-1. Su cota de surgencia es del orden de 470 m s.n.m., y las he agrupado, por comodidad, en un único



punto que he denominado Hoz-2 (nº 63). El IGME (1982-83) los identifica bajo el nombre de Acequia del Río de la Hoz.

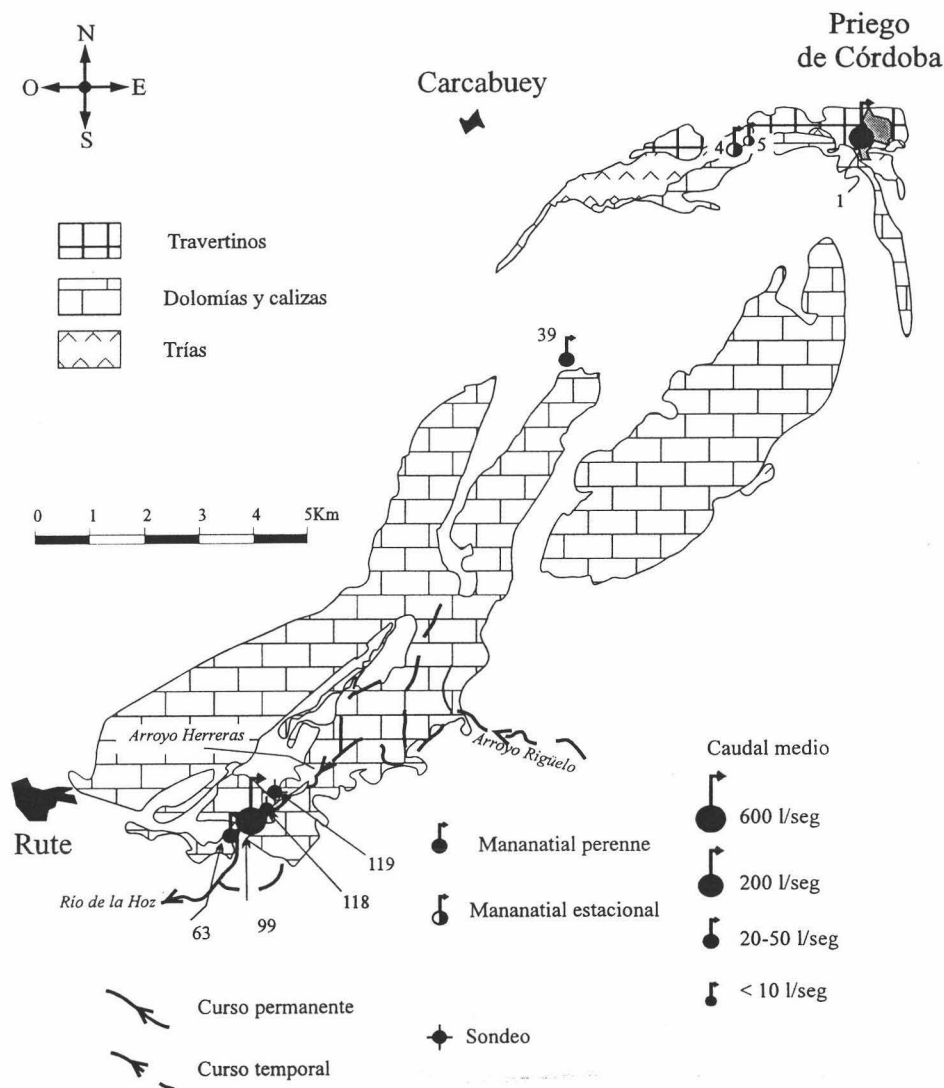


**Figura 33.-** Corte hidrogeológico ilustrativo de la subunidad de la Tiñosa

El manantial del Arrimadizo (nº 39), es el que se sitúa a mayor cota de todo el sistema Rute-Horconera (820 m s.n.m.), y constituye el punto de descarga del subsistema Loma de las Chozas. El agua surge en materiales cretácicos, pero próximo al



límite entre estos y las formaciones acuíferas del Lías.



**Figura 34.-** Mapa hidrogeológico del sistema acuífero Rute-Horconera s.str.

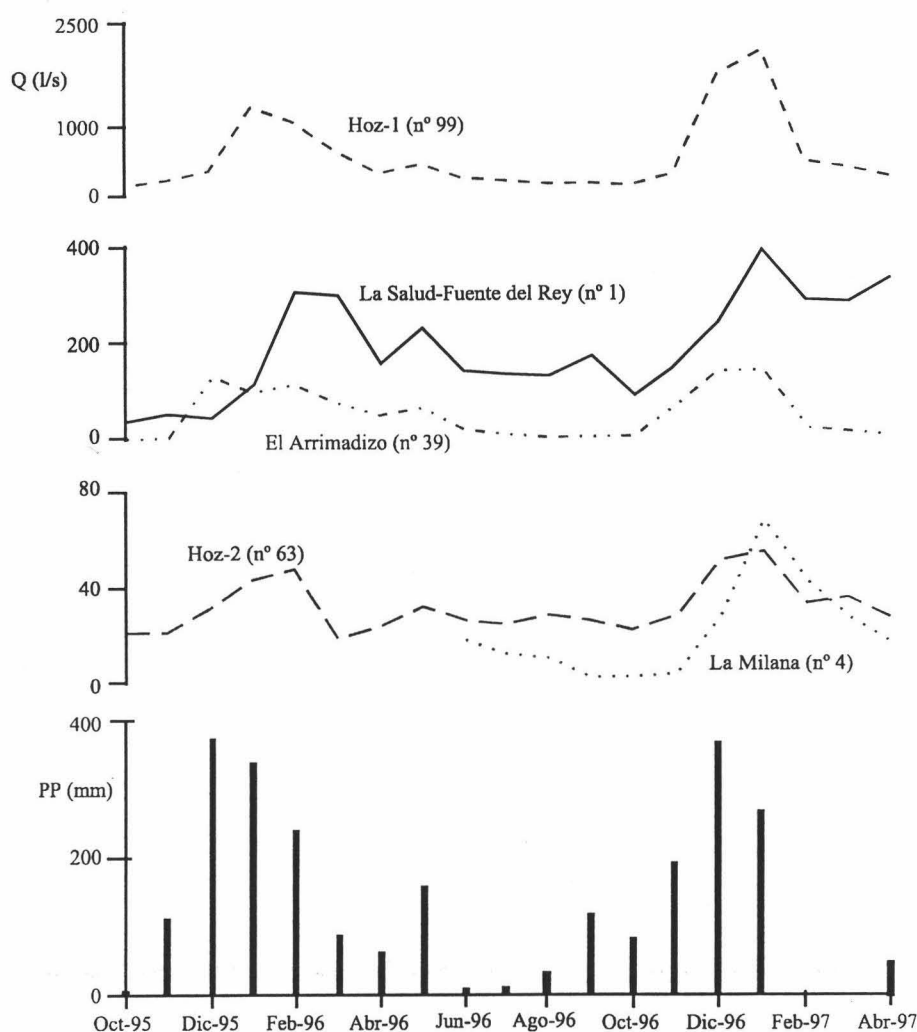
### 5.1.2.1- Análisis de la descarga de los manantiales

#### 5.1.2.1.1- Sector de la Hoz

La respuesta del manantial principal del Río de la Hoz (Hoz-1) a las lluvias es bastante rápida, como se aprecia tras las lluvias de Noviembre de 1995 (Figura 35). Como en otros ejemplos antes citados, la punta del hidrograma se alcanza en Enero de 1996, con un caudal máximo superior a 1000 l/s. A partir de éste momento tiene lugar una rápida decrecida seguida de un lento agotamiento, aunque éste se ve influenciado por las precipitaciones caídas durante la primavera y otoño de 1996. La magnitud de estas pequeñas crecidas parece estar directamente relacionada con la intensidad de las lluvias e inversamente relacionada con el déficit hídrico acumulado en la zona no saturada desde la última precipitación importante.

La crecida en el segundo año de control se da entre Octubre de 1996 y Enero de

1997, igual que el año hidrológico anterior; sin embargo se aprecian grandes diferencias entre ambas, debido, como se ha comentado antes para otros manantiales, a la variación en el almacenamiento del acuífero y a la reposición del déficit de humedad en la franja de infiltración. El caudal punta en 1996-97 supera ligeramente  $2 \text{ m}^3$ .



**Figura 35.-** Crónica de caudales aforados en las surgencias controladas en el acuífero Rute-Horconera s.str. Período Octubre de 1995 - Abril de 1997. Precipitaciones recogidas en la estación de Santa Rita

La evolución temporal de la descarga en la surgencia de Hoz-2 es muy similar al caso anterior, esta similitud viene aclarada por el alto coeficiente de correlación calculado entre los caudales de ambos manantiales ( $r=0,9$ ). Sin embargo, los volúmenes drenados son muy dispares, siendo el caudal medio en este caso de  $32 \text{ l/s}$ , mientras que para Hoz-1 es de  $570 \text{ l/s}$ .

Por otra parte es de destacar la aparición de puntas de caudal de pequeña importancia en Hoz-2, en parte debido a la respuesta a lluvias aisladas de escasa entidad (Abril a Agosto de 1996), al escaso caudal medio de las surgencias (lo cual les confiere mayor sensibilidad) y a peores condiciones de aforo.

Los coeficientes de variación calculados para la descarga de las surgencias revela tendencias evolutivas más estables y moderadas en la pequeña surgencia de Hoz-2, con un 35 %, mientras que Hoz-1 muestra un valor del 104 %. Ello sugiere una menor capacidad de regulación de la zona saturada drenada por este manantial, mientras que la parte drenada por Hoz-2 muestra un comportamiento hidrodinámico relativamente más inercial.

En este sector SO del sistema hidrogeológico Rute-Horconera he podido realizar una prueba de trazado durante el mes de Junio de 1997, cuyos resultados comentaré más adelante (capítulo VI, 9). Durante la realización de este ensayo llevé a cabo un seguimiento diario de la descarga en Hoz-1 y Hoz-2, lo cuál me ha permitido calcular, a partir del análisis de curvas de recesión, sus respectivos coeficientes de agotamiento.

El modelo exponencial de Maillet es el más utilizado en todo tipo de acuíferos, aunque en karst, sólo suele dar buenos resultados en el caso de acuíferos carbonatados muy inerciales (Padilla, 1990). El modelo permite identificar el poder regulador o el grado de inercialidad de la zona saturada de los sistemas acuíferos.

En el caso de los manantiales de la Hoz el ajuste exponencial del tramo de agotamiento del año 1996-97 es muy bueno. Los valores calculados del coeficiente de recesión o agotamiento ( $3,6 \cdot 10^{-3} \text{ días}^{-1}$  y  $6,4 \cdot 10^{-3} \text{ días}^{-1}$  en Hoz-1 y Hoz-2, respectivamente) son parecidos a los encontrados en otros sistemas kársticos cercanos como es el caso de Sierra Gorda (López Chicano, 1992). Es de señalar que el valor estimado por Castillo y Padilla (1993) para el Nacimiento del Río de la Hoz ( $0,01 \text{ días}^{-1}$ ) es mucho mayor que el valor por mí calculado, si bien, estos autores utilizan los datos mensuales de caudal del ITGE.

#### **5.1.2.1.2- Fuente del Rey-manantial de la Salud**

El hidrograma de la Fuente del Rey-manantial de la Salud correspondiente al año hidrológico 1995-96 (Figura 35) no muestra grandes diferencias morfológicas respecto a los de las surgencias del sector del Río de la Hoz, comentados anteriormente; si bien, la punta se da en Febrero de 1996, un mes más tarde que en aquellas. También parece ser un poco más tardía en el ciclo 1996-97, lo cual puede estar relacionado con el alejamiento del área de recarga (Tiñosa y Sierricilla de la Trinidad) respecto a la surgencia, y el carácter confinado en buena parte del acuífero.

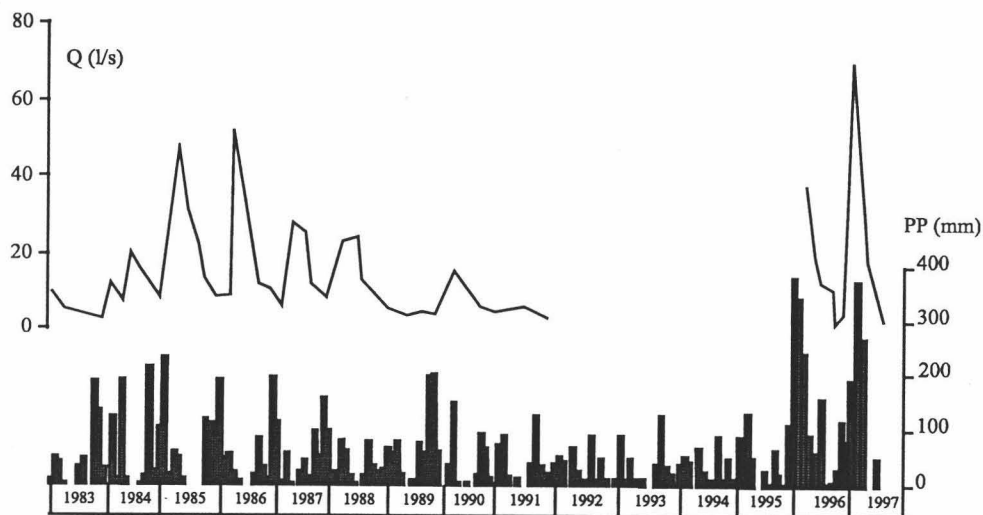
La primera crecida comienza en Diciembre de 1995, aunque el primer aumento del caudal coincide con las lluvias caídas en Noviembre de 1995, indicando una reacción relativamente rápida al impulso originado por las precipitaciones otoñales de 1995. La decrecida, cuya curva comienza por un tramo de pendiente muy suave, se ve interrumpida por un pico en el hidrograma de cierta importancia, debido al aumento de la descarga como respuesta a las intensas lluvias ocurridas en Mayo de 1996.

Durante el período estival, y en ausencia de precipitaciones, se aprecia una notable sostenibilidad de los caudales de descarga, lo cual sugiere un gran poder regulador del sistema acuífero. El ajuste de la curva de agotamiento del año hidrológico 1995-96 al modelo exponencial de Maillet permite obtener un valor de  $6 \cdot 10^{-3} \text{ días}^{-1}$  para el

coeficiente de agotamiento de este manantial. Este bajo valor ilustra también sobre el gran poder regulador del sistema acuífero. En el mismo sentido apunta el hecho de que el sistema de explotación y abastecimiento llevado a cabo en Priego de Córdoba se haya mantenido después de una larga temporada de sequía, sin necesidad de recurrir a una regulación artificial.

### 5.1.2.1.3- Manantial de la Milana

Los datos disponibles sobre la descarga de la Milana son relativamente escasos; no obstante, a la luz de los mismos, es posible realizar algunas consideraciones sobre el comportamiento hidrodinámico del subsistema que alimenta a esta surgencia.



**Figura 36.-** Hidrograma del manantial de la Milana, obtenido en el período 1983 - 1997. Precipitaciones recogidas en la estación de Priego de Córdoba

El manantial de la Milana (Figura 36) muestra caudales de base relativamente constantes en torno a 10 l/s. En alguna ocasión, y especialmente en los períodos más secos, el caudal de descarga es aún inferior, llegando a secarse el manantial en épocas de extrema sequía, como la que aconteció entre 1990 y 1995. El manantial volvió a funcionar después de las intensas lluvias caídas a finales de 1995 y principios de 1996, concretamente en Marzo de 1996. Los caudales punta pueden superar los 70 l/s, cuando entra en funcionamiento también un “Trop plein” asociado que es conocido como el Duende de la Milana.

En una visión de conjunto de la serie de datos recogidos por el ITGE, y completada con los míos se puede destacar la tendencia al descenso general del caudal de descarga, entre 1984 y 1991, coincidiendo con precipitaciones inferiores a la media anual, lo que culminó en el secado del manantial (Figura 36). Gracias a la llegada de años excepcionalmente húmedos (1995-96 y 1996-97) el manantial, no sólo vuelve a funcionar sino que registra su máximo conocido de los últimos 15 años, conjuntamente con la reactivación del Duende de la Milana después de muchos años (según testimonios de gentes del lugar).

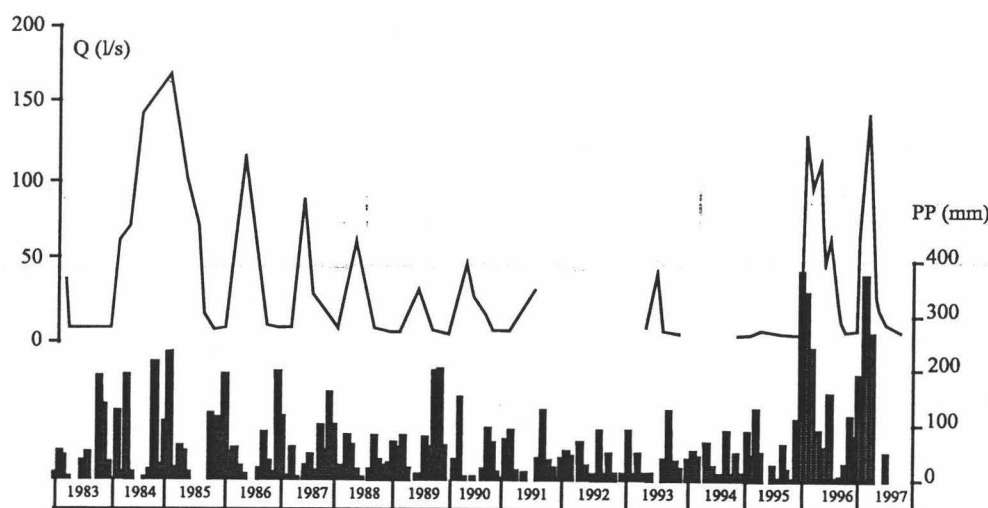
El coeficiente de recesión calculado para éste manantial, en el estiaje de 1995-96, es

muy bajo y oscila entre  $5 \cdot 10^{-3}$  y  $7 \cdot 10^{-3}$  días<sup>-1</sup>. Así pues, se puede pensar en un sistema acuífero bastante regulador y de gran inercialidad. Estos valores son próximos a los estimados para el manantial de La Fuente del Rey ( $6 \cdot 10^{-3}$  días<sup>-1</sup>), lo que implica una cierta homogeneidad en el comportamiento del acuífero Rute-Horconera, en su sector NE.

El Duende de la Milana por su posición más alta que la propia Milana, corresponde a una surgencia de tipo "Trop Plein". Se trata de un punto de drenaje intermitente cuya actividad ésta íntimamente ligada a las épocas de intensa recarga del acuífero, durante las cuales, los niveles piezométricos son más altos y alcanzan conductos subterráneos o vías preferentes de drenaje colgados por encima de las cotas de los manantiales permanentes. La reactivación de éste punto, a principios de 1997, apoya la idea de la recuperación de los acuíferos que he venido comentando en líneas anteriores.

#### 5.1.2.1.4- El Arrimadizo

El manantial del Arrimadizo constituye el punto de descarga más importante del subsistema Loma de las Chozas. Su posición relativamente alta y su funcionamiento hidrológico parecen indicar la independencia de esta subunidad de la de la Tiñosa. El caudal medio en el período de 1983-1997 fue de 36 l/s, aunque los máximos no superar los 150 l/s (Figura 37). Un valor de caudal aislado mayor a 170 l/s en años claramente más secos debería corresponder a errores de aforo.



**Figura 37.-** Crónica de caudales de la surgencia del Arrimadizo. Período de 1983 - 1997. Precipitaciones recogidas en la estación de Priego de Córdoba

El análisis del hidrograma (Figura 37) correspondiente a los datos referidos al episodio de 1983-1997 permite hacer algunas observaciones sobre el funcionamiento del subsistema que alimenta a este manantial. La tendencia general durante los años secos es hacia una disminución de los volúmenes de agua drenados por el manantial. Los caudales de base apenas superan 5 l/s en la mayoría de los estiajes. En años extremadamente secos el Arrimadizo no arrojaba más de 1 l/s, aún así, nunca llegó a secarse. A partir de finales de 1995 se observa una importante recuperación de la descarga debido a las intensas precipitaciones caídas sobre los afloramientos



carbonatados del subsistema de la Loma de las Chozas.

Los coeficientes de agotamiento calculados en el Arrimadizo en los estiajes de 1995-96 y 1996-97 son relativamente altos (0,024 y 0,033 días<sup>-1</sup>, respectivamente). Se trata, probablemente, de un sistema de drenaje relativamente bien desarrollado lo cual confiere a este acuífero kárstico un carácter muy poco regulador, al menos de capacidad de regulación bastante menor que otros del sistema Rute-Horconera.

Otro aspecto destacado de la crónica de caudales es la gran oscilación de los mismos, con un coeficiente de variación muy alto ( $CV = 102\%$ ) y una relación de caudales  $Q_{\text{medio}} / Q_{\text{mínimo}}$  igual a 51 que indican una capacidad de regulación muy baja (Gavrilov, 1965 y Bonacci, 1987). La cota de surgencia del Arrimadizo es de 820 m s.n.m., más alta que la de la Milana (670 m); el hecho de que éste último llegó a secarse mientras que el Arrimadizo no, apoya la idea de que el subsistema Loma de las Chozas este independizado de la subunidad hidrogeológica de la Tiñosa, drenada en el extremo NE por los manantiales de la Salud-Fuente del Rey y la Milana.

#### 5.1.2.2- Relación Río-Acuífero

La elevada topografía que presenta el conjunto montañoso de Rute-Horconera no favorece la existencia de ríos alóctonos que lo atraviesen; sin embargo, en su extremo SE y por encima de las formaciones carbonatadas permeables del Lías discurre el arroyo del Rigüelo, el cual recoge aguas fundamentalmente superficiales, procedentes de áreas ajenas al sistema hidrogeológico kárstico. Aguas abajo, éste arroyo toma el nombre de río de las Herreras y río de la Hoz, hasta su desembocadura en el río Genil, ya dentro del embalse de Iznájar.

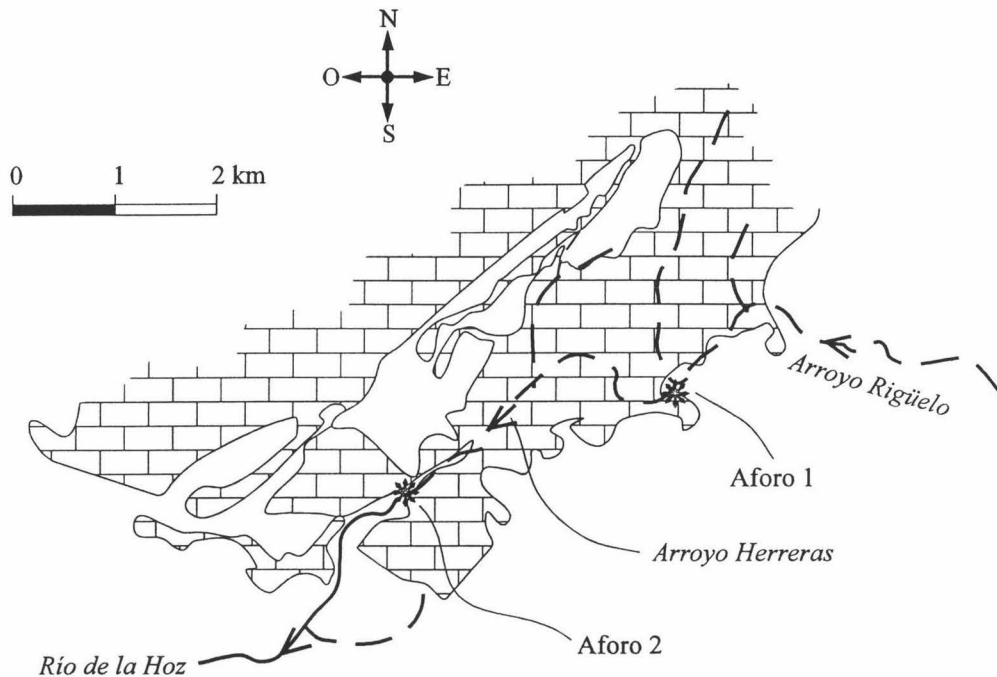
A fin de evaluar la relación hídrica entre este río y el acuífero kárstico en el sector de la Hoz, he realizado un seguimiento mensual de los caudales en distintos puntos a lo largo del mismo. El control consistió en aforos diferenciales simultáneos en dos puntos, el primero (Aforo 1) situado justo en el contacto entre los materiales impermeables del Cretácico y los materiales acuíferos carbonatados del Lías, a la entrada del río en el sistema carbonatado (Figura 38). El segundo punto (Aforo 2) se situó a la salida, en la garganta del río de la Hoz, junto al manantial Hoz-1.

En la figura 39 muestro el hidrograma del río de la Hoz construido a partir de los datos de aforo. A nivel mensual, se observa la relación directa con la ocurrencia de precipitaciones ( $r=0,88$ ) coincidiendo los picos de caudales con máximos de lluvias, mientras que en estiaje el curso fluvial se seca totalmente a la salida y a la entrada.

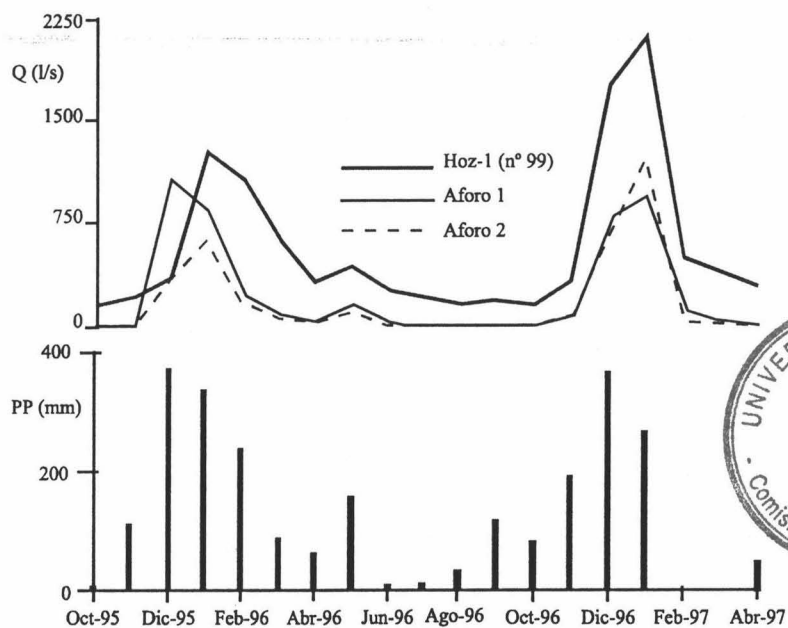
Existe una buena correlación entre los caudales del río en el punto 1 (Aforo 1) y los del manantial Hoz-1 ( $r=0,74$ ), especialmente después del tránsito entre la sequía y el año hidrológico de 1995-96 (Figura 39). Ello sugiere la existencia de vías preferenciales de flujo subterráneos conectadas al manantial de Hoz-1, de manera que esas vías o áreas muy karstificadas permiten velocidades de flujo relativamente altas durante los episodios lluviosos, mientras que las velocidades se reducen considerablemente en época de estiaje debido a que las aguas proceden del agotamiento de los sistemas menos transmisivos, cuando éstos se encuentran bajo cargas hidráulicas más altas que la de la



red de conductos existentes, prácticamente agotados en ese momento. Este esquema responde a los modelos conceptuales de acuífero kárstico de elementos capacitivos y transmisivos, definidos por los distintos autores que lo han estudiado como son Louis (1968 y 1974), Kiraly (1975, 1977 y 1979), Drogue (1971, 1982 y 1983) y Pulido Bosch, 1979, 1986 y 1988).



**Figura 38.-** Croquis de situación de puntos de aforo diferencial en el río de la Hoz, en el extremo SO del acuífero carbonatado Rute-Horconera s. str.



**Figura 39.-** Hidrogramas del manantial kárstico Hoz-1 y del río de la Hoz en los puntos de aforo 1 y 2

En la tabla 6 presento los caudales aforados en los dos puntos de control (Aforo 1 y 2), junto con los caudales perdidos o ganados por el río durante el período de estudio. De estos datos se deduce que el río de la Hoz se comporta en la mayor parte del tiempo como un curso perdedor o infiltrante (Figura 40), alimentando al acuífero Rute-Horconera. Las pérdidas a lo largo del lecho del río son difusas, no habiendo detectado la presencia de sumideros que permitan la infiltración masiva de agua. Esta situación hidrológica queda reflejada esquemáticamente en la figura 41 A.

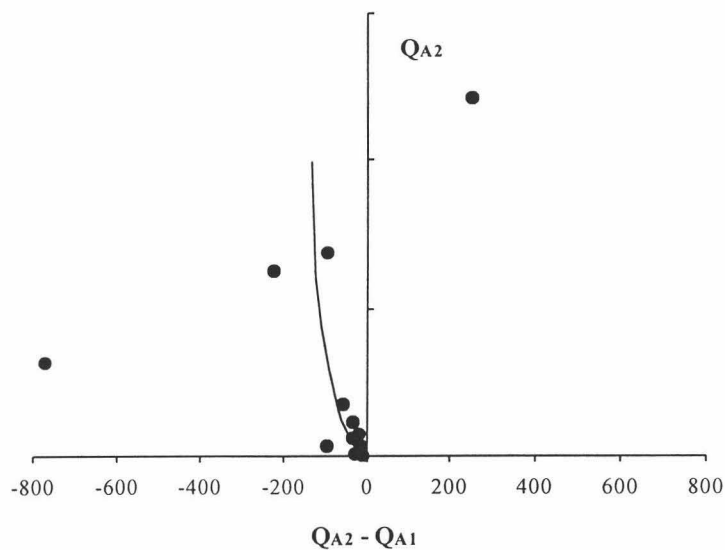
Fecha	Q Aforo 1	Q Aforo 2	Q Hoz-1	Q <sub>A2</sub> - Q <sub>A1</sub>	C. del Río	Pr. NP (m)
02/02/95	1088	318	356	-770	Perdedor	-
03/02/96	826	626	1266	-220	Perdedor	16,5
28/02/96	233	177	626	-56	Perdedor	17,7
30/03/96	93	62	619	-31	Perdedor	18,4
28/04/96	46	35	320	-11	Perdedor	19,5
25/05/96	150	117	436	-33	Perdedor	18,2
29/06/96	33	5	263	-28	Perdedor	19,3
30/11/96	87	72	318	-15	Perdedor	-
28/12/96	780	688	1742	-92	Perdedor	-
25/01/97	957	1208	2093	+251	Ganador	-
01/03/97	124	31	507	-93	Perdedor	-
03/04/97	33	9	405	-24	Perdedor	-
01/05/97	8	0	292	-8	Perdedor	-

**Tabla 6.-** Datos de aforos diferenciales en el río de la Hoz y de profundidad de nivel piezométrico (Pr. NP) en el sondeo n° 119. Q en l/s; C. del río: comportamiento del río de la Hoz; A1 y A2: aforos 1 y 2 respectivamente

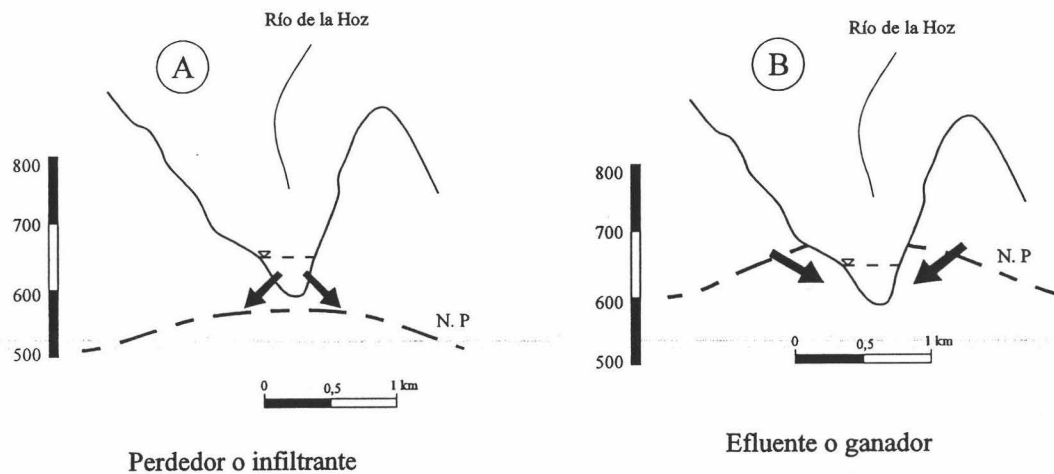
La diferencia positiva o relación de ganancia detectada en Enero de 1997 indica una inversión en la relación Río-Acuífero. Durante este episodio parece que la recarga intensa del acuífero en los meses anteriores provocó un ascenso espectacular de los niveles piezométricos hasta la cota topográfica del lecho del río, lo cual provocaría una descarga, probablemente difusa, de aguas subterráneas propias del acuífero que se incorporarían al flujo superficial. En este caso el arroyo es efluente o ganador por aportes subterráneos (Figura 41, B). Desgraciadamente, el fenómeno no pudo ser comprobado con medidas del nivel piezométrico en el sondeo n° 119, ya que el tubo piezométrico se obstruyó impidiendo el seguimiento que se estaba llevando a cabo.

El nivel piezométrico medido, simultáneamente con los caudales a lo largo del arroyo, en un sondeo (n° 119) situado a 200 m aguas arriba del nacimiento del Río de la Hoz muestra oscilaciones poco relevantes, sin embargo correlacionan muy bien ( $r=0,86$ )

con los volúmenes de aguas infiltrados a partir del curso superficial del arroyo de Rigüelo.



**Figura 40.-** Relación entre el caudal aforado en el punto 2 ( $Q_{A2}$ ) y la diferencia de caudales aforados en los dos puntos ( $Q_{A2} - Q_{A1}$ )

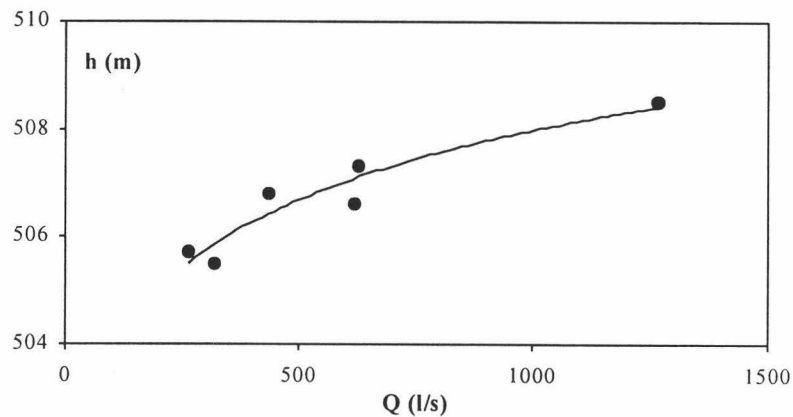


**Figura 41.-** Esquema ilustrativo del comportamiento del río de la Hoz

En la figura 42 represento los datos de caudal aforado en la surgencia Hoz-1 frente a los niveles piezométricos medidos en el sondeo n° 119 (las medidas fueron simultáneas). A pesar de la escasez de los datos, se aprecia que no existe una correlación lineal entre los valores de caudal y los niveles piezométricos, por contra la tendencia de la curva de ajuste es logarítmica. Este tipo de curvas es asimilable a la de llenado de un embalse superficial, indicando un aumento en extensión superficial de la franja saturada, conforme lo hace el volumen almacenado.

Aparte de ilustrar sobre la relación Río-Acuífero, los datos disponibles permiten hacer algunas otras observaciones de interés. En Diciembre de 1995 se infiltran 770 l/s los cuales, en principio, tienen que drenar por los manantiales del Río de la Hoz (Hoz-1 y Hoz-2). No ocurre así, ya que el manantial en este período sólo evacua un caudal que

ronda los 300 l/s. Este hecho puede ser debido a que gran parte de las infiltraciones directas a partir de las precipitaciones y las indirectas a partir del curso fluvial sirvan para reponer el déficit de humedad del acuífero, acumulado tras la larga sequía, durante la cual, el nivel piezométrico alcanza cotas muy bajas. Las tasas de infiltración indirecta más altas se dan a principios del año hidrológico de 1995-96 coincidiendo con los niveles piezométricos relativamente más bajos y mayor espesor de zona no saturada. En períodos húmedos, la tasa de infiltración desde el arroyo es relativamente menor, probablemente debido a que al reducirse la zona de áreación, las cantidades de agua que puede admitir el acuífero también se reduce.



**Figura 42.-** Relación entre cota de nivel piezométrico en el sondeo n° 119 y el caudal del manantial kárstico Hoz-1. Medidas simultáneas

### 5.1.2.3- Ajuste de un balance hídrico

La superficie carbonatada total en el sistema hidrogeológico Rute-Horconera es de 45 km<sup>2</sup>, la cual recibe una precipitación media anual de 860 mm equivalentes a 39 hm<sup>3</sup>/año.

En la tabla 7 muestro los datos de balance hídrico estimados por distintos autores y los míos propios. Se observan, igual que en el caso anterior, grandes diferencias en las cifras dependiendo de las fuentes, en concreto Felgueroso y Coma (1967) infravaloran excesivamente los recursos hídricos de esta unidad (sólo 10 hm<sup>3</sup>/año).

<i>Unidad Rute-Horconera</i>		Felgueroso y Coma (1967)	Rolandi <i>et al.</i> (1988)	Este trabajo
Entradas	Inf. directa	10	20,5	18
	Inf. Indirecta	-	-	3
Salidas	Manantiales	-	20	21
	Bombeo	-	0,5	-

**Tabla 7.-** Datos de balance hídrico del acuífero carbonato Rute-Horconera *s. str.* Los recursos hídricos se expresan en hm<sup>3</sup>/año. Inf: infiltración

Las salidas totales por las surgencias naturales del sistema ascienden a 21 hm<sup>3</sup>/año, 3 de los cuales corresponden a las infiltraciones indirectas a partir del río de la Hoz de aguas alóctonas y superficiales. Rolandi *et al.* (1988) intentan corregir el desajuste del

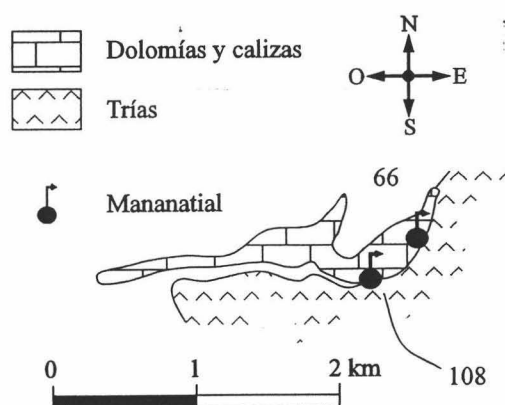
balance hídrico, de 0,5 hm<sup>3</sup>/año (16 l/s), asignándolo a un drenaje por bombeo, sin embargo no llegan a estimar la infiltración indirecta a través del río de la Hoz.

Las características geométricas y estructurales del sistema acuífero Rute-Horconera implican el aislamiento del mismo, lo cual lleva a considerar que las salidas totales igualan las entradas totales. La infiltración calculada es del orden de 46 % de lluvia total. Este valor es relativamente más bajo respecto al encontrado en el acuífero kárstico Cabra-Alcaide debido seguramente al carácter topográfico más abrupto de las formaciones carbonatadas que conforman el acuífero Rute-Horconera. Deduzco por consiguiente una ETR del orden de 54 % al considerar la escorrentía superficial nula.

## 5.2- Acuífero Loma de las Ventanas

### 5.2.1- Geometría y límites

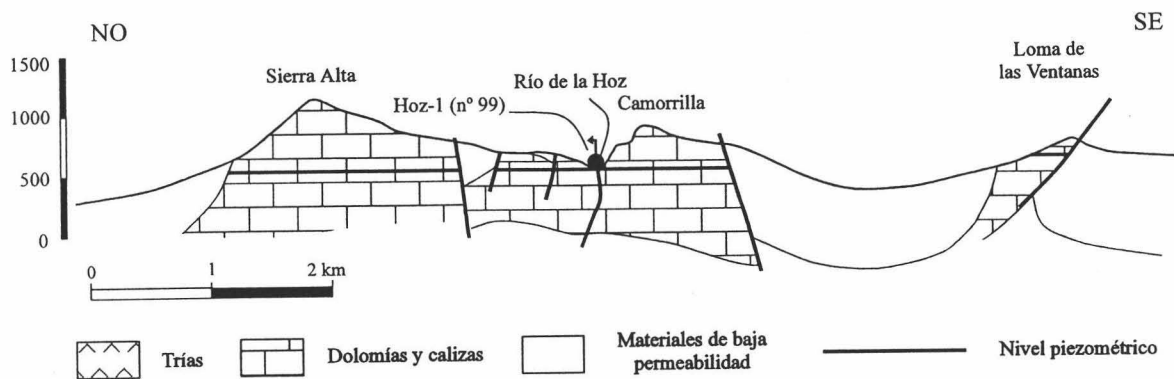
El acuífero carbonatado de la Loma de las Ventanas, o de las Ventanas, está situado justo al SE de la Sierra de Rute, con una superficie total de afloramientos inferior a 1 km<sup>2</sup>. Los niveles acuíferos están constituidos por dolomías y calizas del Lías inferior y medio (Formación Gavilán) con una potencia superior a 150 m. Los límites hidrogeológicos de este sistema acuífero están constituidos al norte por afloramientos de materiales margosos y margocalizos postliásicos de baja permeabilidad, mientras que al sur y SE, el acuífero está limitado por arcillas y margas con yesos del Trías (Figura 43). Este paquete de baja permeabilidad constituye el substrato del acuífero. Al inicio de esta investigación se decidió incluir este afloramiento de rocas carbonatadas dentro del área de estudio ante la posibilidad de la existencia de conexión hidráulica con el acuífero Rute-Horconera. La estructura y otros datos hidrogeológicos, como se verá, indican que tal conexión no existe.



**Figura 43.-** Situación de los manantiales que drenan el acuífero de la Loma de las Ventanas

La estructura del acuífero está muy ligada a la estructura general de todo el dominio Subbético medio en su sector central. Se trata de una serie de anticlinales y sinclinales sucesivos de dirección general ENE-WSW. La loma de las Ventanas corresponde, pues, a uno de estos anticlinales, afectado por una falla inversa con vergencia sur (Figura 44). El tramo carbonatado se encuentra encajado gracias a una falla normal, entre los materiales impermeables y poco permeables que en un principio impiden la conexión

hídrica con el conjunto acuífero Rute-Horconera.



**Figura 44.-** Corte hidrogeológico mostrando la posición del acuífero de la Loma de las Ventanas respecto al sistema hidrogeológico Rute-Horconera *s. str.*

### 5.2.2- Funcionamiento

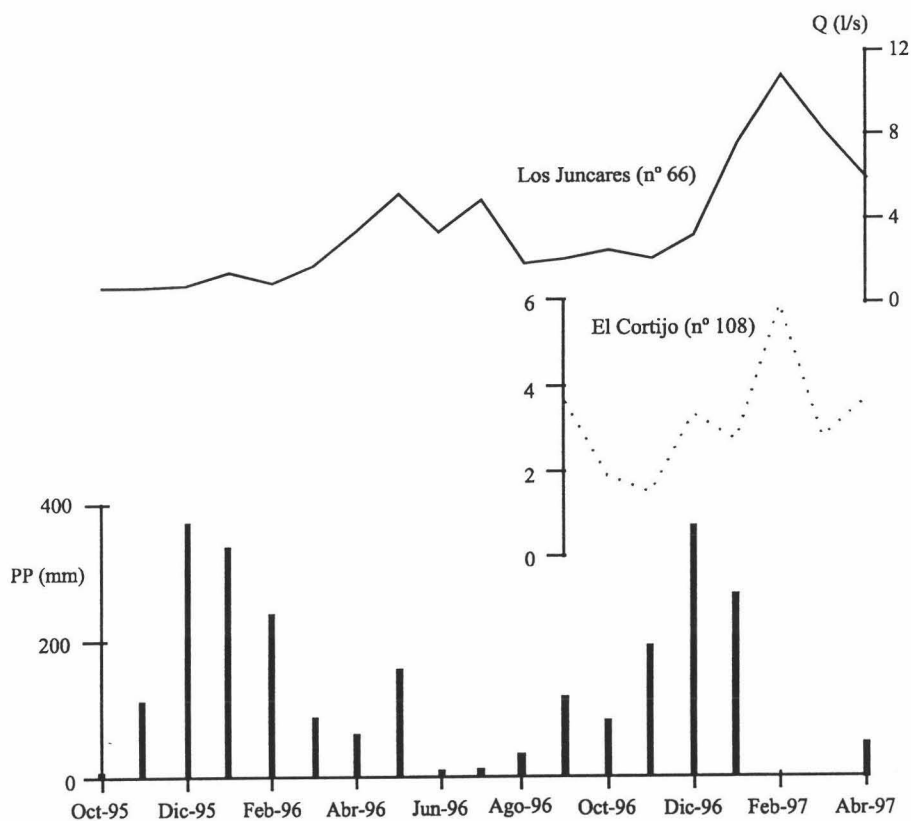
La alimentación del sistema acuífero de las Ventanas se produce exclusivamente a través de la infiltración de parte de las precipitaciones caídas sobre el reducido afloramiento de rocas carbonatadas. La precipitación media en este área es de 350 mm/año. El drenaje natural de esta unidad hidrogeológica se produce a través de dos manantiales muy próximos entre sí. El más importante de ellos es el manantial de los Juncare (nº 66) (Figura 43), con un caudal medio (referido al período de estudio) de apenas 3 l/s, que se ubica a cota 620 m s.n.m. y constituye la fuente principal de abastecimiento de la aldea del mismo nombre; el sobrante va a parar al arroyo de Priego. Esta surgencia se ha mantenido, aunque con caudales inferiores a 1 l/s, durante la sequía de los años previos a 1996. La otra surgencia (nº 108), conocida con el nombre de El Cortijo por la gente del lugar, drena un caudal medio cercano al de la anterior. Por su cota un poco más alta (630 m s.n.m.), esta surgencia sí llegó a secarse durante la sequía previa al desarrollo de este estudio, aunque no se sabe cuándo lo hizo. En Febrero de 1996 el manantial volvió a funcionar, si bien, sus recursos no son utilizados inmediatamente, yendo a parar al arroyo de Priego.

En la figura 45 se observa la peculiar morfología que presenta el hidrograma del manantial de los Juncare. Durante los episodios lluviosos que marcaron el tránsito al período más húmedo, la surgencia se muestra indiferente frente a las precipitaciones. En realidad la respuesta del acuífero es muy tardía empezando la crecida en Febrero de 1996 cuando ya han transcurrido las lluvias más importantes. El caudal punta (5 l/s) se alcanza en Mayo de 1996. De la misma manera, la respuesta a las lluvias de Mayo de 1996 se da en Julio, con un gran desfase. Puesto que la extensión del acuífero es muy pequeña, estos importantes desfases y otros aspectos del funcionamiento hidrodinámico están relacionados con un escaso desarrollo de la karstificación en el macizo, o bien una gran homogeneidad de la permeabilidad en el mismo.

La crecida correspondiente a 1996-97 se extiende entre Noviembre de 1996 y Febrero de 1997, con un desfase también importante, aunque no tanto como el del año anterior. El caudal punta en este segundo año supera los 10 l/s. Los caudales de base



registrados a finales del estiaje de 1995-96 son superiores a los de finales de 1995 cuando tienen lugar las lluvias más intensas; lo mismo ocurre con los caudales punta, indicando una importante recuperación del grado de saturación del sistema acuífero carbonatado. El hecho de que el manantial del Cortijo vuelve a arrojar agua en este período ilustra sobre esta importante recuperación.



**Figura 45.-** Hidrogramas de Juncare y El Cortijo. Período Octubre de 1995 - Abril de 1997

## 6- UNIDAD DE GAENA

### 6.1- Geometría y límites

El acuífero carbonatado de Gaena está constituido por las elevaciones montañosas de las Sierras de Gaena, Puerto Escaño, Cerros del Palojo, Cerro de Jarcas y Sierra de la Cabrera, además de un área deprimida y dolinizada conocida como los Hoyones. Este conjunto de afloramientos carbonatados, muy permeables, se encuentra delimitado al norte por la carretera de Cabra-Carcabuey, al oeste por la carretera de Cabra-Rute y por último la carretera Carcabuey-Rute conforma su límite oriental.

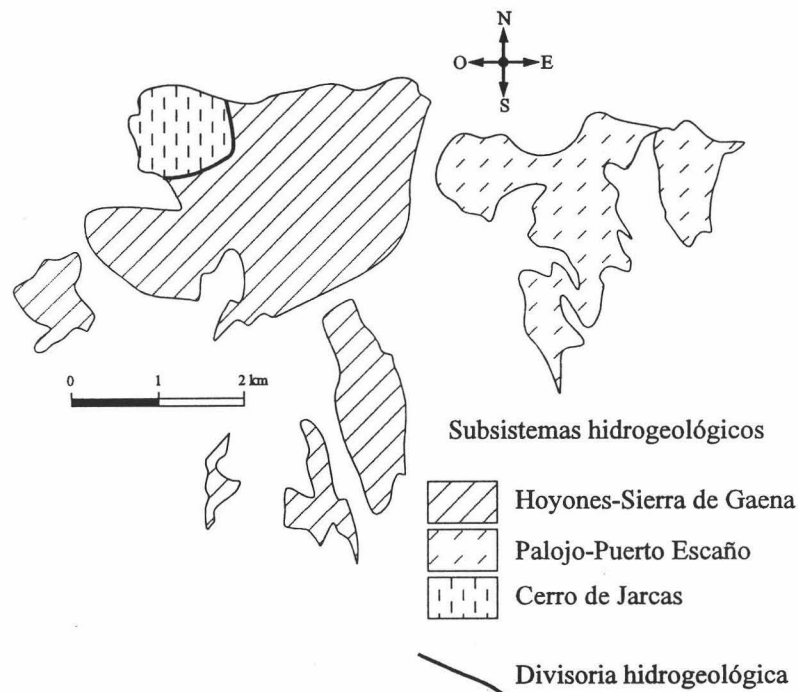
A partir de las observaciones llevadas a cabo se pone de manifiesto la existencia de una división de todo el conjunto en subunidades hidrogeológicas, en buena medida independientes entre sí desde el punto de vista hídrico. Se definen pues, 3 subsistemas hidrogeológicos (Figura 46) ligados a los manantiales que los drenan:

- **Subsistema Hoyones-Sierra de Gaena**, que incluye los materiales calizos y

dolomíticos que configuran los relieves de la Sierra de Gaena, la Camorra, Sierra de la Cabrera, los Hoyones, la Camorrilla y Cerro Lóbrego.

- **Subsistema Cerro de Jarcas**, formado por calizas y dolomías en el sector Cerro de Jarcas.

- **Subsistema Palajo-Puerto Escaño**, también constituido por materiales carbonatados jurásicos que afloran en estos relieves.



**Figura 46.-** Esquema de distribución de los subsistemas acuíferos integrantes de la unidad hidrogeológica de Gaena

Los niveles acuíferos de la unidad hidrogeológica de Gaena son esencialmente las calizas y dolomías liásicas de la Formación Gavilán, cuyo espesor en este caso supera los 300 m y afloran en una extensión del orden de 15 km<sup>2</sup>.

Los límites hidrogeológicos corresponden a materiales de baja permeabilidad pertenecientes a distintas edades. Así, el límite septentrional viene impuesto por materiales detrítico-evaporíticos triásicos que también configuran el substrato impermeable, junto con otros neógenos o cretácicos de unidades geológicas cabalgadas por la de Gaena. Los restantes límites están definidos por potentes formaciones margosas postliásicas, cretácicas y terciarias que terminan constituyendo barreras al flujo.

La Sierra de Gaena es un manto de corrimiento de estructura sencilla. Se trata de un monoclinal de buzamientos muy suaves hacia el sur (Figura 26). En la parte meridional de ésta, se encuentran una sucesión de un anticlinal y sinclinal, afectado éste último por dos fallas inversas. La estructura en anticlinal es una bóveda afectada por dos fallas inversas de la misma dirección que el pliegue.

Los Cerros del Palojo y Puerto Escaño, presentan características estructurales similares al del manto de Gaena, destacando la presencia de algunas fallas normales responsables de la estructura en compartimentos del conjunto (Figura 47).

## **6.2- Funcionamiento**

La alimentación de esta unidad hidrogeológica procede también, prácticamente en su totalidad, de la infiltración de parte del agua de lluvia, no existiendo cursos fluviales que sufran pérdidas importantes al discurrir por los afloramientos carbonatados. Las salidas, como en las demás unidades aquí estudiadas, tienen lugar a través de surgencias naturales, dado que las extracciones por bombeo en pozos u otras obras que capten los niveles acuíferos son anecdóticos.

El Nacimiento de Zambra (nº 54) se encuentra en la vertiente SO de la Sierra de Gaena, a 500 m de cota, y constituye el principal punto de drenaje de la serie de afloramientos carbonatados que conforman el subsistema Hoyones-Sierra de Gaena (Figura 48). Se trata de varios manantiales, muy próximos entre sí, que surgen en el contacto entre un pequeño afloramiento de materiales permeables del Lías (Formación Gavilán) y formaciones de baja permeabilidad del Cretácico, a favor de una falla (Figura 49). La Fuente de Jarcas, situada en el sector NO de la subunidad Cerro de Jarcas (nº 31) (Figura 48) constituye el punto principal de drenaje de este subsistema. Al encontrarse a cota más alta (720 m) que el manantial de Zambra se presume su desconexión con el resto del afloramiento carbonatado de los Hoyones-Sierra de Gaena, siendo sus caudales muy pequeños en comparación a los de aquél (sólo 18 l/s en el período 1995-97). En este caso, el agua surge en el contacto entre carbonatos liásicos y margocalizas y margas blancas del Cretácico inferior de la unidad geológica Cabra-Alcaide.

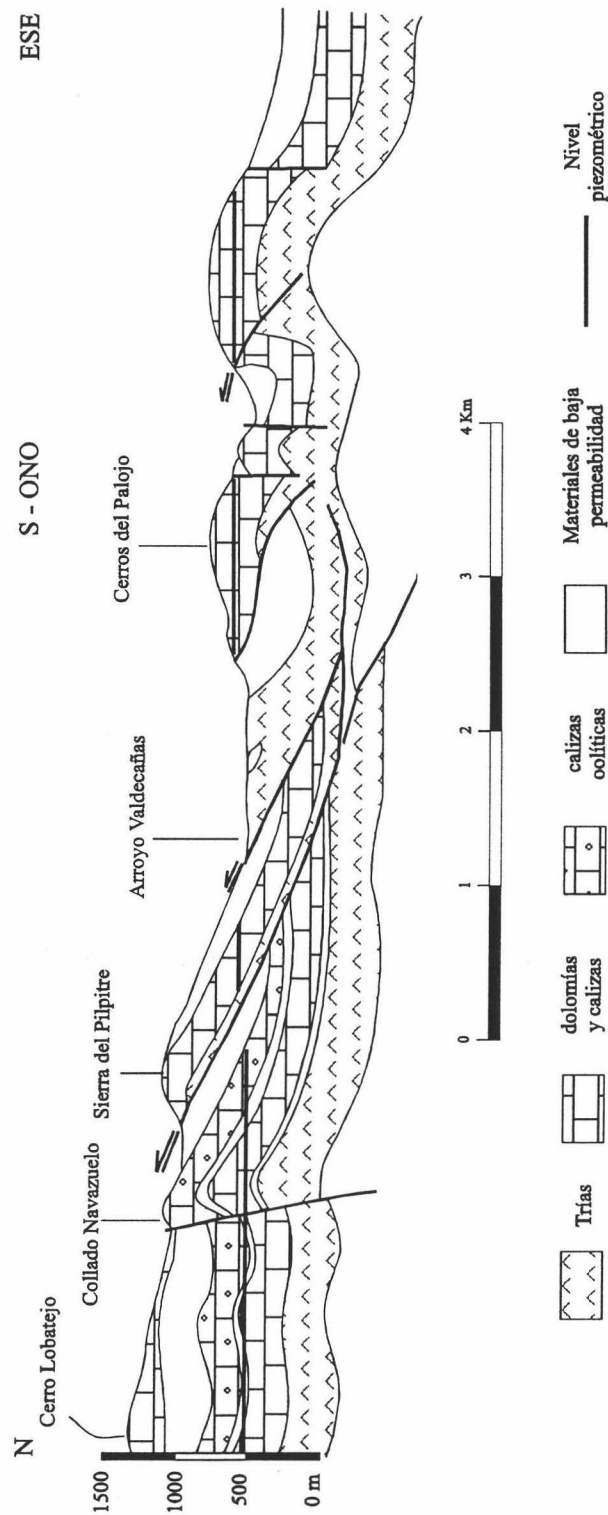
La subunidad hidrogeológica Palojo-Puerto Escaño drena en su extremo norte por el manantial del Castillejo (nº 20) (Figura 48). Esta surgencia se ubica en el contacto entre margas triásicas y dolomías masivas del Lías, a una cota intermedia entre la de los dos manantiales antes comentados (610 m), lo cual, y a falta de piezómetros que suministren datos de posición del nivel piezométrico parece indicar la desconexión hídrica con la Sierra de Gaena y los Hoyones. No obstante, la estructura geológica de esta unidad no excluye la posibilidad de que parte de la misma drene lateralmente hacia el manantial de Zambra. A priori, la posición del manantial de Jarcas podría hacer pensar en que esta descarga corresponde a un flujo local "colgado" dentro del sistema drenado por el manantial de Zambra. No obstante, la continuidad del funcionamiento (aunque con caudales inferiores a 1 l/s), incluso en los años de sequía acusada, y el espectacular incremento de los mismos en años húmedos, parece apoyar la existencia de una divisoria hidrogeológica marcada por la posición de la infiltración preferente o por la existencia de una estructura geológica que induzca la repartición del flujo (Figura 50).

### **6.2.1- Hidrogramas de los manantiales de la Unidad de Gaena**

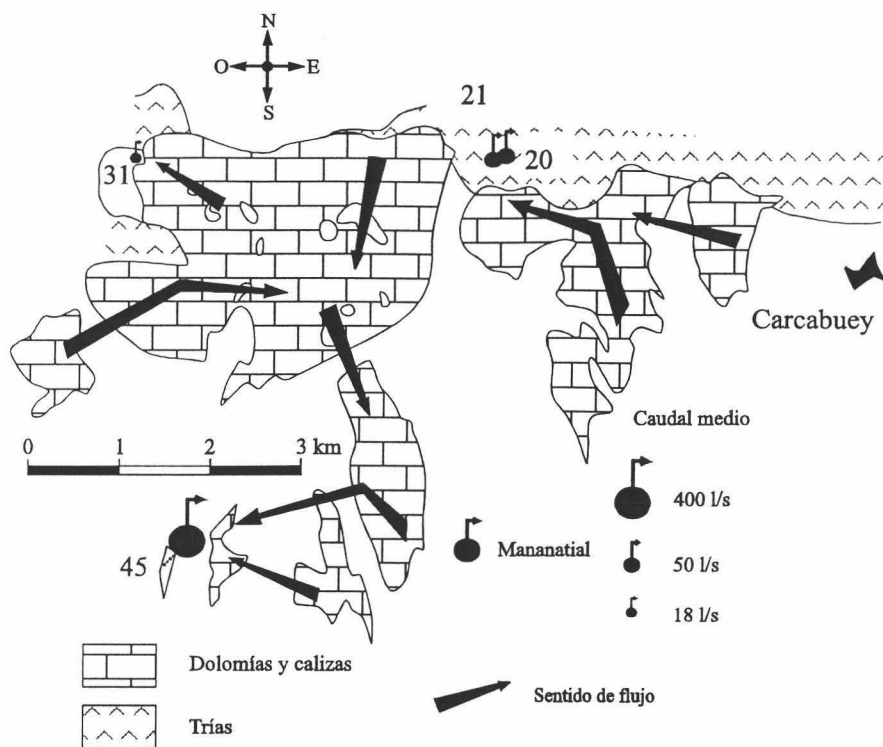
#### **6.2.1.1- Nacimiento de Zambra**

El Nacimiento de Zambra, en el punto de cota más baja de afloramiento de toda la

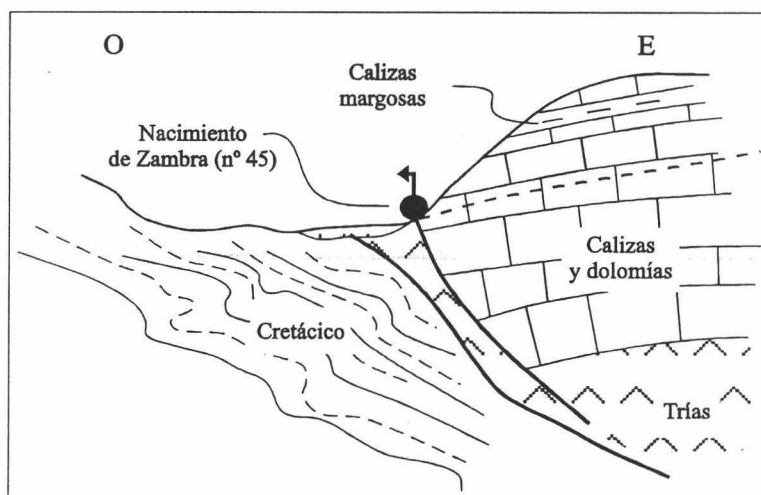
unidad hidrogeológica de Gaena, siendo la surgencia más importante del sistema, con un caudal medio de 360 l/s (período Octubre de 1995 - Abril de 1997). Los caudales de base superan ligeramente los 50 l/s en épocas extremadamente secas, si bien, en los episodios más húmedos, estos pueden superar 130 l/s (estiaje del ciclo 1995-96).



**Figura 47.-** Situación hidrogeológica del subsistema Plajo-Puerto Escaño (unidad de Gaena) respecto a la subunidad de Sierra del Pelpitre (unidad Cabra-Alcaide).



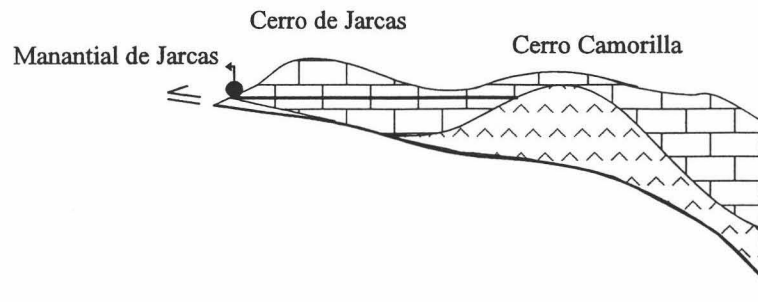
**Figura 48.-** Mapa hidrogeológico del acuífero de Gaena



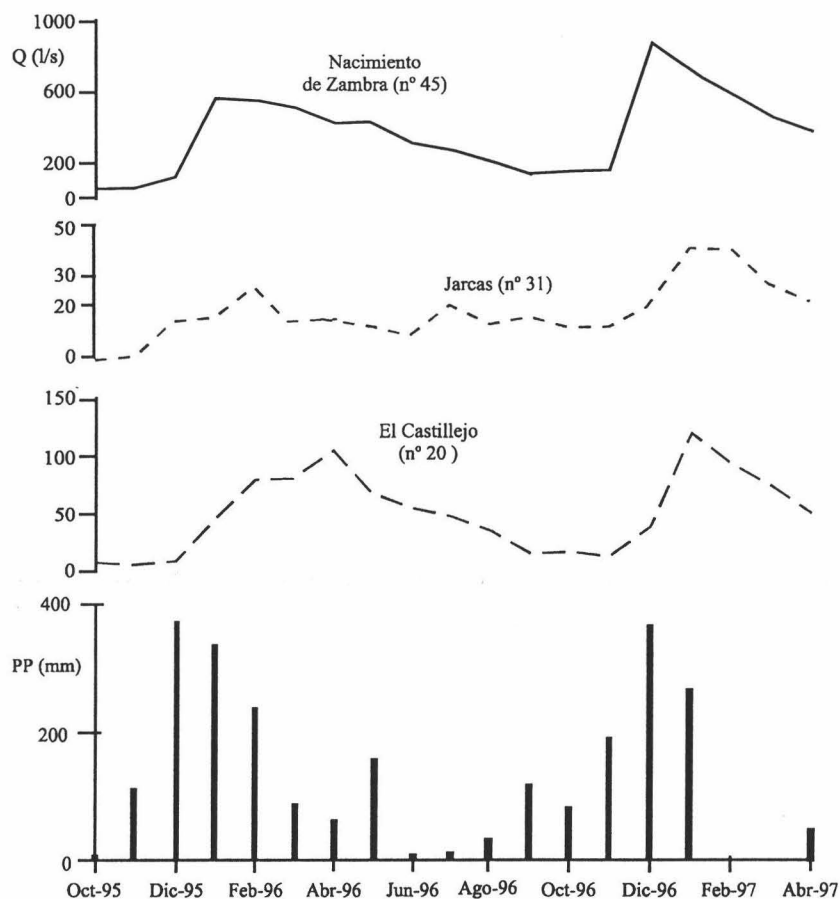
**Figura 49.-** Esquema ilustrativo de la situación geológica-hidrogeológica del Nacimiento de Zambra (nº 45)

El hidrograma de este manantial, construido a partir de los datos de descarga mensual aforados durante el período de estudio, muestra una morfología relativamente peculiar respecto a otros hidrogramas antes analizados (Figura 51). La primera de las crecidas registradas tiene lugar rápidamente entre Noviembre de 1995 y Febrero de 1996, coincidiendo con la ocurrencia de las lluvias más intensas, después de un largo período extremadamente seco; ello sugiere una gran sensibilidad del sistema acuífero al impulso pluviométrico, debido a un alto grado de karstificación del sistema y/o un débil

espesor de zona no saturada. A raíz de ello, los caudales experimentan una importante recuperación, pasando de 50 l/s a 560 l/s en poco más de un mes.



**Figura 50.-** Esquema hipotético de detalle de la situación geológica-hidrogeológica en el límite entre los subsistemas de Jarcas y Hoyones-Gaena



**Figura 51.-** Hidrogramas de los manantiales que drenan el acuífero de Gaena. Período de Octubre de 1995 - Abril de 1997. Precipitaciones recogidas en la estación de Santa Rita

La decrecida corresponde a una curva de trazado muy lineal con pendiente relativamente acusada, en parte poco modificada y mantenida por las precipitaciones de Mayo de 1996. El modelo exponencial de Maillet, aplicado a la curva de recesión del Nacimiento de Zambra para el estiaje de 1995-96, arroja un coeficiente de agotamiento de  $0,017 \text{ días}^{-1}$ , relativamente más alto que el de otros manantiales antes comentados; lo



cual sugiere un comportamiento hidrodinámico menos modulador de la lluvia que otros sistemas de drenaje del área de estudio. Es probable que este comportamiento esté ligado a un elevado grado de karstificación del acuífero, como así lo atestigua las numerosas formas kársticas presentes a lo largo del mismo (dolinas, grandes cavidades, etc...).

Al igual que en los casos de los manantiales anteriores, el caudal punta, después de las intensas precipitaciones que marcaron el tránsito entre la sequía y el período más húmedo es superior en el ciclo 1996-97; también el caudal de base, lo cual atestigua una importante recuperación del acuífero y también la reposición de parte de sus reservas, las cuales se encontraban en niveles muy críticos hacia finales de 1995.

### **6.2.1.2- Jarcas**

El caudal medio estimado para este manantial, dentro del período de seguimiento de este trabajo es de 18 l/s. Los caudales punta oscilan entre los 27 y 40 l/s, para las crecidas de 1995-96 y 1996-97, respectivamente. El caudal mínimo correspondió al aforado el día 29 de Noviembre de 1995, el cual no superó 1 l/s coincidiendo con el final del largo período de sequía.

Su hidrograma (Figura 51) muestra que las crecidas están ligadas a los episodios de precipitaciones, aumentando el caudal inmediatamente como respuesta al impulso energético de las lluvias. No obstante, en todas las crecidas se aprecian desfases importantes, de entre 1 y 3 meses, según las épocas, que podrían estar relacionados con desplazamientos de la divisoria hidrogeológica que separa el flujo hacia Jarcas y hacia Zambra, conforme aumenta el espesor saturado por infiltración.

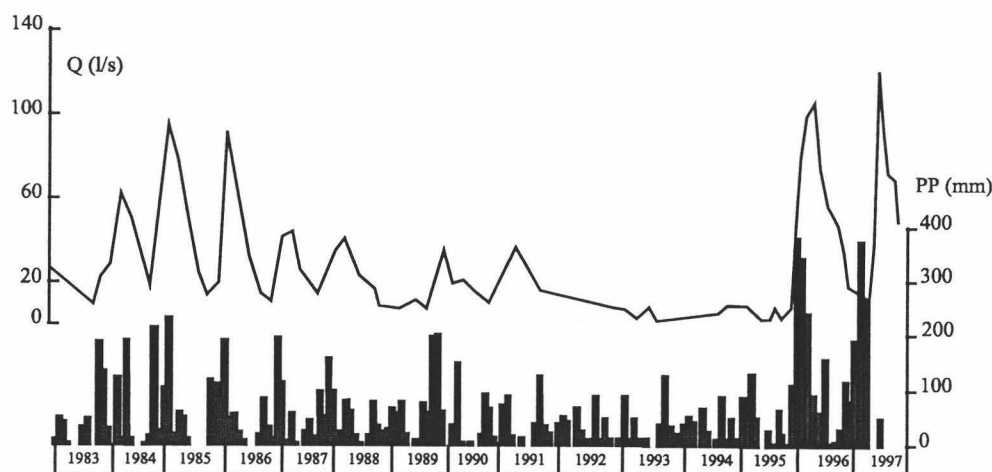
### **6.2.1.3- El Castillejo**

En la figura 52 muestro el hidrograma construido a partir de la serie de datos de caudal de este manantial para el período 1983-1997. La mayor parte de estos datos proceden de los aforos realizados por el ITGE con frecuencia mensual, trimestral o incluso semestral y los últimos a datos propios recogidos con paso de tiempo mensual a lo largo de 1995-96 y parte de 1996-97.

Para el período 1983-1997 el caudal medio es de 30 l/s, lógicamente inferior al que se obtiene en el período húmedo final (50 l/s). Los caudales de base son relativamente constantes, raras veces inferiores a 8 l/s, en años pluviométricamente normales. Los caudales punta pueden superar los 90 l/s en los años secos, si bien en los años excepcionalmente húmedos pueden alcanzar hasta 120 l/s. Por otra parte, en los años muy secos, los caudales punta no alcanzan a superar una descarga de 40 l/s.

Las crecidas están ligadas a los episodios lluviosos (Figura 51). Igual que en el manantial de Jarcas, se observa grandes desfases entre las precipitaciones y puntas de crecida, especialmente en la época invernal del año hidrológico 1995-96, que marcó el tránsito de una larga sequía. Estos desfases, podrían estar relacionados con la existencia de una divisoria hidrológica que pueda separar el flujo hacia el Castillejo y hacia Zambra.

El coeficiente de recesión calculado para esta surgencia es de  $6,4 \cdot 10^{-3} \text{ días}^{-1}$ , siendo un valor relativamente bajo que indica que el subsistema hidrogeológico Palajo-Puerto Escaño es el más modulador de la unidad de Gaena. Esta circunstancia correspondería a acuíferos poco karstificados.



**Figura 52.-** Hidrograma del manantial del Castillejo. Período de 1983 - 1997. Precipitaciones recogidas en la estación de Priego de Córdoba

Los coeficientes de variación de los caudales calculados para los manantiales del Nacimiento de Zambra, Jarcas y del Castillejo son relativamente mayores y muy parecidos (Tabla 8); lo cual sugiere un escaso poder regulador de la zona saturada de los tres subsistemas hidrogeológicos estudiados y un comportamiento hidrogeológico similar. Los valores de la relación  $Q_{\text{medio}} / Q_{\text{mínimo}}$  apuntan en el mismo sentido.

Manantiales	Cota (m)	$Q_{\text{medio}}$ (l/s)	$Q_{\text{máximo}}$ (l/s)	$Q_{\text{mínimo}}$ (l/s)	$Q_{\text{med}}/Q_{\text{min}}$	CV (%)	Recursos ( $\text{hm}^3/\text{año}$ )
Nac. Zambra (nº 45)	560	360	860	53	11	64	11
Jarcas (nº 31)	720	18	40	1	18	58	0,6
El Castillejo (nº 20)	610	50	120	5	10	70	1,6

**Tabla 8.-** Algunos parámetros característicos de los manantiales que conforman la red de drenaje del acuífero de Gaena. Período Octubre de 1995 - Abril de 1997. med: medio; min: mínimo; CV: Coeficiente de variación

### 6.2.2- Ajuste de un balance hídrico

La superficie carbonatada permeable del sistema hidrogeológico de Gaena es de  $15 \text{ km}^2$ . La precipitación media anual calculada mediante el planimetrado de las isoyetas medias es de 929 mm. Al igual que en los casos de Cabra-Alcaide y Rute-Horconera, la unidad hidrogeológica de Gaena es totalmente aislada de los demás sistemas acuíferos vecinos y especialmente respecto al primero de ellos.

Felgueroso y Coma (1967) consideran que los recursos renovables de este sistema carbonatado son de  $13,5 \text{ hm}^3/\text{año}$  (Tabla 9), mientras que Rubio y del Valle (1987) y

Rolandi *et al.* (1988) aportan una cifra de 12,6 hm<sup>3</sup>/año.

<i>Unidad Gaena</i>		Felgueroso y Coma (1967)	Rolandi <i>et al.</i> (1988)	Este trabajo
Entradas	Inf. directa	13,5	12,6	9
	Inf. Indirecta	-	-	-
Salidas	Manantiales	-	7,8	9
	Subterráneas o laterales ocultas	-	4,8	-

**Tabla 9.-** Recursos hídricos medios calculados en el acuífero de Gaena. Los recursos hídricos en hm<sup>3</sup>/año. Inf: infiltración

Las salidas del sistema por manantiales, para Rubio y del Valle (1987) y Rolandi *et al.* (1988) son de 7,8 hm<sup>3</sup>/año. Sin embargo, en este trabajo yo calculo unas salidas naturales algo más altas, del orden de 9 hm<sup>3</sup>/año, correspondientes a una infiltración media del orden de 64 % de lluvia total. Es un valor bastante alto, pero la existencia de una gran superficie deprimida y dolinizada en los Hoyones, la cual coincide con el área de recarga con excelencia y más extensa, hace que la mayor parte de las aguas precipitadas se quedan atrapadas dentro de la misma y fluyen a través de las abundantes formas exokársticas y fracturas. Así pues, la ETR media debe de ser del orden de 36 % de lluvia total, ya que la escorrentía superficial se considera nula.

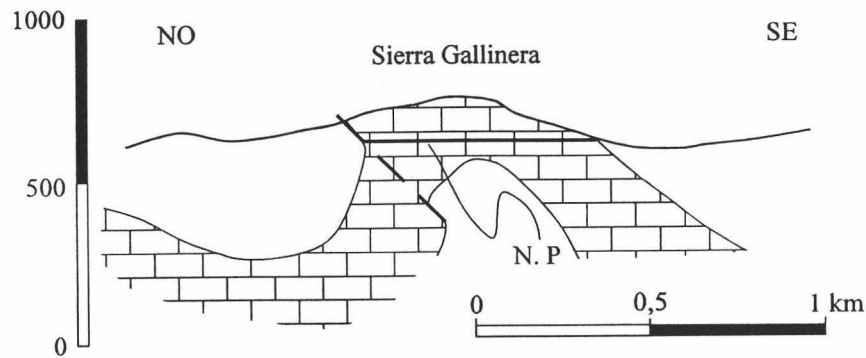
## 7- EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE LA GALLINERA

### 7.1- Geometría y límites

El acuífero de la Sierra de la Gallinera está constituido también por calizas y calizas dolomíticas del Lías inferior y medio (Formación Gavilán), que en este caso sólo alcanzan a tener una extensión inferior a 1 km<sup>2</sup>, aunque la potencia total de materiales permeables puede superar los 300 m. La estructura de este pequeño acuífero carbonatado es la de un anticlinal agudo de dirección NE-SO y vergencia NO (Figura 53). El flanco NO es morfológicamente abrupto, con paredes de hasta 200 m de altura, que responde a una falla inversa de igual vergencia que el pliegue, la cual superpone los carbonatos del Lías sobre materiales esencialmente cretácicos de baja permeabilidad. El flanco SE está jalonado por una falla vertical que pone en contacto los materiales acuíferos con arcillas y yesos triásicos, los cuales conforman también el substrato impermeable de este acuífero. En los extremos NE y SO de la sierra, el eje del anticlinal se hunde, configurando sendas cierres periclinales donde afloran margas y margocalizas cretácicas, aunque en poco espacio, éstas son cabalgadas por materiales triásicos.

En principio, por tanto, se puede decir que se trata de un sistema hidrogeológico bien individualizado, en el que el drenaje total de sus recursos se efectúa a través de surgencias naturales bien localizadas alrededor de los afloramientos carbonatados, en sus cotas más bajas. Se descarta, así, una posible conexión hidráulica con la unidad de Gaena y la unidad de Rute-Horconera, situados al NO y SE, respectivamente.

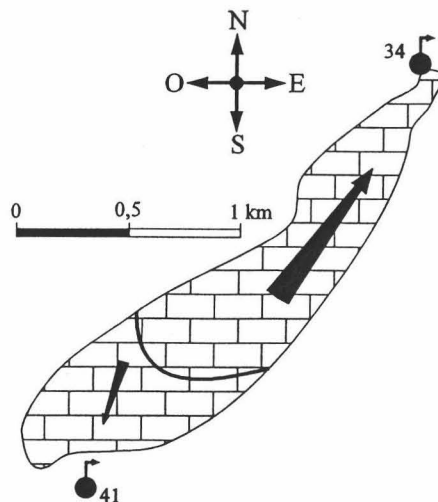
Son dos los manantiales más importantes que constituyen los puntos naturales de descarga, situados ambos en extremos opuestos (Figura 54): el manantial Fuente Castilla (n° 34), el principal punto de descarga del sector NE, a cota 640 m s.n.m.; en el extremo SO se encuentra la Fuente de las Cañas (n° 41), punto principal de drenaje del extremo SO del acuífero, situado a 740 m s.n.m. Existe un tercer punto de surgencia que abastece al cortijo de la Solana, del cual toma el nombre. Aunque situado a una cota similar a este último, el manantial de la Solana (n° 40) presenta un caudal relativamente más bajo.



**Figura 53.-** Corte hidrogeológico de la Sierra Gallinera. NP: nivel piezométrico

## 7.2- Funcionamiento

La alimentación del sistema acuífero carbonatado de la Gallinera se produce inicialmente a partir de la infiltración de parte del agua de lluvia. La descarga se produce a través de las emergencias naturales antes citadas, las cuales durante el período de estudio (Octubre de 1995 a Abril de 1997) drenaron un caudal conjunto de 10 l/s a partes prácticamente iguales entre Fuente Castilla y Fuente de las Cañas.



**Figura 54.-** Esquema hidrogeológico del acuífero Sierra Gallinera. Las flechas corresponden al sentido de flujo

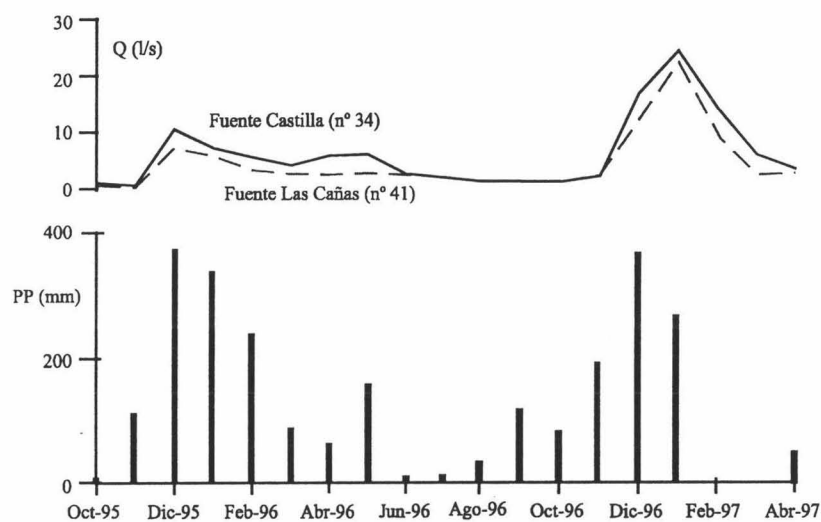
Los niveles piezométricos de este sistema acuífero, a falta de otros puntos de información, viene dada por las cotas de las tres surgencias que constituyen el sistema de

drenaje del acuífero. La superficie fríatica se encuentra alrededor de 640 m, de cota en el sector NE y 740 m s.n.m., en el sector SO.

## 7.2.1- Hidrogramas de los principales manantiales

### 7.2.1.1- Fuente Castilla

En la figura 55 muestro el hidrograma de Fuente Castilla para el período de estudio. Se observa que los mínimos de descarga (inferiores a 1 l/s) se registran en Octubre y Noviembre de 1995. El manantial, aparentemente no muestra ninguna respuesta a las lluvias de este último mes, debido, probablemente, a que la infiltración sólo ha contribuido a reponer el déficit de humedad del suelo y de la zona no saturada. Así pues, en estos primeros momentos, prácticamente no hay infiltración eficaz.



**Figura 55.-** Hidrogramas de fuentes Castilla y las Cañas. Período Octubre de 1995 - Abril de 1997. Precipitaciones recogidas en la estación de Santa Rita

Por el contrario, las intensas lluvias de finales de Diciembre de 1995 provocan un notable incremento de la descarga, indicando una respuesta relativamente rápida al impulso pluviométrico, con un caudal punta del orden de 10 l/s. A lo largo de la decrecida anual se aprecia una cierta sensibilidad del sistema a las precipitaciones primaverales.

Una vez más, se aprecia como el incremento en el almacenamiento y la reposición del déficit de humedad de la franja de infiltración, tiene como consecuencia un mayor caudal punta y una respuesta más rápida durante la crecida de 1996-97. En este ciclo la curva de decrecida tiene un trazado de pendiente mucho más acusada que en el ciclo anterior, lo cual parece sugerir un mayor grado de karstificación de la zona saturada del acuífero, alcanzada en este momento. La existencia de importantes cavidades, colgadas sobre el nivel piezométrico parece avalar este hecho.

El coeficiente de recesión calculado para la Fuente Castilla en el estiaje de 1995-96 es del orden de  $4 \cdot 10^{-4} \text{ días}^{-1}$ , que es un valor relativamente bajo y más característico de un comportamiento hidrodinámico muy inercial (Antigüedad, 1986 y Antigüedad y



García de Cortazár 1988). No obstante, es necesario mostrar precaución a la hora de aceptar estas hipótesis, ya que el período de estudio es corto y los datos mensuales excesivamente discretos.

### 7.2.1.2- Fuente de las Cañas

El manantial de la Fuente de las Cañas muestra varios puntos de salida, uno de los cuales situado a una cota un poco más alta y funciona intermitentemente a modo de "Trop plein", coincidiendo con las lluvias más intensas. Además existen derivaciones de agua para el abastecimiento de unos cortijos cercanos. Las condiciones de aforo son algo peores que en Fuente Castilla, no obstante, su hidrograma (Figura 55) refleja un comportamiento muy similar al de aquél.

Los caudales punta de esta surgencia alcanzados son de 7 y 23 l/s para los ciclos 1995-96 y 1996-97, respectivamente. Los mínimos, como en el caso de Fuente Castilla se dan a finales de 1995. La media calculada para el período que duró esta investigación es de 4 l/s muy próximo al de Fuente Castilla (6 l/s).

La correlación entre la serie de caudales de ambas surgencias es muy buena ( $r=0,97$ ), indicando un comportamiento hidrodinámico muy parecido frente a las precipitaciones, sin embargo el coeficiente de recesión calculado para la Fuente de las Cañas ( $0,8 \cdot 10^{-4} \text{ días}^{-1}$ ) es algo más bajo y, por consiguiente, refleja un mayor poder regulador del acuífero en su sector SO.

## 8- SISTEMA DE POLLOS O JAULA

### 8.1- Geometría y límites

El acuífero kárstico de la Sierra de los Pollos o de Jaula, está situado al SO del pueblo de Carcabuey y cubre una superficie de 3 km<sup>2</sup>. Se trata de una escama de corrimiento de dimensiones muy reducidas que ha quedado flotando sobre materiales para autóctonos de distintas edades. Los niveles acuíferos de este sistema corresponden a las calizas oquerosas y carniolas del Keuper, y a las calizas y calizas dolomíticas del Lías inferior y medio de la Formación Gavilán. Su potencia total puede alcanzar los 300 m.

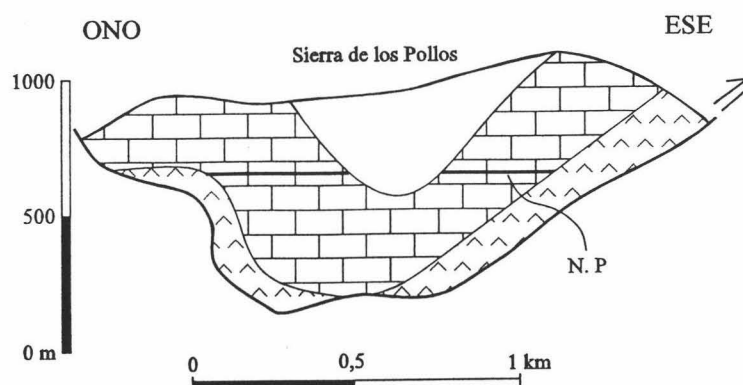


Figura 56.- Corte hidrogeológico de Sierra de Pollos o Jaula

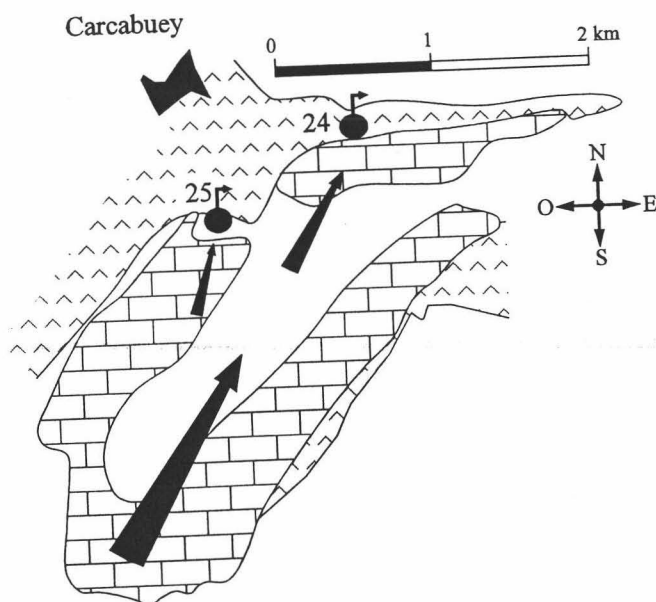


La estructura general de esta pequeña unidad hidrogeológica es básicamente la de un sinclinal (Figura 56) vergente hacia el NO y cuyo eje tiene una dirección aproximada N40E; si bien, existen algunos repliegues menores. En el núcleo del sinclinal el acuífero está confinado bajo materiales poco permeables de edad Lías medio a Cretácico inferior (Figura 56).

El substrato de los materiales acuíferos lo constituyen margas y arcillas del Trías, los cuales también conforman sus límites impermeables, salvo en el sector SE donde están muy laminados tectónicamente y afloran materiales margosos del Cretácico superior.

A la vista de las características geométricas y estructurales, se puede decir que se trata de un sistema hidrogeológico bien individualizado, en el que las únicas salidas del sistema se producen a través de surgencias naturales situadas en general en las cotas más bajas y a lo largo del perímetro de los materiales carbonatados.

El sistema drena principalmente por el extremo NO, a través de dos manantiales muy cercanos entre sí y situados a cotas también parecidas: la Fuente Dura a cota 640 m (nº 25) y la Fuente del Mansegar a cota 630 m (nº 24) (Figura 57). Esta última surge justo en el contacto entre materiales impermeables del substrato triásico y calizas oquerosas y carniolas del Keuper que forman parte del acuífero.



**Figura 57.-** Esquema hidrogeológico de Sierra de Pollos o Jaula. Las flechas corresponden al sentido de flujo

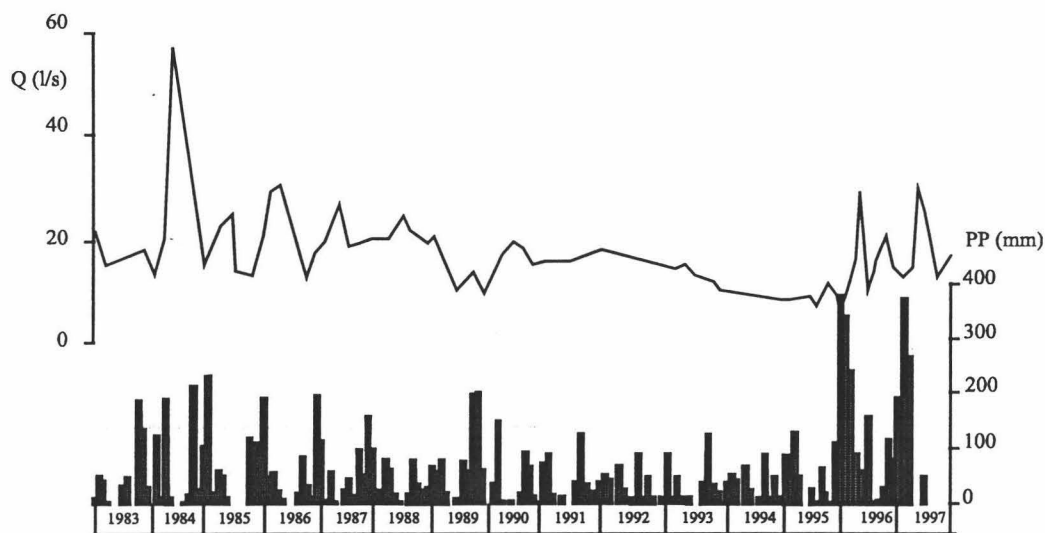
### 8.2- Funcionamiento

La alimentación del sistema acuífero de los Pollos se produce fundamentalmente a partir de la infiltración del agua de lluvia caída sobre los afloramientos carbonatados. No obstante, dado que el núcleo del sinclinal está ocupado por materiales jurásicos y cretácicos de baja permeabilidad, una parte de la escorrentía superficial generada en las mismas puede infiltrarse a lo largo de la garganta que han excavado en los carbonatos del flanco NO del pliegue.

La descarga de estas entradas se lleva a cabo a través de las surgencias naturales antes citadas, situadas en el sector NO del conjunto hidrogeológico, donde se tienen las cotas más bajas de afloramiento. Durante el período de estudio (Octubre de 1995 – Abril de 1997) han drenado un caudal conjunto medio de 31 l/s, 17 de los cuales correspondió a la Fuente Dura.

### 8.2.1- Hidrograma de la Fuente Dura

En la figura 58 muestro la evolución temporal de la descarga en el manantial de la Fuente Dura durante el período 1983-1997. La serie de caudales de ésta surgencia corresponde a los datos de aforo del ITGE completados con los míos. El manantial de la Fuente Dura, en este período, presenta una evolución estacional caracterizada por la disminución marcada de la descarga debido a las escasas precipitaciones antes de finales de 1995. La bajada más acusada coincide con los años más secos de todo el episodio (1990-95); a pesar de todo, esta surgencia no llegó a secarse. Los caudales mínimos (6 l/s) se registran a finales de 1995, aunque en años menos secos los caudales de base son más constantes, alrededor de 15 l/s.

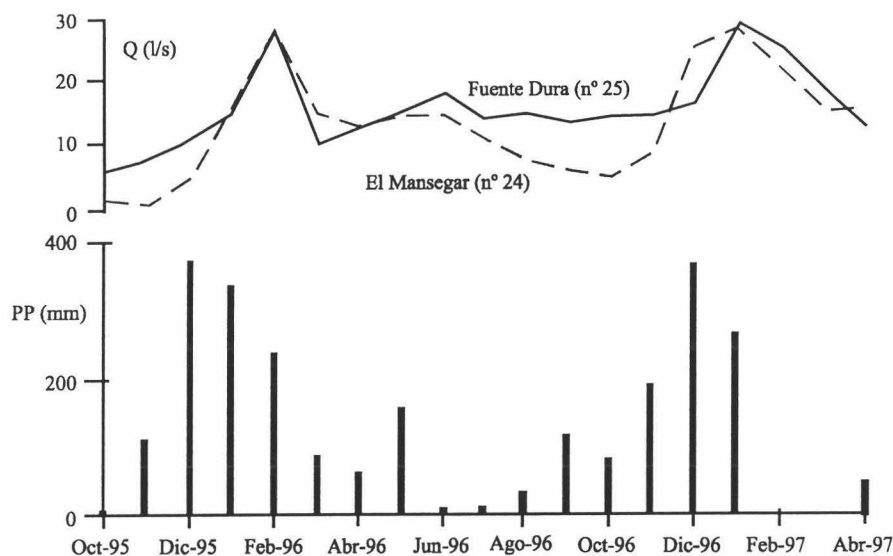


**Figura 58.-** Crónica de caudales de Fuente Dura correspondiente a los años de 1983 - 1997. Precipitaciones recogidas en una estación de Priego de Córdoba

Con la llegada de años húmedos se registran caudales de punta de hasta 30 l/s, aunque no muy diferentes de los de los años de pluviometría media. Un dato de caudal de 50 l/s, aforado en Mayo de 1983, me parece excesivo para esta surgencia, especialmente si se observa que durante los años más húmedos no se sobrepasan caudales máximos anuales de 30 l/s.

Las puntas de los hidrogramas de 1995-96 y 1996-97 presentan un desfase respecto a las precipitaciones (Figura 59), lo que sugiere un cierto poder regulador del sistema acuífero drenado por la Fuente Dura, lo mismo sugiere la respuesta tardía al impulso lluvioso de Mayo de 1996. El mantenimiento de la descarga en este manantial después de la larga sequía apunta en el mismo sentido.

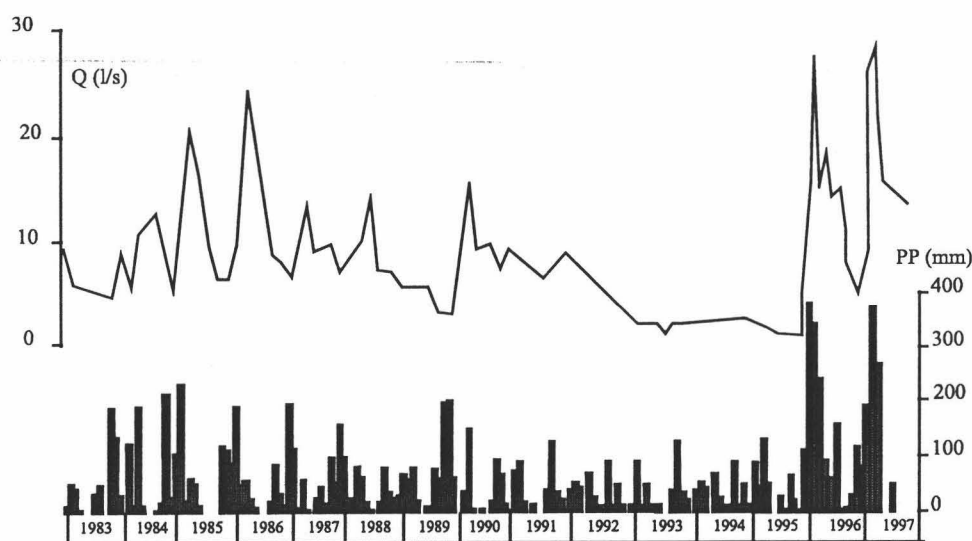
El coeficiente de recesión calculado en este manantial para el estiaje de 1995-96 es de  $7,3 \cdot 10^{-4} \text{ días}^{-1}$ , se trata de un valor muy bajo lo cual apunta en el mismo sentido de lo dicho anteriormente.



**Figura 59.-** Hidrogramas de fuentes Dura y Mansegar, obtenidos en el período Octubre de 1995 - Abril de 1997. Precipitaciones recogidas en la estación de Santa Rita

### 8.2.2- Hidrograma de la Fuente del Mansegar

El hidrograma del manantial de la Fuente del Mansegar (Figura 60), correspondiente al período 1983-1997, presenta, en líneas generales, un esquema parecido al de Fuente Dura, a pesar de estar separados entre sí casi 2 km.



**Figura 60.-** Crónica de caudales del manantial del Mansegar. Período de 1983 - 1997. Precipitaciones recogidas en una estación de Priego de Córdoba

En los años más húmedos de este período (1995-1997) se observa una importante recuperación de los caudales, alcanzándose los valores máximos registrados en estos

últimos 15 años, en torno a 30 l/s.

La tónica general es la de una disminución continua y progresiva de la descarga conforme suceden los años secos, a pesar de ello los caudales de base se conservaron en torno a 8 l/s, igual que en los años húmedos posteriores. Por el contrario, en los años extremadamente secos (1994-95) el caudal de base en el Mansegar ha llegado a límites críticos de menos de 1 l/s.

El coeficiente de agotamiento calculado en este caso según, el modelo exponencial de Maillet (1905), es de  $7,7 \cdot 10^{-3}$  días<sup>-1</sup> para el estiaje de 1995-96. Se trata de un valor relativamente bajo, lo que indica el gran poder modulador del sector que alimenta al manantial.

El alto valor del coeficiente de correlación entre la descarga de los dos manantiales que drenan la unidad hidrogeológica de la Sierra de Pollos ( $r=0,83$ ) (Figura 59) sugiere un comportamiento hidrodinámico muy parecido; sin embargo, durante el período más seco la Fuente Dura ha podido mantener mejor su funcionamiento lo cual hace suponer que el acuífero es algo menos regulador hacia el sector del Mansegar. El valor del coeficiente de agotamiento en el estiaje de 1995-96, calculado para la Fuente Dura, es de  $7,3 \cdot 10^{-4}$  días<sup>-1</sup>, algo más bajo que en el caso del Mansegar, lo cual parece apoyar las hipótesis anteriores sobre la capacidad de regulación por sectores.

### 8.3- Ajuste de un balance hídrico

La superficie permeable del acuífero carbonatado Pollos o Jaula (3 km<sup>2</sup>) recibe una precipitación media anual de 837 mm, equivalentes a 2,5 hm<sup>3</sup>/año.

<i>Acuífero Pollos o Jaula</i>		Rolandi <i>et al.</i> * (1988)	Este trabajo
Entradas	Inf. directa	1,5	1
Salidas	Manantiales	1,5	1

**Tabla 10.-** Recursos hídricos del acuífero Pollos o Jaula (hm<sup>3</sup>/año). \*: datos referidos a los recursos de los acuíferos Pollos o Jaula y Sierra Gallinera. Inf: infiltración.

Las salidas totales (Tabla 10) de este pequeño sistema deben de igualar las entradas ya que se encuentra perfectamente independizado, gracias a las potentes formaciones poco permeables que lo rodean. Se calcula una infiltración media del orden de 40 % de lluvia total, la ETR por su parte debe de ser del orden de 60 % ya que no se observa, prácticamente, ninguna escorrentía superficial. Sánchez Marañón (1990), encuentra en la zona que la ETR esta comprendida entre 90 y 60 %, sin embargo la serie de datos utilizada es relativamente corta.

## Capítulo IV

### IV- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA GENERAL DEL ÁREA

## **Capítulo IV**

### **IV- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA GENERAL DEL ÁREA**

#### **1- METODOLOGÍA DE TRABAJO**

Los métodos seguidos en la realización de esta investigación han sido muy diversos y se pueden agrupar en tres grandes conjuntos: de campo, de laboratorio y de gabinete.

##### **1.1- Métodos de campo**

La labor de campo consistió en diversas actividades que se han llevado a cabo entre el mes de Mayo de 1995 y el mes de julio de 1997.

Se han inventariado 124 puntos, la gran mayoría de los cuales son manantiales ligados a las formaciones acuíferas carbonatadas (Figura 61). Así, 112 son manantiales, de los cuales solo 18 evacuan un caudal medio superior a los 12 l/s. El resto corresponde a manantiales cuyo caudal difícilmente supera 1 l/s. Las obras de captación son muy escasas (7 sondeos), destacando los 3 sondeos surgentes ejecutados por el antiguo Instituto de Colonización. También se han inventariado 4 pozos, dos de ellos en calizas y los restantes excavados en rellenos cuaternarios; se trata de captaciones de gran diámetro y poca profundidad. Por último, una galería.

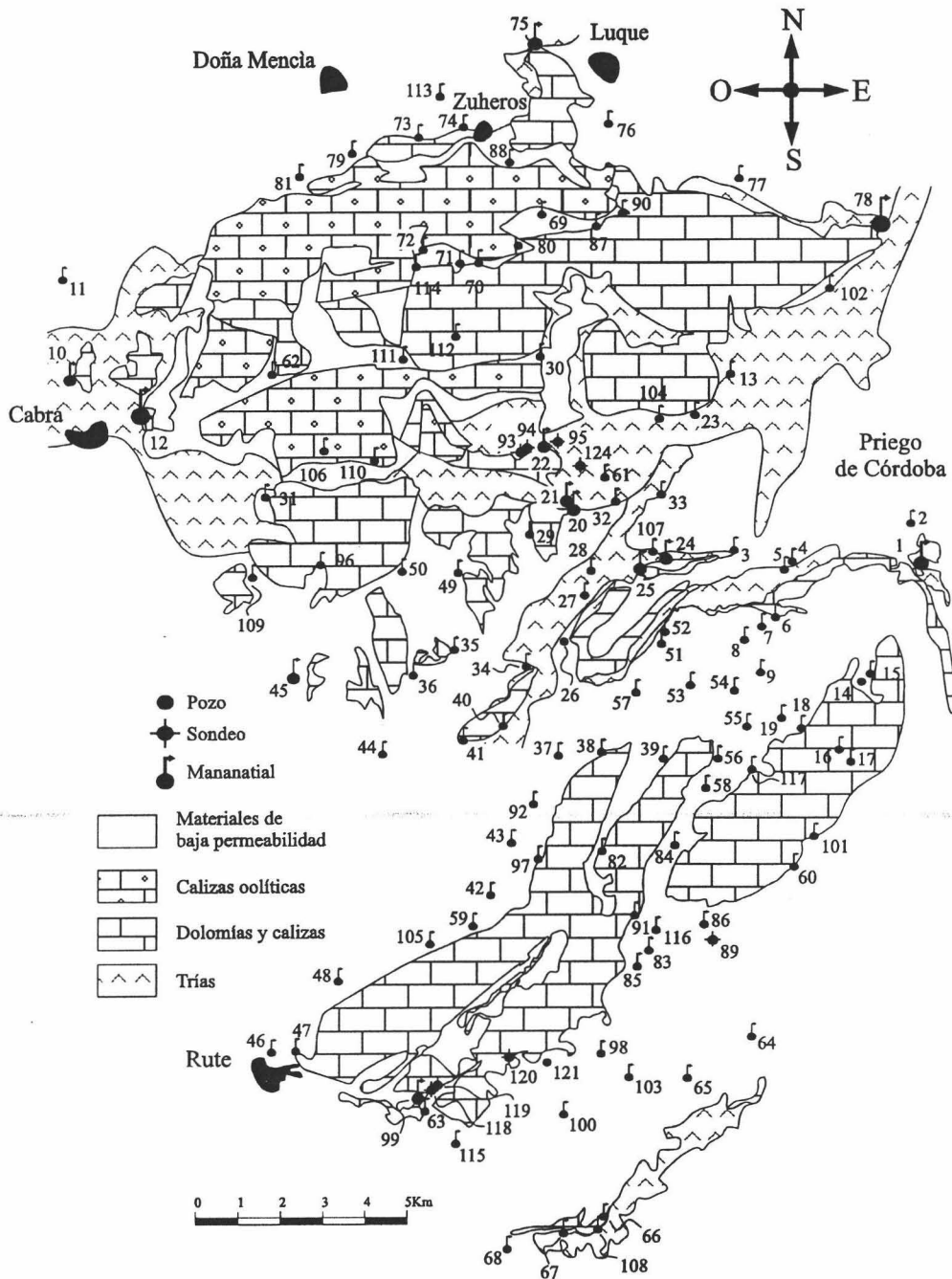
Uno de los trabajos planificados dentro del estudio fue la realización de dos muestreos generales de todos los puntos inventariados correspondientes a época de sequía y de recarga. En época de estiaje (verano de 1995) se muestrearon 52 puntos, en un momento culminante de la sequía de comienzos de los 90. En la época de crecida (finales de Marzo de 1996 y principios de Abril del mismo año), marcada por precipitaciones superiores a la media, he realizado el muestreo general correspondiente, utilizando ahora 98 puntos acuíferos. Las generosas lluvias caídas en la zona de estudio en el año hidrológico de 1995-96 han permitido la recuperación de todos los manantiales muestreados en el verano de 1995, e incluso la vuelta al funcionamiento de muchos otros que en aquella época permanecieron secos. Ello explica la diferencia en el número de puntos acuíferos muestreados en ambas épocas (estiaje y crecida).

Dispongo de fichas referidas a cada punto acuífero inventariado, en las cuales se recoge la información hidrogeológica e hidrodinámica más relevante. En estas fichas se incluyen el nombre toponímico, las coordenadas UTM, temperatura en la fecha del inventario, así como: pH, conductividad eléctrica y el caudal en el caso de los manantiales. En los sondeos se midieron los niveles piezométricos cuando era posible efectuarlo y se incluyó su estado de conservación; se ha intentando también recopilar sus aspectos técnicos de construcción.

El seguimiento, a paso de tiempo mensual, ha consistido en muestreos sistemáticos en los puntos acuíferos de una red de control hidroquímico e hidrodinámico seleccionada, a raíz del inventario inicial y el muestreo general en estiaje. En muchos



puntos fue necesario varios aforos directos para obtener el caudal total. En los ríos, los aforos han consistido en medidas diferenciales a fin de cuantificar las pérdidas o ganancias, así como mediciones *in situ* de pH, temperatura y conductividad eléctrica del agua. La determinación de los bicarbonatos, para todas las muestras de agua también ha tenido lugar en el campo. Asimismo, en cada punto de la red de control se recogieron tres botellas de polietileno de 250 ml, para el posterior análisis en el laboratorio: una para aniones, otra para cationes y la tercera para nitratos.



**Figura 61.-** Situación de todos los puntos acuíferos inventariados en el área de investigación.

La fase experimental de campo, se completó por la realización de un ensayo de trazado de aguas en uno de los más importantes manantiales del área de estudio.

Asimismo, un inventario general de los focos potenciales de contaminación situados por encima de las calizas acuíferas.

## 1.2- Métodos de Laboratorio

En el laboratorio del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada, el trabajo llevado a cabo consistió esencialmente en los análisis químicos de todas las muestras recolectadas en el campo, determinando los parámetros analíticos que no se midieron *in situ*. He utilizado técnicas analíticas específicas para cada una de las especies iónicas determinadas.

**-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>**: para evitar posibles alteraciones en este elemento químico tuve que determinarlo en el campo. Se ha utilizado ácido clorhídrico 0,05 N como agente valorante y Naranja de Metilo como indicador. En los primeros muestreos el volumen de muestra tratado era de 20 ml de agua previamente filtrada, sin embargo, posteriormente y para reducir el margen de error del método analítico, se han analizado 100 ml de agua subterránea; en este caso se gasta más ácido clorhídrico valorante pero se consigue más precisión en los resultados finales. La precisión del método es de 3 ppm.

**-Cl<sup>-</sup>**: lo he valorado mediante técnicas volumétricas (argentometría). El agente valorante empleado ha sido AgNO<sub>3</sub> 0,02 N. El indicador es K<sub>2</sub>CrO<sub>4</sub> al 5%. Por su carácter conservativo, se considera que no existen variaciones importantes de concentraciones durante su almacenamiento, de hecho este elemento no necesita ningún tipo de conservantes. La precisión del método es de 2 ppm.

**-SO<sub>4</sub><sup>=</sup>**: el método que he empleado para su determinación ha sido el turbidimétrico, mediante la precipitación de BaSO<sub>4</sub> en medio ácido, mientras la muestra se mantiene en agitación. La medida se realiza por espectrofotometría de luz visible a una longitud de onda de 420 nm. Para los análisis se ha utilizado un espectrofotómetro marca Milton Roy Company, modelo Spectronic 501. En este proceso analítico el alcance de la recta de calibrado es de 30 mg/l de sulfatos; en el caso de aguas muy mineralizadas con contenidos muy elevados en este elemento se debe de proceder a efectuar diluciones muy grandes, lo que puede influir sobre los resultados finales al multiplicar por el factor de dilución. Así, el error cometido en la lectura de la turbidez se ve aumentado por las veces de dilución, por lo que, en estos casos, se requiere mayor agilidad en el manejo y la realización de los análisis.

**-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>**: la técnica que he usado está basada en la espectrofotometría de luz invisible (ultra-violeta) a una longitud de onda de 220 nm. Las mediciones se hicieron con un espectrofotómetro de la casa Bausch & Lomb, modelo Spectronic 2000, del Departamento de Ingeniería Química de la Universidad de Granada, sobre muestras de agua previamente conservadas durante la recogida en el terreno con 0,5 ml, para 125 ml de muestra, de una solución de HgCl<sub>2</sub> de 40 mg/l de concentración. Se prepara una serie de patrones de concentración conocida en nitratos y se obtiene una recta de calibración que tiene un alcance de 10 mg/l, lo que conlleva la realización de diluciones para las muestras que puedan presentar altos contenidos en este ion. En general, los factores elevados de dilución no afectan mucho a los resultados finales.

Los iones calcio, magnesio, sodio, potasio y estroncio así como distintos elementos minoritarios fueron determinados por la técnica de espectrofotometría de llama ICP, la cual detallaré a continuación.

Mediante la espectrofotometría de llama (ICP), en el laboratorio del Departamento de Petrología y Mineralogía de la Universidad de Granada, he realizado las determinaciones de cationes mayoritarios, minoritarios y traza, previamente conservados con ácido nítrico comercial (2 ml por 250 ml de muestra). Esta acidificación bloquea las reacciones de oxidación y también impide la adsorción o precipitación de los cationes. El ICP (Inductively-Coupled Plasma) es una espectrofotometría basada en la espectroscopía de emisión, donde los átomos en una solución absorben la energía procedente de la llama o fuente de excitación (Argón Plasma) y luego emiten esta energía absorbida como luz. Cada elemento emite un espectro representativo de una longitud de onda o línea de emisión. Este espectro es característico para cada elemento en cuestión.

La intensidad de luz en cada línea de emisión es una buena representación de la cantidad de átomos presentes en la disolución. La ventaja del ICP sobre los métodos convencionales es que permite determinar al mismo tiempo los contenidos de varios elementos de una solución.

Las muestras son introducidas en el plasma como un aerosol. La alta temperatura en la cámara de ionización excita y ioniza individualmente los átomos de la muestra, haciendo que éstos emitan radiaciones características. La luz resultante de la excitación, es la emisión del conjunto de todos los elementos que conforman la disolución inicialmente introducida en la cámara, incluso la del argón que es el gas que se utiliza como combustible. El ICP utilizado puede separar las líneas de emisión y medir sus intensidades respectivas, discriminando sólo una línea de emisión característica del espectro discreto de longitud de onda de un elemento definido.

El propósito del ICP es medir las concentraciones de algunos cationes en solución, así pues es imprescindible una calibración del equipo analítico mediante puros estándares de concentraciones conocidas. La calibración del Plasma es un proceso relativamente largo y que exige mucha precisión y habilidad, especialmente a la hora de la preparación de los diferentes patrones a partir de soluciones “madre”, y que consiste en la determinación de la relación entre el nivel de la intensidad de luz emitida y la concentración del elemento responsable de dicha emisión. El ICP puede determinar entonces las concentraciones efectuando comparaciones de las medidas de intensidad de luz de una muestra con las obtenidas para los patrones o estándares de concentración conocida. Esta técnica analítica se considera lineal, puesto que la mayoría de las ecuaciones de calibrado son de primer orden, aunque pueden existir otras posibilidades menos usuales. Así, el ICP ejecuta una regresión lineal con una recta de calibración que responde a la forma de:

$$\text{Concentración} = (\mathbf{B} \times \mathbf{I}) + \mathbf{C}$$

**B:** pendiente

**I:** Intensidad de luz emitida por la muestra

**C:** ordenada en el origen

El rango de calibración es el intervalo de concentraciones de los patrones de partida, referentes a cada elemento analizado. Las muestras introducidas para medir deben de estar dentro de dicho rango, a fin de asegurar una buena estimación de los resultados analíticos. Así, después de la primera campaña de muestreo en la zona de estudio, los valores de concentración obtenidos para cada catión permitieron ajustar las concentraciones más adecuadas a las aguas estudiadas, con lo cual se consiguieron precisiones analíticas mejores.

Durante el proceso analítico se producen derivaciones del equipo del ICP. La corrección de estas derivaciones consistió en un reajuste de la recta de calibración mediante la introducción periódica de las soluciones patrones cada 10 muestra en la serie analítica.

A partir del mes de Enero de 1997 y hasta Marzo del mismo los cationes mayoritarios de las muestras de agua tomadas han sido determinados mediante espectrofotometría de absorción atómica (Unicam SP 1900 Atomic Absorbtion Spectrophotometer), ya que dejó de funcionar el ICP. El calcio y el magnesio de las muestras del mes de Abril de 1997 fueron analizados mediante el método de complexometría, utilizando EDTA a 0,01 M, en medio básico (NaOH 2 N), usando la murexida como indicador en el análisis de calcio; en la determinación del magnesio, para impedir la precipitación del mismo, hace falta un medio convenientemente tamponado, lo cual se consigue añadiendo  $\text{NH}_4\text{Cl}$ . En este caso se determina en primer lugar la suma de los iones calcio y magnesio; el contenido en Mg se obtiene por substracción, una vez conocido el volumen consumido en la determinación del ion calcio. El indicador utilizado es el negro de eriocromo. Los elementos minoritarios y traza no se han podido determinar en estos últimos meses de seguimiento.

### **1.3- Métodos de gabinete**

Simultáneamente a la realización del estudio, he ido recopilando y revisando muchos trabajos bibliográficos relativos a temas específicos de hidrogeología kárstica, hidrogeoquímica y de contenido regional respecto al área de investigación.

Asimismo, he ido recogiendo datos de diversa índole, procedentes de organismos con competencias en los recursos hídricos: precipitación, caudales de ríos y manantiales, análisis químicos de aguas, etc (EMPROACSA, Andaluza de aguas, IGME, SOGESUR, Exto. Ayuntamiento de Priego de Córdoba). Toda esta información además de los datos hidroquímicos e hidrodinámicos de la red de control mensual me han permitido la confección de una base de datos para un posterior tratamiento de los mismos.

Tras cada campaña de muestreo y posterior análisis, calculé rápidamente el error de balance iónico en los resultados de las determinaciones químicas. La repetición de los análisis ha sido imprescindible para aquellos errores superiores al 5 %. En algunos casos se hizo necesario repetir hasta tres veces el análisis de la misma muestra.

Mediante programas informáticos he calculado los diferentes estados de equilibrio químico e índices de saturación en diversas especies minerales. La modelización

hidrogeoquímica ha sido una herramienta más para la determinación de los procesos que controlan el quimismo del agua subterránea en los diferentes acuíferos kársticos de la zona de estudio.

Por último, y tras la interpretación del conjunto de los resultados obtenidos, procedí a la elaboración de tablas, gráficos, digitalización de mapas y la redacción de la presente memoria.

## **2- HIDROQUÍMICA GENERAL DEL ÁREA**

Uno de los objetivos de este trabajo de investigación es la caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del área de estudio en condiciones hidrodinámicas extremas. Para ello se realizaron dos muestreos generales de todos los puntos de agua inventariados, relacionados con los acuíferos kársticos, en estiaje y en crecida.

El primer muestreo hidrodinámico e hidroquímico general fue realizado en Julio de 1995, coincidiendo con condiciones climáticas extremas de sequía como ya antes comenté. El año hidrológico 1995-96 se caracterizó por un cambio muy importante en las condiciones de precipitación, lo cual permitió calificarlo como un año extremadamente húmedo. A finales de Marzo y principios de Abril de 1996 realicé la campaña de muestreo correspondiente a la época de aguas altas o crecida. A continuación se exponen los resultados principales de cada muestreo y se comentan los aspectos diferenciales más destacados.

### **2.1- Caracterización hidrogeoquímica en estiaje**

En el estiaje de 1994-95 se muestreó un reducido número de puntos acuíferos (52 puntos), debido a que muchos de los que más tarde fueron inventariados se encontraban secos como resultado de la larga sequía de comienzos de los 90.

Los puntos muestreados consisten en manantiales que drenan formaciones acuíferas de distinta edad y composición litológica, aunque la mayoría corresponden a los manantiales que drenan los materiales calizos y dolomíticos liásicos.

La tabla 11 resume los datos analíticos y parámetros estadísticos básicos de las aguas de la zona en estiaje, para distintos intervalos de mineralización.

#### **2.1.1- Facies hidrogeoquímicas y tendencias evolutivas espaciales**

##### **2.1.1.1- Diagrama de Piper**

En el triángulo de los cationes, y en la esquina definida por el ion calcio, se agrupan algunas muestras de las aguas subterráneas recogidas (13 muestras equivalente al 25 % del total) (Figura 62). Se trata de aguas relativamente poco mineralizadas recogidas en surgencias colgadas (punto números 29 y 69. Figura 64), en las cuales predomina la disolución de calcita sobre la de la dolomita; o pertenecientes a manantiales que drenan formaciones relativamente menos permeables de edad postliásicas (calizas nodulosas,



calizas tableadas, calizas con sílex y calizas margosas) con bajos contenidos en dolomita como son los puntos números 9, 37, 42, 57 y 68 etc., (Figura 64). La disolución preferente de calcita y dolomita, minerales mayoritarios que forman parte de las rocas acuíferas, es el origen de las aguas de facies bicarbonatada cálcico magnésica. Este grupo está integrado por 12 muestras (Figura 62), lo que corresponde al 23 % del total.

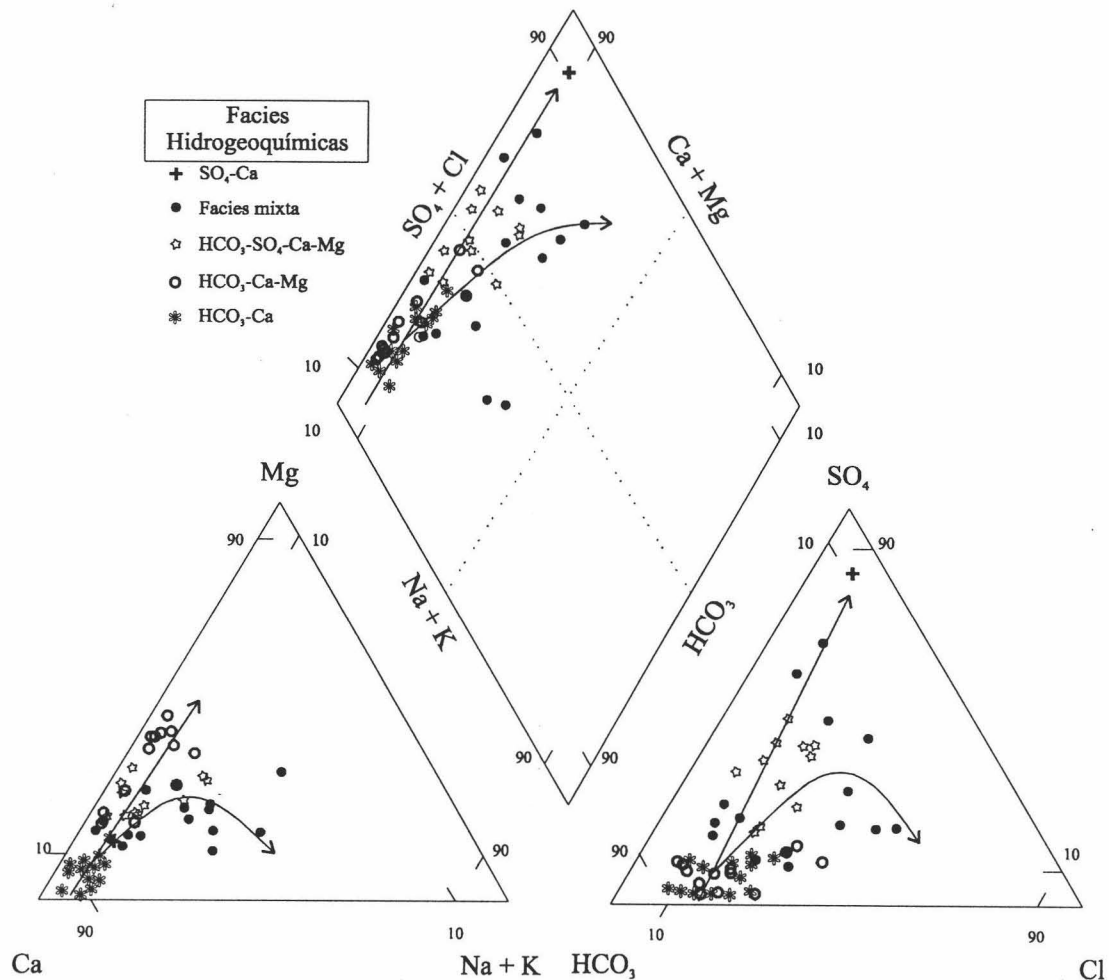
Intervalos		300-400	400-500	500-600	600-900	900-1500
	Nº de muestras	6	13	10	15	6
Ca	Rango	35-66	51-120	56-125	62-132	77-188
	Media	53	76	89	108	148
	CV	23	28	21	19	29
Mg	Rango	10-22	2-28	5-32	3-32	18-48
	Media	15	16	17	16	33
	CV	30	46	56	63	30
Na	Rango	0,6-5	0,9-18	1,1-52	5-65	5-76
	Media	3	6	17	19	43
	CV	67	80	116	95	65
K	Rango	0-0	0-14	0-14	0-43	1,3-5
	Media	0	1	2	4	2
	CV	----	276	218	311	65
NO <sub>3</sub>	Rango	24-61	4-203	7-118	14-138	19-267
	Media	33	43	44	61	75
	CV	42	118	78	72	128
HCO <sub>3</sub>	Rango	152-229	183-290	183-381	198-427	237-381
	Media	196	240	287	304	291
	CV	14	14	20	21	17
Cl	Rango	7-20	7-51	9-80	9-121	14-89
	Media	11	20	25	29	50
	CV	47	64	107	102	70
SO <sub>4</sub>	Rango	5-117	2-129	4-140	4-274	89-499
	Media	33	44	55	87	276
	CV	129	90	81	90	56
Sr	Rango	0,05-0,5	0,1-2	0,2-3,3	0,4-2,3	1,2-3
	Media	0,26	0,50	0,84	1,02	2,00
	CV	72	95	109	60	31
Tª (°C)	Rango	15,1-23,4	15,4-23,8	14-22,4	14,2-21,8	15,6-19,5
	Media	17,9	18,9	17,2	16,5	17,3
	CV	18	16	15	11	10

**Tabla 11.-** Datos estadísticos básicos correspondientes a las aguas representativas de diversos intervalos de conductividad eléctrica definidos para el conjunto de puntos acuíferos muestreados en estiaje. La conductividad eléctrica se expresa en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C, la temperatura en grados centígrados, las concentraciones iónicas en  $\text{mg}/\text{l}$ , el CV (coeficiente de variación) en porcentaje.

Por otra parte se define la facies bicarbonatada sulfatada cálcico magnésica (11 muestras, 21 % del total) propia de aguas recogidas en manantiales con flujos relativamente largos (puntos números 13, 24, 25, 78, etc., Figura 64), se observa un



claro relevo de sulfatos a expensas del ion bicarbonato. El aumento de los contenidos de sulfatos en las aguas de esta facies deben de estar en relación con la disolución de yeso del substrato subyacente, resultado de flujos relativamente más profundos.



**Figura 62.-** Representación en diagrama de Piper de las aguas muestreadas en época de estiaje.

Dentro del grupo de facies mixta incluyo diversas muestras con distintos contenidos en cationes y aniones (15 muestras), como es el caso del punto número 45 cuyas aguas son de facies  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg}$ , o el punto n° 74 donde la facies es  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na}$ . Los altos contenidos de cloruros y sodio en las aguas de facies mixta tiene que provenir de las masas de halita que tiene que estar a profundidades más considerables debido a que no se ha encontrado en superficie, pero la existencia de surgencias salinas en el área atestiguan su presencia (Río Salado). Tan solo una muestra corresponde a la facies sulfatada cálcica (punto número 33, Figura 64), resultado de la disolución predominante del yeso del substrato impermeable de edad triásica.

En la zona de estudio se observan tendencias evolutivas espaciales marcadas por el cambio progresivo de la facies hidrogeoquímica de las aguas subterráneas estudiadas en el sentido de flujo. Se parte de un agua de facies  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ , en el cual predomina la disolución de calcita sobre la de dolomita, generada bajo condiciones de flujos locales y muy cortos en el tiempo (surgencias colgadas) o áreas de drenaje de rocas relativamente

menos permeables con tiempos de residencia relativamente más largos. Los largos tiempos de contacto agua-roca provocan mayor tasas de disolución de dolomita, con lo cual se pasa a aguas de facies  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ .

La existencia de un substrato impermeable de edad triásica, muy heterogéneo y con frecuentes masas de yesos y otras evaporitas induce a un enriquecimiento de las aguas en el ion sulfato provocando el relevo del  $\text{HCO}_3$  dando lugar a aguas con facies hidrogeoquímica  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ . Una disolución pronunciada del yeso da lugar a la facies  $\text{SO}_4\text{-Ca}$ .

La halita debe existir y a profundidades mayores, ya que no se ha encontrado en superficie; y debe de ser responsable del enriquecimiento en cloruros y sodio de algunas muestras de facies mixta. El resto de aguas pertenecientes a esta facies puede estar en relación con fenómenos de mezcla de aguas de distintas características fisicoquímicas (puntos número 54 de facies  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$ ; 52 y 74 de facies  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na}$ ; 2 de facies  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Ca-Mg}$ . Figura 64).

### **2.1.1.2- Diagrama de Schoeller-Berkaloff**

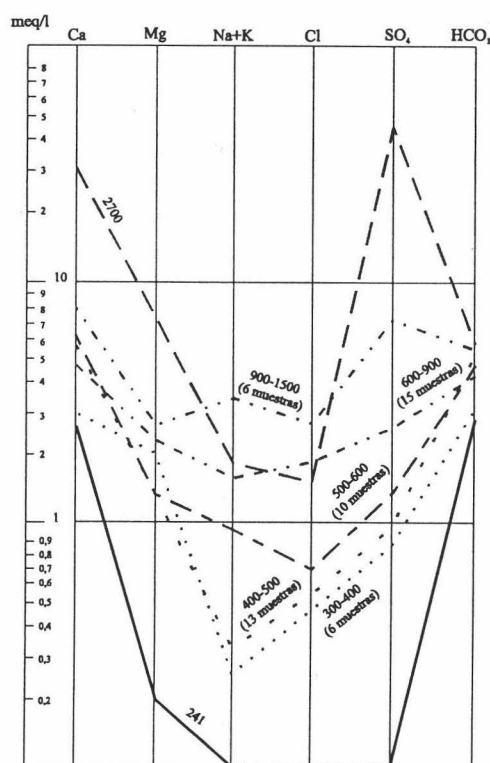
El diagrama de Schoeller-Berkaloff consiste en la representación gráfica en líneas de la composición química de un agua subterránea, en una escala logarítmica específica para cada ion. Esta representación permite visualizar las principales diferencias hidroquímicas de distintas muestras de agua en un mismo diagrama. Destaca también por su capacidad de ilustrar las diferencias de salinidad total de las aguas. Las diluciones en este tipo de representación corresponden a líneas de geometría idéntica pero trasladadas a lo largo de los ejes verticales del diagrama (Novak y Eckstein, 1988).

La representación gráfica en este diagrama de todas las muestras recogidas en estiaje (52) dificultaría enormemente la observación de detalles correspondientes a las diferentes muestras, a lo sumo sólo se podría visualizar el rango de variación de la mineralización total. Así, he intentado reducir el número de muestras representadas en el diagrama de Schoeller-Berkaloff, y al mismo tiempo conservar al máximo la información del conjunto de los datos adquiridos. Para ello he desarrollado un tratamiento estadístico selectivo de la composición analítica de las aguas subterráneas recogidas en estiaje, sobre la base de su conductividad eléctrica.

La serie de datos representados gráficamente está limitada por un mínimo y un máximo absolutos, mientras que los valores intermedios se desglosan en intervalos de conductividad eléctrica creciente. Sobre estos últimos, el cálculo de la conductividad eléctrica media de cada intervalo me ha servido para crear un patrón de comparación y así obtener la composición química más representativa de las aguas subterráneas representadas.

En la figura 63 muestro el diagrama de Schoeller-Berkaloff de las muestras de aguas subterráneas más representativas para cada intervalo de conductividad eléctrica definido. La facies hidrogeoquímica es claramente bicarbonatada cálcica en el caso de la mineralización más baja (conductividad eléctrica inferior a  $300 \mu\text{S/cm}$ ), por contra las aguas de mineralización más alta presentan facies sulfatada cálcica (conductividad

eléctrica superior a  $1500 \mu\text{S}/\text{cm}$ ). La facies hidrogeoquímica de las aguas es bicarbonatada cálcico magnésica para los intervalos de conductividad eléctrica 300-400 y 400-500 y bicarbonatada sulfatada cálcica para los intervalos de 500-600 y 600-900. Para aguas de conductividad eléctrica mayor (intervalo 1000-1500) se asiste a un relevo del ion bicarbonato por el sulfato dando lugar a una facies  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ . En general, la evolución espacial de la facies hidrogeoquímica consiste en un aumento gradual y progresivo en los contenidos de todos los iones mayoritarios, sobre todo en  $\text{SO}_4$ , Cl, Na y K; y en menor medida, en  $\text{HCO}_3$ , Mg y Ca.



**Figura 63.-** Representación en diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de la composición química representativa de los distintos intervalos de conductividad eléctrica definidos para las aguas subterráneas muestreadas en época de estiaje.

Esta evolución espacial de la mineralización y por consiguiente el cambio progresivo de facies hidrogeoquímica desde  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  hasta  $\text{SO}_4\text{-Ca}$ , es explicable por la existencia de materiales triásicos ricos en evaporitas, responsables del suministro de iones sulfato, cloruro y sodio, y en menor medida de calcio y magnesio.

### 2.1.1.3- Diagrama de Stiff

El diagrama de Stiff consiste en una construcción poligonal cuyos vértices corresponden a la concentración de los seis iones mayoritarios que se encuentran usualmente en aguas naturales. El tamaño de esta estructura poligonal es proporcional a la mineralización total del agua correspondiente, por ello, las aguas de similar origen pero con diferentes grados de dilución, muestran gráficos de aspecto parecido aunque de tamaño distinto (Novak y Eckstein, 1988). Lógicamente, los gráficos de tamaño más

grande corresponden a las aguas más mineralizadas, siempre que se mantenga la misma escala de representación para todos los gráficos.

En la figura 64 se observa cómo coinciden los polígonos más grandes con las aguas subterráneas drenadas por puntos acuíferos próximos a afloramientos del Trías. Los contenidos iónicos más destacables corresponden a sulfatos y magnesio (puntos n° 1, 20, 24, 63, 66, 78. Figura 64); y en menor medida los de cloruros y sodio (puntos n° 1, 52, 56, 63, 66, 78. Figura 64).

La variabilidad espacial de la mineralización de las aguas subterráneas de la zona de estudio (Figura 64) depende claramente del aumento, fundamentalmente, en los contenidos en sulfatos y calcio, debido a la disolución de los yesos de los materiales poco permeables del Trías. Los contenidos en cloruros y sodio, también experimentan algunos aumentos aunque relativamente más discretos.

### **2.1.2- Análisis en componentes principales (ACP)**

El Análisis en Componentes Principales o ACP es un método estadístico de análisis multivariante que consiste en una condensación de largas series de datos (como ocurre con los datos hidrogeoquímicos) y permite un resumen significativo de la información contenida en los mismos. Esta herramienta matemática ayuda a discriminar cuáles son los principales factores influyentes en la hidrogeoquímica del agua subterránea y sus interacciones (Bakalowicz 1979, 1984, 1994; Mudry 1987 y 1991; Mudry y Blavoux, 1986).

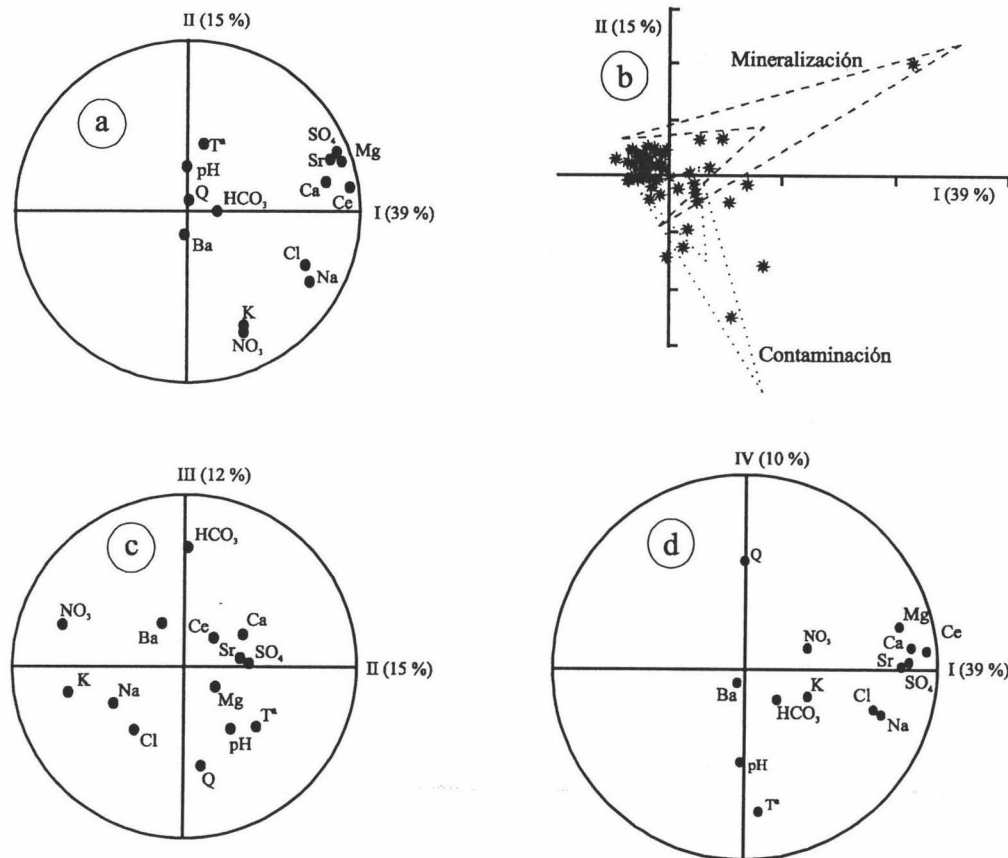
Este tipo de análisis, de fácil ejecución, ofrece una serie de ventajas frente a las representaciones gráficas clásicas, en el sentido de que permite, en un único tratamiento, considerar un gran número de variables, resumir la información de manera clara y simple y por último ilustrar sobre los factores principales responsables de la evolución de estas variables.

El ACP permite establecer las relaciones existentes entre los distintos parámetros estudiados, así como agrupar las muestras de agua de acuerdo a los factores que influyen en la varianza estadística de la población. Todo ello facilita enormemente la interpretación del conjunto de los datos, puesto que la figura resultante permite visualizar la realidad de estas relaciones.

En ningún caso el método del ACP permite afirmar sobre las hipótesis emitidas vistas a la explicación de las interrelaciones existentes entre los distintos parámetros de una muestra introducidos en el sistema de tratamiento informatizado (Bakalowicz, 1995). Así pues hay que ir validando los modelos básicos conceptuales emitidos considerando los datos geológicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos y por la aplicación de las técnicas existentes.

El ACP, aplicado al conjunto de los resultados analíticos de la totalidad de las muestras tomadas en estiaje, revela la existencia de cuatro factores que explican hasta un 76 % de la varianza total, correspondiendo un 39 % al factor I (Figura 65 a).

Las variables con más peso sobre el factor I son: conductividad eléctrica, calcio, magnesio, sodio, estroncio, sulfatos y cloruros. Queda claro que éste es un factor de mineralización (Figura 65 a). El segundo factor está definido fundamentalmente por los iones nitrato y potasio. Ambos iones suelen aparecer en concentraciones relativamente altas cuando existen procesos de contaminación de las aguas subterráneas a partir de fertilizantes. El hecho de que ambos determinan un factor, parece indicar la existencia de procesos de afección a la calidad de las aguas de algunos manantiales por actividades agrícolas, especialmente ganaderas.

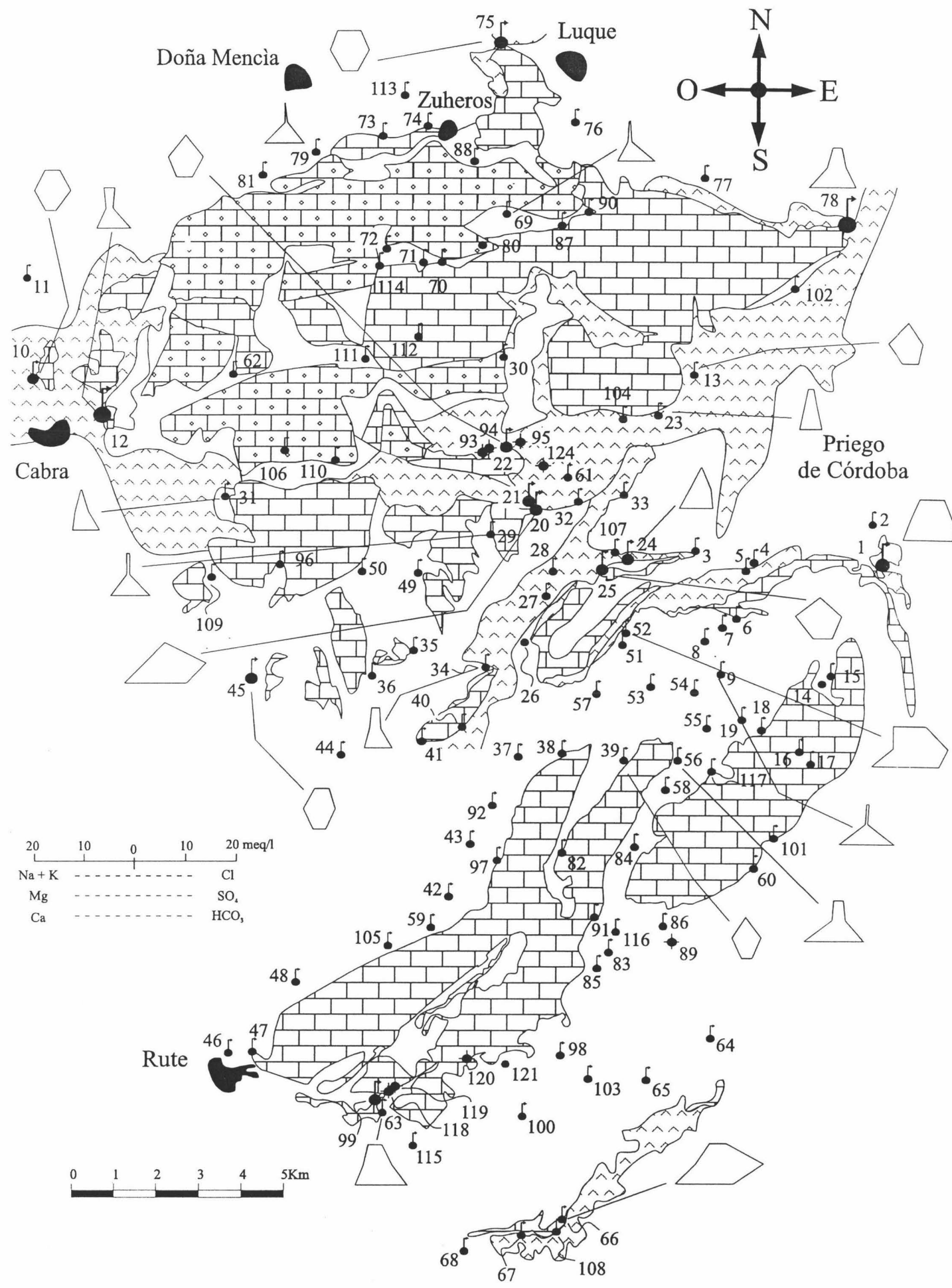


**Figura 65.-** Proyección de variables en distintos planos (a, c, d) y de observaciones (b) según diversos factores. Muestreo de estiaje.

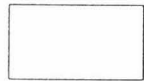
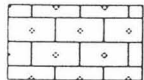
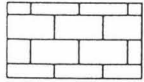
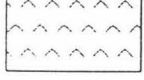



El factor III responde únicamente a las variaciones del ion bicarbonato y caudal, mostrando una clara independencia frente a otros parámetros considerados en el análisis, como conductividad eléctrica, calcio y magnesio, salvo en el caso del caudal cuyo punto de representación gráfica binaria (Figura 65 c) se coloca en el extremo prácticamente opuesto al bicarbonato, lo que significa que los dos parámetros evolucionan espacialmente en sentido contrario.

Es importante señalar que esta independencia del factor III respecto a los demás factores parece poco lógica. No obstante, los múltiples factores que condicionan al ion  $\text{HCO}_3^-$  pueden explicar el hecho. Por ejemplo, en la zona de estudio, Bouamama *et al.*, (1996) identifican procesos de dedolomitización y de disolución directa de calcita y dolomita. Todo ello influye indudablemente sobre las variaciones que pueda experimentar el ion bicarbonato, puesto que en semejantes condiciones





### Leyenda

-  Materiales de baja permeabilidad
-  Calizas oolíticas
-  Dolomías y calizas
-  Trías
-  Pozo
-  Sondeo
-  Manantial

**Figura 64.-** Situación geológica de algunos puntos acuíferos representativos de los distintos intervalos de conductividad eléctrica definidos junto con la representación en diagrama de *Stiff* modificado de su composición química. Muestreo general de estiaje.



hidrogeoquímicas es muy difícil observar una tendencia clara y una relación bien determinada con los demás elementos implicados en la mineralización, como el calcio, magnesio y incluso sulfatos. También me parece poco aceptable no observar una relación de correlación clara entre el bicarbonato y la conductividad eléctrica, tratándose de aguas subterráneas procedentes de rocas calcáreas y registrándose contenidos en este ion bastante elevados en todos los casos (el contenido medio en bicarbonatos para el conjunto de las muestras recogidas es de 270 mg/l). La heterogeneidad en el aporte de CO<sub>2</sub> atmosférico o a partir del suelo, así como la existencia de procesos hidrogeoquímicos que afectan preferentemente al ion bicarbonato, determina su comportamiento independiente de otros iones mayoritarios.

La variabilidad del factor IV está definida principalmente por la temperatura, la cual debe estar relacionada con el tipo de flujo subterráneo (Figura 65 d). Debe quedar claro, que en la zona de estudio el estiaje coincide con las temperaturas ambientes más altas del año. Con las aguas subterráneas estudiadas ocurre lo mismo, es en estiaje cuando se registran valores más altos, lo cual puede interpretarse de dos formas principales: drenaje de aguas más equilibradas térmicamente con la roca; influencia de la temperatura ambiental sobre las aguas de los acuíferos. Desde el punto de vista térmico, las aguas estudiadas son bastante homotérmicas, lo cual parece indicar que la segunda posibilidad antes anotada es la más verosímil. De hecho, algunos de los valores más altos de temperatura registrados en estiaje corresponden a manantiales de escaso caudal, relacionados con flujos muy superficiales o con materiales de baja permeabilidad, a menudo instalados con pequeños abrevaderos y tuberías que conducen el agua desde zonas relativamente alejadas (ejemplo del manantial de la Zarza, n° 69. Figura 61). En estas condiciones, la insolación diurna provoca el calentamiento de las aguas muestreadas y se enmascaran gradualmente las variaciones debidas al comportamiento hidrodinámico de los manantiales.

En otros casos (manantiales números 10, 63, 99, etc. Figura 61) se registran valores relativamente altos de la temperatura del agua por la existencia clara de flujos regionales o relativamente profundos. No obstante, no existe un termalismo muy acusado, a lo sumo adquiere carácter hipotermal, ya que las temperaturas máximas registradas apenas superan los 19 °C.

La gran mayoría de muestras u observaciones (Figura 65 b) se dispone alrededor del origen de los ejes del ACP; no obstante, algunas muestras denotan cierta influencia de los factores independientes que definen la mineralización y la contaminación por nitratos.

### **2.1.3- Coeficientes de correlación**

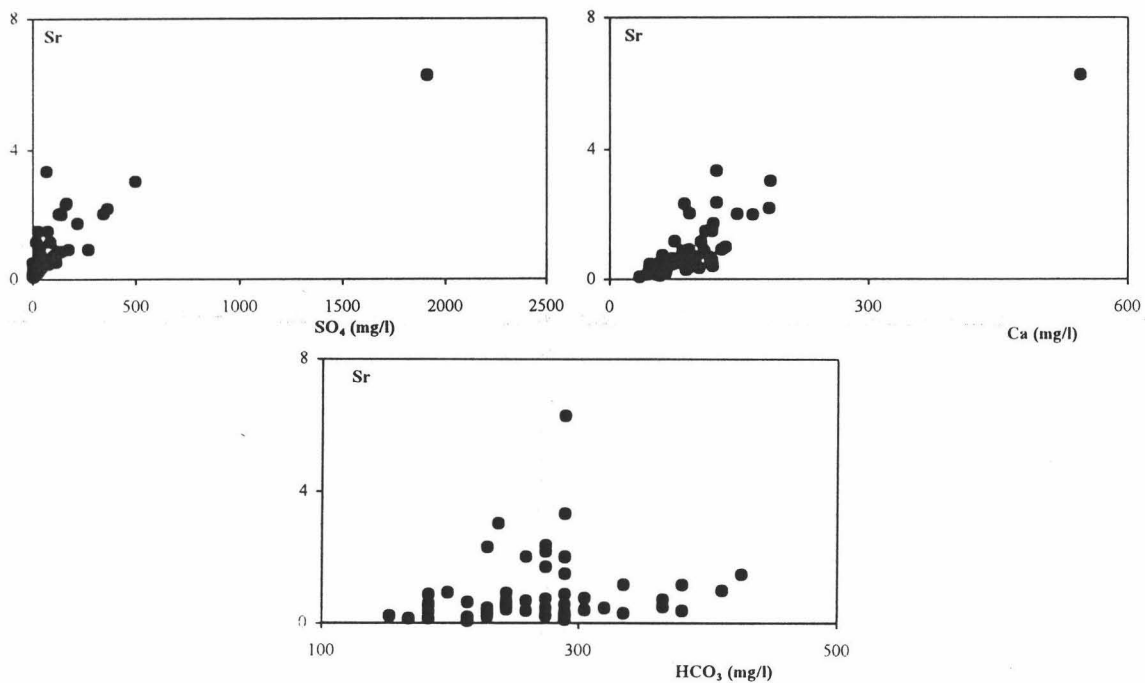
En la tabla 12 muestro la matriz de correlación entre las distintas variables fisicoquímicas analizadas para todos los puntos acuíferos muestreados en estiaje. Destaca la alta correlación positiva entre la mineralización total y los contenidos en calcio, magnesio y sodio. Respecto a los aniones, la correlación entre los sulfatos y la conductividad eléctrica es muy alta, y mediana entre esta última y los cloruros. Especial mención merece, el bajo coeficiente de correlación entre la conductividad eléctrica y los bicarbonatos, frente a lo que podría parecer más lógico, lo cual significaría la ausencia de correlación entre los dos parámetros. Ya se ha comentado anteriormente el carácter

independiente de este ion, muy influenciado por procesos hidrogeoquímicos específicos que también afectan -aunque en menor grado- a iones tales como el Ca y el Mg, todos ellos suministrados en parte por la roca acuífera carbontada.

Las altas correlaciones entre algunos parámetros, especialmente sulfatos, calcio y magnesio, sugiere procesos hidrogeoquímicos basados fundamentalmente en la disolución de rocas bicarbonatadas (calizas y dolomías) que intercalan evaporitas en su base y, sobre todo, de yesos del substrato triásico.

C.E	1																	
		C.E																
			Ca															
				Mg														
					Na													
						K												
							NO <sub>3</sub>											
								HCO <sub>3</sub>										
									Cl									
										SO <sub>4</sub>								
											Q							
												T°						

**Tabla 12.-** Matriz de correlación para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas durante el estiaje.



**Figura 66.-** Representación de la relación entre los contenidos totales en estroncio (mg/l) versus sulfatos, calcio y bicarbonatos, para las aguas subterráneas muestreadas en estiaje.

Los contenidos en estroncio (generalmente altos) registrados en las muestras de aguas de la zona de estudio presentan una buena correlación con algunos iones mayoritarios. A medida que aumentan los contenidos en sulfatos, cuyo origen es indudablemente los yesos del Trías, los de estroncio aumentan de igual manera (Figura 66). Ello permite pensar en una fuente común para ambos iones. En el mismo sentido

apunta la fuerte correlación entre el calcio y el estroncio (Figura 66), mientras que hay ausencia de correlación entre éste y el ion bicarbonato (Figura 66). Aunque parte del calcio puede proceder de la disolución de carbonatos liásicos, estos datos parecen descartar la estroncionita ( $\text{SrCO}_3$ ) como fuente de éste elemento minoritario. Así, el origen más probable para el estroncio parece estar en la disolución de celestina contenida en las formaciones evaporíticas triásicas. A este respecto, cabe citar que se han descrito algunas mineralizaciones de celestina y barita asociadas a los yesos de las formaciones triásicas (Sanz de Galdeano *et al.*, 1984).

#### 2.1.4- Relaciones iónicas

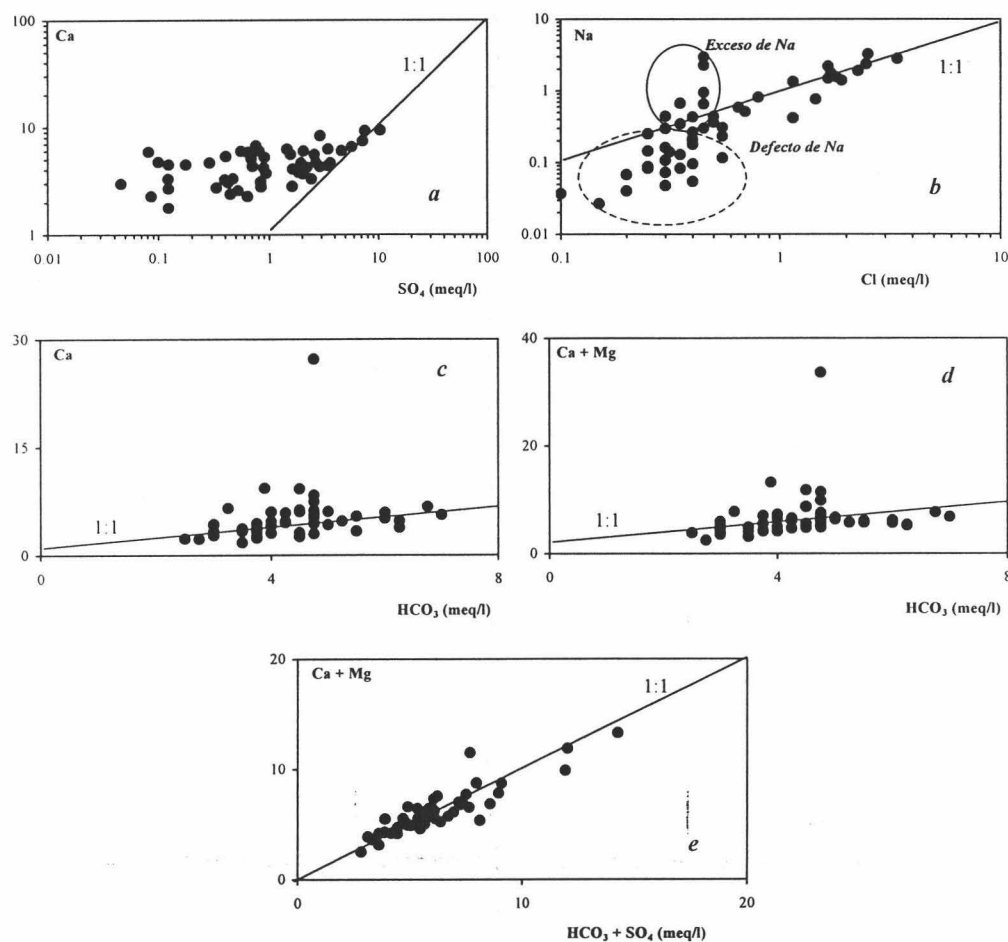
El análisis de los coeficientes de correlación permite postular de forma general e hipotética sobre los fenómenos hidrogeoquímicos que pueden tener lugar en los acuíferos del área. Las relaciones iónicas, por su parte, son útiles para trazar la evolución geoquímica del agua subterránea, lo que ayuda a entender mejor lo que ocurre en el seno de los acuíferos.

En la figura 67 a represento los contenidos en sulfatos frente a las concentraciones en calcio (meq/l) a escala bilogarítmica. Sólo unas pocas muestras, las de más alto contenido en sulfatos, se alinean con la recta de la relación iónica 1:1, lo que indica que, para estas muestras, el proceso hidrogeoquímico predominante es la disolución del yeso del substrato triásico. La mayoría de las muestras se aparta y queda por encima de esta recta, coincidiendo con las aguas relativamente menos mineralizadas, lo que sugiere que la reacción más relevante es la disolución de la roca carbonatada, sin descartar la existencia de disolución de yesos.

La representación de los cloruros frente al sodio (meq/l) a escala bilogarítmica (Figura 67 b) muestra que algunas aguas, especialmente las de contenidos más bajos en estas especies, tienen un desajuste claro respecto a la relación iónica 1:1. Se observan tanto excesos como defectos en el contenido de sodio respecto al ion cloruro (de carácter conservativo), los cuales deben estar en relación con fenómenos de intercambio iónico de sodio con calcio y/o magnesio, tal y como lo han puesto en evidencia varios autores en diversos acuíferos carbonatados (Back, 1966; Khan *et al.*, 1972; Lawrence *et al.*, 1976; Edmunds y Lloyd, 1979; Chapelle, 1983; Scanlon, 1989; Plummer *et al.*, 1990; Herczeg *et al.*, 1991; Siegel y Anderholm, 1994; Komor, 1994).

En la figura 67 c se representa el diagrama de dispersión Ca -  $\text{HCO}_3$ . Varias muestras presentan contenidos en bicarbonatos más bajos que la ratio 1:1, lo cual parece lógico ya que los bicarbonatos no sólo proceden de la disolución de calcita, sino también de la disolución de la dolomita. En el caso de la Figura 67 d (relación Ca+Mg -  $\text{HCO}_3$ ) ninguna muestra se sitúa por debajo de la línea correspondiente a la relación 1:1. Las muestras que no se ajustan a esta relación presentan contenidos excedentarios en calcio y magnesio, a expensas de los contenidos en bicarbonatos. Esta tendencia puede explicarse por el desarrollo de procesos de dedolomitización los cuales hacen que los bicarbonatos disminuyen cuando aumentan las concentraciones en calcio y magnesio. Más adelante se profundizará en la descripción de este proceso hidrogeoquímico.

La representación gráfica en escala bilogarítmica de la suma de bicarbonatos y sulfatos frente a la correspondiente de calcio y magnesio (Figura 67 e) muestra un buen ajuste de la nube de puntos con la línea de ratio 1:1. Este hecho pone de manifiesto de manera muy clara que el origen de este conjunto de cationes y aniones es la disolución de calcita, dolomita y yeso. Los dos primeros minerales son propios de los acuíferos carbonatados de la zona de estudio, mientras el último se suele encontrar en el seno del substrato triásico.



**Figura 67.-** Representación de la relación entre los contenidos totales en diversos iones (meq/l) mayoritarios de las aguas subterráneas muestreadas en estiaje.

### 2.1.5- Índices de saturación

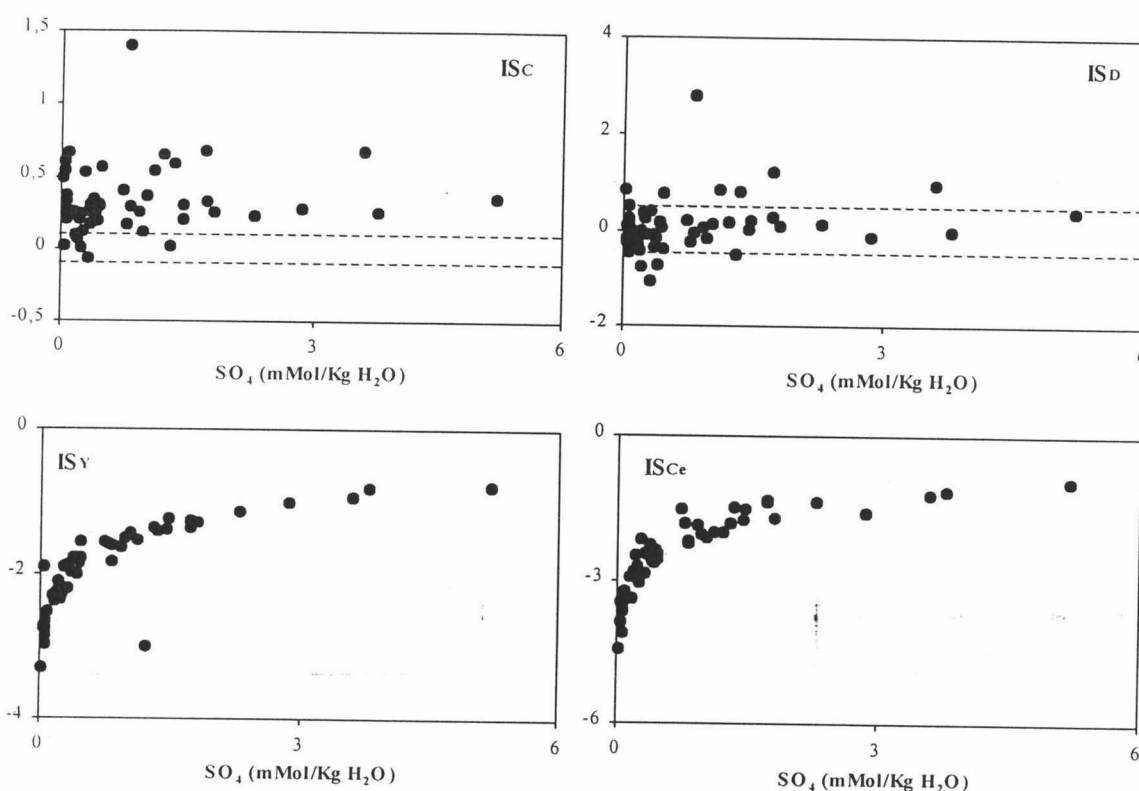
La Figura 68 muestra la relación entre los índices de saturación en diversos minerales (calcita, dolomita, yeso y celestina) y el contenido total en sulfatos de las aguas analizadas.

Se ha considerado, de acuerdo con Langmuir (1971), que el agua ésta saturada o en equilibrio frente a la calcita cuando el índice de saturación en este mineral toma valores comprendidos entre -0,1 y +0,1. Valores inferiores o superiores a estas cifras son indicativos de aguas subsaturadas o sobresaturadas, respectivamente, en este mineral.

Según esta idea, sólo 6 muestras están en equilibrio respecto a la calcita, y el resto está en estado de sobresaturación. Estos altos valores de saturación en calcita contrastan

con lo expuesto por diversos autores, como Langmuir (1971), Schuster y White (1972), Rossi (1976), Scanlon y Thraillkil (1987), Hess y White (1992) y Grillot *et al.* (1993), los cuales encuentran que, durante las épocas estivales, el estado de subsaturación de las aguas kársticas frente a la calcita es generalizado, debido a una disminución de la producción del  $\text{CO}_2$  en el suelo, por falta de humedad.

En cambio, Plummer *et al.* (1990), Cardenal (1993) y Cardenal *et al.* (1994) encuentran que la mayoría de las aguas subterráneas en sus respectivas zonas kársticas de estudio están ligeramente sobresaturadas durante el estiaje. Estos últimos autores identifican también en el seno de los acuíferos carbonatados estudiados procesos de dedolomitización.



**Figura 68.-** Representación de la relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita, yesos y celestina en función del contenido total en sulfatos disueltos, para todos los puntos acuíferos muestreados en estiaje.

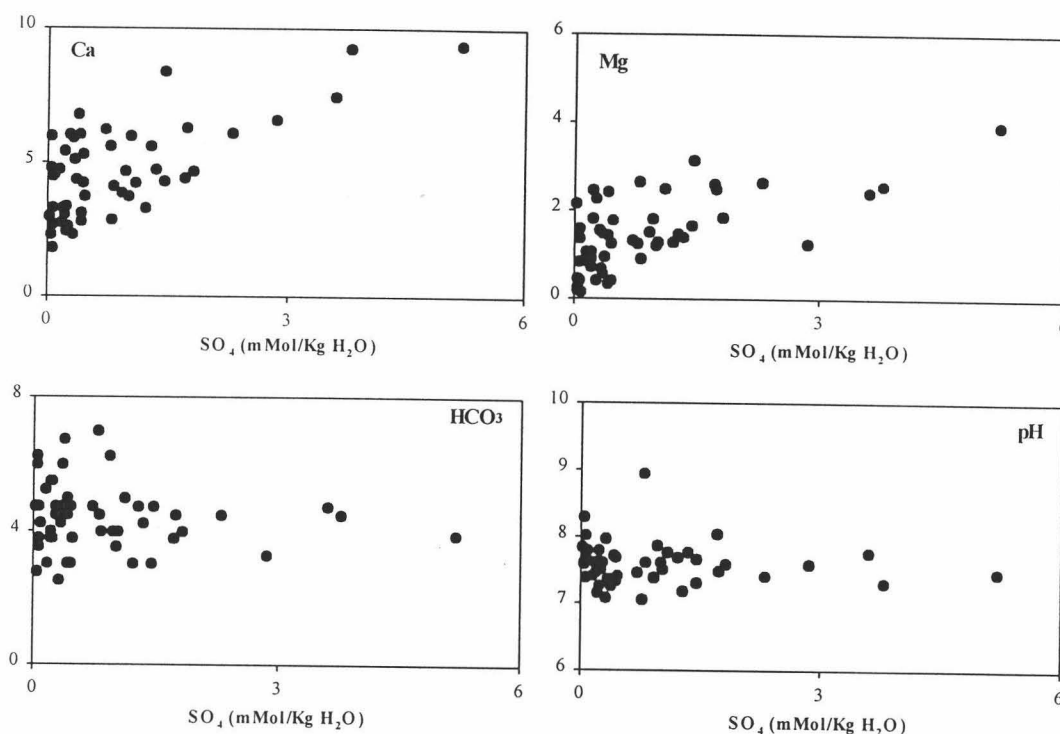
Valores del índice de saturación en dolomita comprendidos entre -0,5 y +0,5, indican que el agua está en equilibrio respecto a esta especie mineral (Plummer *et al.*, 1990). En la zona de estudio, exceptuando 3 muestras que están subsaturadas y 7 que están claramente sobresaturadas, el resto de las aguas subterráneas están saturadas o en equilibrio respecto a la dolomita.

En lo que concierne al índice de saturación respecto al yeso y la celestina, se observa un estado claro de subsaturación para todas las muestras. Aunque es de resaltar que a medida que se incrementa el contenido en sulfatos también aumenta el grado de saturación en estos minerales, nunca se llega al equilibrio.



### 2.1.6- Procesos hidrogeoquímicos más destacados

En general, al tratarse de acuíferos kárstico-carbonatados, donde las formaciones permeables están constituidas por calizas y dolomías, las reacciones químicas más comunes son las de disolución de calcita y dolomita, responsables en definitiva de la facies bicarbonatada cálcico-magnésica predominante.



**Figura 69.-** Diagramas de dispersión entre contenidos en sulfatos y diversos parámetros hidroquímicos analizados en el muestreo de estiaje. Los valores iónicos representados en ordenadas se expresan en meq/l.

En el subgrupo de aguas cálcicas, la disolución de calcita es mucho más intensa que la de la dolomita debido a que la cinética de disolución de este último es considerablemente más lenta que en el caso de la calcita (Plummer *et al.*, 1978; Busenberg y Plummer, 1982), aunque es de resaltar que la mayoría de las muestras de este grupo corresponden a puntos acuíferos relacionados con materiales acuitardados, con contenidos poco significativos en dolomita (calizas nodulosas, calizas tableadas con sílex y calizas margosas).

El incremento de los contenidos en magnesio en las muestras correspondientes al subgrupo de aguas cálcico-magnésicas es, en parte, resultado de la mayor tasa de disolución de dolomita, gracias a tiempos más largos de tránsito y mayor tiempo de contacto agua-roca.

En la figura 69 represento los contenidos en sulfatos frente a algunos otros parámetros hidroquímicos. Se observa que a medida que aumenta la concentración total en sulfatos, también lo hacen el calcio y magnesio, mientras que el pH y los contenidos en bicarbonatos experimentan una ligera disminución.



Se puede afirmar que estas tendencias son el resultado de fenómenos de dedolomitización, tal y como han sido descritos por Hanshaw *et al.* (1978), Bach *et al.* (1983) y Plummer *et al.* (1990). En este proceso, la disolución del yeso del substrato detrítico-evaporítico triásico provoca la disolución de dolomita de la roca acuífera y una tendencia hacia la precipitación de calcita. El incremento de la concentración en calcio de las aguas subterráneas, por disolución del yeso, provoca la precipitación de la calcita; al precipitar ésta, la concentración de carbonatos y bicarbonatos en el agua disminuye, lo que da lugar a la disolución de la dolomita y al incremento de magnesio disuelto en el agua.

Los cloruros y el sodio tienen su origen principal en la disolución de masas de halita que se encuentran en el mismo substrato triásico. Las cantidades de este mineral tienen que estar muy reducidas en las proximidades de los acuíferos carbonatados estudiados, puesto que los valores del índice de saturación en halita son muy bajos (del orden de -7). Los excesos y defectos de sodio frente al ion cloruro puede ser debidos a fenómenos de intercambio iónico con el calcio y/o magnesio.

La celestina asociada a los yesos triásicos es muy probablemente la fuente de los importantes contenidos en estroncio detectados en las aguas subterráneas de la zona de estudio.

## **2.2- Caracterización hidrogeoquímica en crecida**

Después de la recuperación de los recursos hídricos del conjunto de los acuíferos kársticos de las Sierras Subbéticas cordobesas, como consecuencia de la caída de las abundantes lluvias que marcaron el tránsito entre dos episodios climáticos muy distintos, a finales de Marzo y principios de Abril de 1996 llevé a cabo la segunda campaña de muestreo hidrogeológico e hidrodinámico general correspondiente a la época de aguas altas o crecida,

Se muestrearon 98 puntos acuíferos en todo el área de estudio, casi el doble del número muestreado en el estiaje del año hidrológico anterior, debido a la aparición o vuelta al funcionamiento de muchos manantiales que se habían secado. En el desarrollo de este epígrafe sólo se tienen en cuenta los datos analíticos de los puntos acuíferos relacionados con formaciones acuíferas carbonatadas liásicas, otros niveles acuíferos jurásicos y manantiales ligados a materiales acuitardos; por lo tanto se excluyen las cuatro muestras correspondientes a puntos situados en rellenos cuaternarios. La tabla 13 resume los datos analíticos y parámetros estadísticos básicos de las aguas de la zona en crecida, para distintos intervalos de mineralización.

### **2.2.1- Facies hidrogeoquímica y tendencias evolutivas**

#### **2.2.1.1- Diagrama de Piper**

En el diagrama de Piper (Figura 70) se representa el conjunto de resultados analíticos de las aguas muestreadas en época de crecida. Esta muy claro el predominio de la facies bicarbonatada cálcica (34 muestras equivalente al 36 % del total), definida por el mayor porcentaje del ion bicarbonato en los aniones y el calcio en los cationes. El

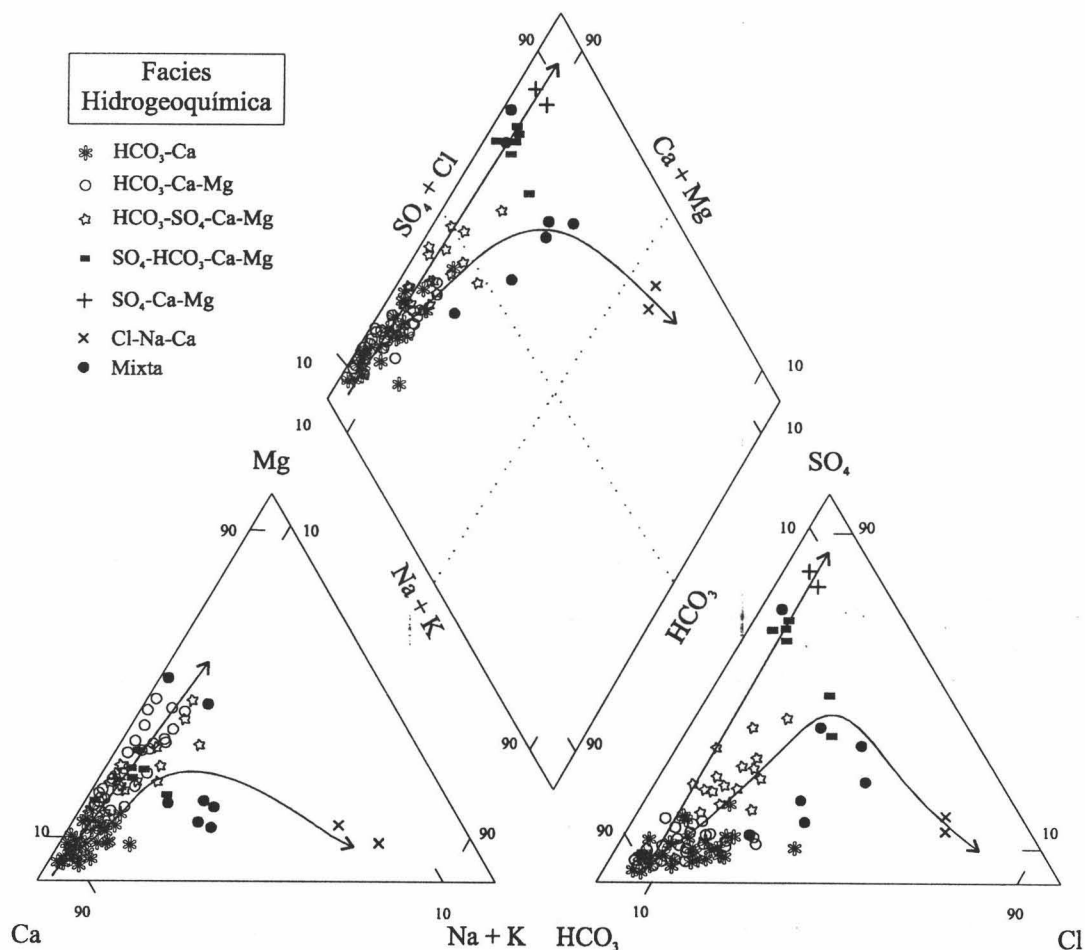
proceso hidrogeoquímico responsable de esta facies es la disolución preferente de calcita con tasas bastante mayores respecto a la de dolomita. Es frecuente encontrar estos escasos contenidos en magnesio en las aguas subterráneas recogidas en surgencias que drenan formaciones acuitardas (calizas nodulosas, calizas tableadas con sílex y calizas margosas) donde las dolomías son poco relevantes o inexistentes, como es el caso de los puntos números 35, 36, 37, 38, 42, 70, 110, etc. (Figura 72). Algunos puntos, aunque raros, corresponden a surgencias colgadas con flujos bastante cortos en el tiempo (punto número 69. Figura 72).

	Intervalos	300-400	400-500	500-600	600-700	700-900	1000-2500
	Nº de muestras	8	19	25	14	12	14
Ca	Rango	45-61	46-100	50-111	82-131	74-142	114-455
	Media	53	75	79	112	104	232
	CV	13	21	23	28	31	49
Mg	Rango	8-17	2-30	2-34	4-23	5-48	15-100
	Media	11	11	17	11	24	46
	CV	29	66	59	118	107	57
Na	Rango	1-3	2-9	2-20	4-19	9-41	5-255
	Media	2	3	7	9	22	52
	CV	22	44	65	144	144	433
K	Rango	0-0,7	0-1,4	0-10	0-2,8	0,1-1,5	0-51
	Media	0	0	1	1	1	6
	CV	131	126	265	-----	-----	-----
NO <sub>3</sub>	Rango	9-18	6-59	6-100	12-77	12-137	7-191
	Media	13	17	38	41	47	56
	CV	27	85	69	50	66	100
HCO <sub>3</sub>	Rango	153-214	175-320	183-366	244-374	221-351	183-351
	Media	187	252	269	323	294	276
	CV	10	15	17	29	32	29
Cl	Rango	5-9	5-14	7-27	9-36	18-69	11-479
	Media	7	9	13	18	36	98
	CV	13	26	43	51	47	111
SO <sub>4</sub>	Rango	7-42	4-63	11-100	12-110	41-155	244-1324
	Media	15	20	39	43	91	533
	CV	71	82	65	56	44	66
Sr	Rango	0,04-0,3	0,1-0,6	0,1-0,7	0,2-1,2	0,3-2,1	1,1-7,3
	Media	0,13	0,24	0,38	0,51	1,01	3,46
	CV	69	47	46	49	53	55
T <sup>a</sup> (°C)	Rango	11,8-15,6	11,4-17,1	11,9-18,1	12,4-18,2	13,7-18,3	13,8-19,3
	Media	14,1	14,8	15,4	15,0	16,0	16
	CV	8	13	10	24	24	23

**Tabla 13.-** Datos estadísticos básicos correspondientes a las aguas representativas de diversos intervalos de conductividad eléctrica definidos para el conjunto de puntos acuíferos muestreados en crecida. La conductividad eléctrica se expresa en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C, la temperatura en grados centígrados, las concentraciones iónicas en  $\text{mg}/\text{l}$ , el CV (coeficiente de variación) en porcentaje.

Existen también 25 muestras (27 % del total) de facies bicarbonatada cálcico magnésica, definida por el mayor porcentaje del ion bicarbonato en los aniones. Los

procesos hidrogeoquímicos responsables de esta facies, la segunda más frecuente en la zona de estudio, corresponden a la disolución de las calizas y dolomías que conforman los distintos niveles acuíferos presentes en el área de estudio. El enriquecimiento de las aguas de facies bicarbonatada cálcico magnésica en sulfatos produce un cambio progresivo de la misma hacia aguas bicarbonatada sulfatada cálcico magnésicas (16 muestras o 17 % del total) y sulfatada bicarbonatada cálcico magnésicas (6 muestras), asistiendo a un relevo del bicarbonato por el sulfato. Las facies hidrogeoquímicas sulfatadas y cloruradas son bastante pocas, 2 muestras están claramente sulfatadas cálcico magnésicas y 2 corresponden a aguas cloruradas sodico cálcicas. Esta tendencia evolutiva espacial, posiblemente encuentra su explicación en las masas de yesos y halita que se encuentran entre los materiales del Triás.



**Figura 70.-** Representación en diagrama de Piper de las aguas muestreadas en crecida.

Se definen, igual que en estiaje aunque con menos porcentaje, aguas de facies mixta (9 muestras equivalentes a 10 %) correspondiendo a contenidos poco relevantes en casi todos los mayoritarios. Cabe citar los casos de los puntos números: 10 de facies HCO<sub>3</sub>-Cl-Ca-Mg-Na; 52 de facies SO<sub>4</sub>-Cl-HCO<sub>3</sub>-Ca-Na; 75 con una facies HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub>-Ca-Na-Mg.

La existencia de un substrato triásico detrítico-evaporítico rico en yesos y en menor medida, en halita, influye indudablemente sobre la química general de las aguas drenadas por las distintas surgencias. Puesto que los materiales triásicos se encuentran

ocupando frecuentemente las áreas más deprimidas topográficamente, o subordinados estratigráfica y tectónicamente a otras formaciones de carácter kárstico carbonatado, las surgencias que más acusan su influencia suelen ser las de cota más baja, aunque hay excepciones. Así, muchas de estas surgencias, y, por supuesto, las que emergen de niveles acuíferos o acuitardos del propio Trías, suelen mostrar una facies hidrogeoquímica sulfatada cálcico magnésica o clorurada sódico cálcica dependiendo de que predomine el ion sulfato o cloruro, respectivamente.

### 2.2.1.2- Diagrama de Schoeller-Berkalof

Siguiendo el mismo procedimiento de representación que en el caso del muestreo en estiaje, se seleccionaron las muestras más representativas de distintos intervalos de conductividad eléctrica.

En la figura 71 se muestran los perfiles correspondientes a la composición química de las aguas recogidas en algunos puntos acuíferos de la zona de investigación. Destaca, en primer lugar, la disposición de las líneas gráficas en un orden ascendente desde contenidos iónicos muy bajos hasta otros considerablemente altos, es decir la variabilidad espacial de la hidroquímica de las aguas subterráneas de la región es muy grande. La muestra correspondiente a la mineralización mínima responde a una facies bicarbonatada cálcica, donde el calcio y el bicarbonato son los iones predominantes. Se trata de una surgencia colgada situada a una altitud bastante alta (Toledo nº 58 a cota 1020 m, Figura 72) que drena unas formaciones acuitardas de calizas con sílex.

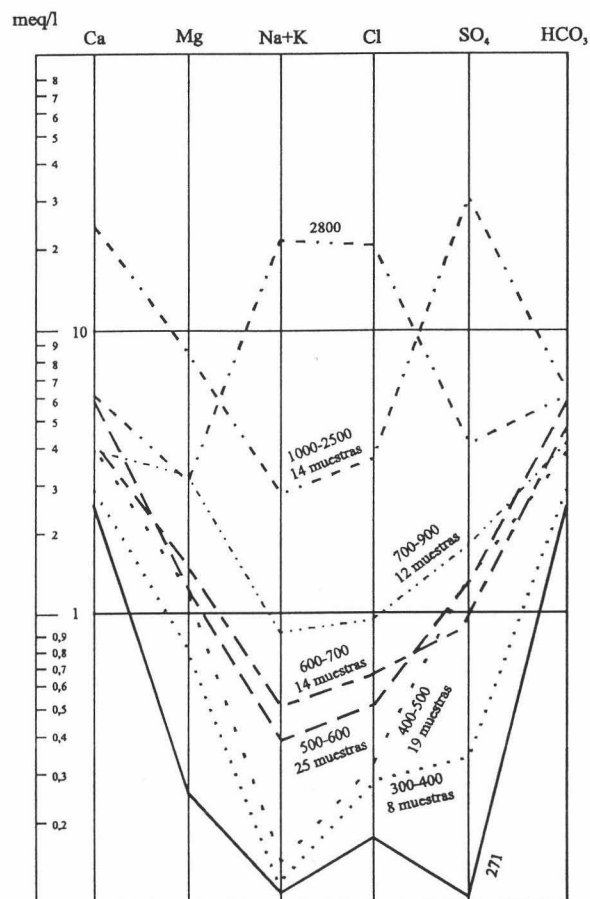
Las aguas subterráneas pertenecientes al intervalo 300-400 son de facies bicarbonatada cálcico magnésica, sin embargo las correspondientes a los intervalos de conductividad eléctrica de 300-500, 500-600 y 700-900 son de facies bicarbonatada sulfatada cálcico magnésica, mostrando un enriquecimiento relativo en sulfatos y un relevo progresivo del bicarbonato a favor de este último. El intervalo de conductividad eléctrica 600-700 está representado por aguas bicarbonatadas cálcicas. Se trata de manantiales de pequeño caudal que drenan formaciones poco permeables postliásicas (calizas margosas y margocalizas).

En el grupo de aguas subterráneas con máximos de conductividad eléctrica superiores a 1000 se pueden definir dos facies hidrogeoquímicas distintas. La primera es la sulfatada bicarbonatada cálcico magnésica en la que predominan los sulfatos y calcio (intervalo 1000-1500), la segunda corresponde a aguas cuya composición química esta determinada preferentemente por la alta concentración en cloruros y sodio; se trata de aguas de facies clorurada sódica (Tomaso nº 3 del inventario, Figura 72). Las muestras correspondientes a estas facies están situadas directamente en las formaciones geológicas triásicas, las cuales presentan frecuentes masas discontinuas de yesos y en ocasiones de halita, como ya se había indicado anteriormente.

### 2.2.1.3- Diagrama de Stiff

En la figura 72 represento los diagramas de *Stiff* más significativos correspondientes a algunos puntos acuíferos seleccionados del muestreo en época de aguas altas. Como en el caso de estiaje, el tamaño y morfología del diagrama depende no solo del tipo de la

formación geológica en donde se sitúa el punto acuífero, sino también de la situación respecto a la zona de recarga y de las dimensiones de la cuenca subterránea.



**Figura 71.-** Representación en diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de la composición química representativa para distintos intervalos de conductividad eléctrica. Muestreo en crecida.

Los diagramas de *Stiff* más pequeños corresponden a aguas de débil mineralización, en las cuales los iones predominantes son los bicarbonatos y el calcio (facies bicarbonatada cálcica). Se trata, por regla general, de aguas subterráneas que drenan formaciones acuitardas o en ocasiones manantiales de cota relativamente alta, con pequeñas superficies de alimentación y de cortos tiempos de contacto agua-roca. Los más grandes coinciden con afloramientos triásicos que suministran tanto sulfatos como cloruros a las aguas subterráneas que las drenan, dando lugar a facies sulfatada cálcica o clorurada sódica.

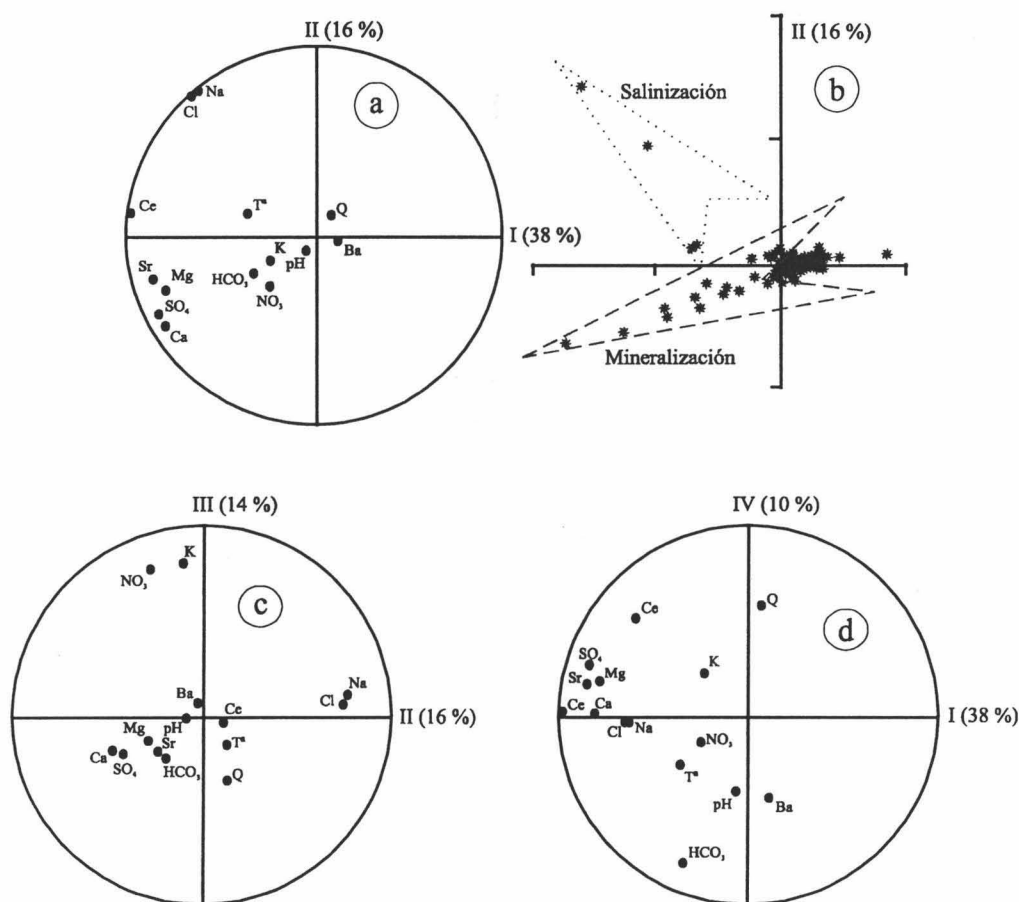
Los tamaños intermedios corresponden a aguas subterráneas en diferentes estados de evolución hidrogeoquímica espacial. Coinciden, en general, con surgencias de cota baja y con diversos sondeos, cuyas aguas han descrito largos recorridos desde el área de recarga y han alcanzado, dependiendo de factores litológicos, diferente identidad hidrogeoquímica. En este caso destacan las aguas de facies bicarbonatada cálcico-magnésica, con tendencias hacia la sulfatada cálcica y clorurada sódica pasando por la bicarbonatada sulfatada cálcico magnésica y sulfatada bicarbonatada cálcico magnésica.



### 2.2.2.- Análisis en componentes principales (ACP)

El ACP correspondiente a las muestras recogidas durante la época de aguas altas permite definir 4 factores, igual que en caso del estiaje, los cuales explican un 78 % de la varianza total. En el factor I (Figura 73 a) tienen bastante peso la conductividad eléctrica, sulfatos, estroncio, calcio y magnesio. En definitiva es un factor que explica el 38 % de la varianza total y corresponde a un factor de mineralización.

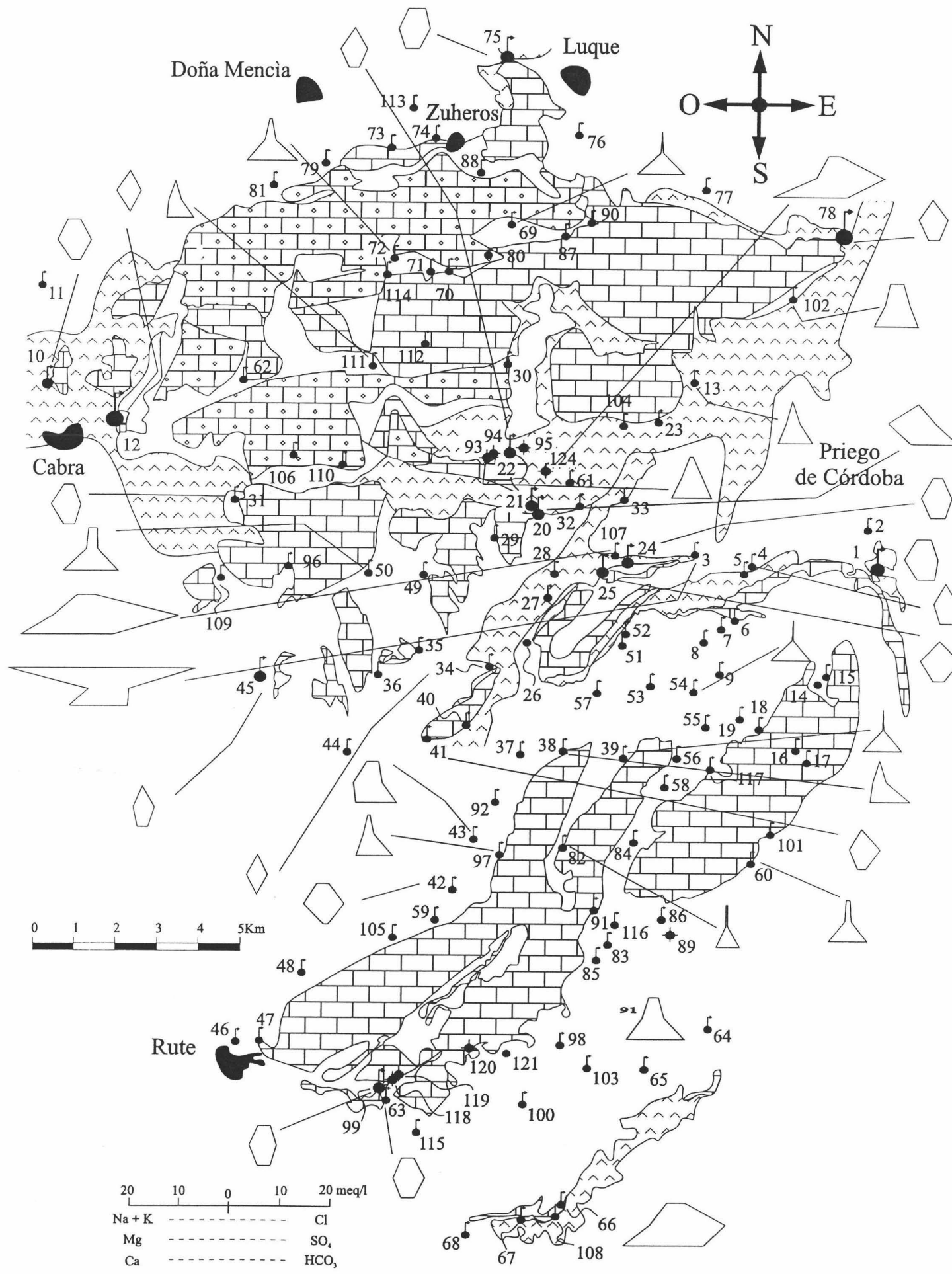
Sobre el factor II (16 %) pesan esencialmente las variables cloruro y sodio, que se independizan parcialmente del conjunto que conforma el factor I. Estos dos iones, al encontrarse muy cercanos entre sí en la representación gráfica binaria, tienen un origen similar.



**Figura 73.-** Proyección de variables fisicoquímicas en distintos planos (a, c, d) y de observaciones en el plano I-II (b), del ACP para el muestreo de crecida.

El nitrato y el ion potasio permiten definir el factor III, el cual explica el 14 % de la varianza total (Figura 73 c). Se trata, al no tener el ion nitrato un origen litológico o edáfico notable, de un aporte ajeno a los sistemas acuíferos, con toda probabilidad por contaminación agrícola, especialmente la ganadera o aguas residuales, puesto que las variables correlacionadas con el factor III muestran una independencia de los demás factores definidos.





### Leyenda

- Materiales de baja permeabilidad
- Calizas oolíticas
- Dolomías y calizas
- Trías
- Pozo
- Sondeo
- Manantial

**Figura 72.-** Diagramas de *Stiff* modificados para algunos puntos acuíferos seleccionados en el muestreo en crecida.

Al igual que ocurría en el estiaje, el ion bicarbonato muestra una independencia casi total respecto a los factores antes definidos, así, junto al caudal de las surgencias, el pH y el Ba, definí un cuarto factor que explica el 10 % de la varianza total (Figura 73 d). Esta aparente independencia frente a los demás variables puede hacer pensar en un origen diferente para el bicarbonato, es decir, que no procede de las mismas rocas. No ocurre así, puesto que los distintos procesos hidrogeoquímicos responsables de la puesta en solución de  $\text{HCO}_3$  son en este caso la dedolomitización y la disolución de las rocas calizas y dolomíticas como antes comenté para el muestreo en estiaje.

Respecto a las observaciones es de destacar que en la representación gráfica en el plano I-II (Figura 73 b) se aprecia una evolución espacial muy clara encaminada hacia una mineralización cada vez mayor consistente en altas concentraciones en calcio, magnesio, estroncio y sulfatos. Otras muestras indican un proceso de salinización, caracterizado por la disolución de masas de halita profundas y un contenido muy alto en cloruros y sodio. Sin embargo, el mayor número de observaciones corresponde a una mineralización media, al encontrarse la nube de puntos concentrada alrededor del origen de la representación gráfica.

### 2.2.3- Coeficientes de correlación

La tabla 14 muestra la matriz de correlación calculada para los distintos parámetros fisicoquímicos de las aguas subterráneas muestreadas durante la época de crecida (Marzo-Abril de 1996).

Se observa que los mayores coeficientes de correlación son los obtenidos entre la conductividad eléctrica y algunos de los iones mayoritarios del agua, y también entre algunos de ellos. Básicamente no hay diferencias apreciables respecto a los coeficientes de correlación calculados en estiaje.

Los coeficientes de correlación estimados entre el ion bicarbonato, la conductividad eléctrica (Figura 74 a) y los demás iones mayoritarios es muy baja, lo que sugiere, como se ha dicho (!! repetidas veces !!) anteriormente, la existencia de fenómenos hidrogeoquímicos que afectan de forma específica a este ion. Esa baja correlación lineal parecería indicar que el ion bicarbonato no tiene influencia sobre la conductividad eléctrica del agua, lo cual no es cierto. Si se representan ambos parámetros en escala bilogarítmica (Figura 74 b), la correlación aumenta considerablemente, evidenciando una relación potencial entre ambos, del tipo  $y = a * x^b$ . No obstante, este tipo de relación expresa un menos peso relativo de la concentración en  $\text{HCO}_3$  en la conductividad eléctrica total de las aguas, diluida por el efecto de otros iones de mayor conductividad específica.

Los contenidos en estroncio encontrados en las aguas de los puntos acuíferos muestreados siguen siendo relativamente altos en el muestreo de crecida. Se observa una buena correlación entre la concentración en éste parámetro y la de sulfatos (Figura 74 c), con un coeficiente de correlación de 0,9. Las variaciones en la concentración en estroncio se ven íntimamente ligadas a las del ion sulfato.

En la figura 74 d represento el calcio respecto al estroncio. Se observa, también una alta correlación entre ambos a nivel espacial. Sin embargo, las muestras con bajos contenidos en calcio se desvían un poco de la recta de regresión lineal. El enriquecimiento de las aguas en estroncio encuentra su explicación en la disolución de mineralizaciones de celestina que se encuentran, asociadas con yesos de las formaciones geológicas de edad triásica.

C.E	1																	
	C.E																	
Ca	0,8	1																
Mg	0,7	0,7	1															
Na	0,7	0,2	0,3	1														
K	0,2	0,1	0,1	0,1	1													
NO <sub>3</sub>	0,2	0,2	0,2	0,02	0,5	1												
HCO <sub>3</sub>	0,3	0,4	-0,2	0,07	-0,09	0,1	1											
Cl	0,7	0,2	0,3	0,99	0,09	0,01	0,07	1										
SO <sub>4</sub>	0,8	0,9	0,8	0,2	0,2	0,09	0,1	0,2	1									
Q	-0,06	-0,07	0,001	-0,02	-0,06	-0,2	-0,1	-0,01	-0,02	1								
T°	0,3	0,1	0,3	0,2	-0,03	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	1							

**Tabla 14.-** Matriz de correlación para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas en crecida.

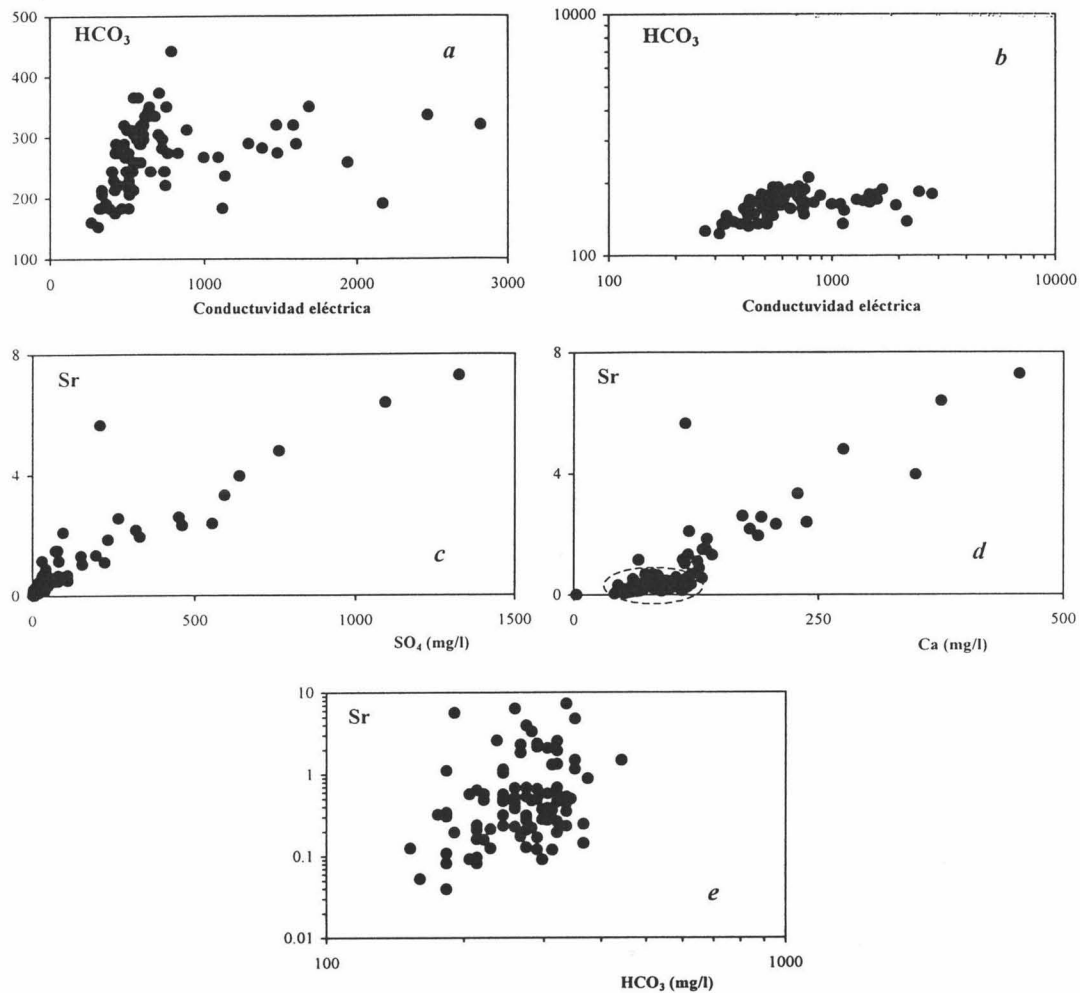
La representación gráfica a escala bilogarítmica entre los contenidos en bicarbonato y estroncio muestra una débil correlación lineal y, por consiguiente, la independencia de sus variaciones mutuas (Figura 74 e).

#### 2.2.4- Relaciones iónicas

La representación de los contenidos en sulfatos frente al total de calcio en escala bilogarítmica (Figura 75 a) muestra que, para los contenidos más altos en sulfatos el ajuste de los valores experimentales con la línea 1:1 es muy bueno, lo que indica que en estos puntos acuíferos la reacción más significativa es la disolución del yeso.

Para el resto de muestras, de menor mineralización total, la relación Ca:SO<sub>4</sub> es superior a 1, debido a aportes adicionales de calcio por disolución de rocas carbonatadas de los acuíferos.

En la figura 75 b muestro la relación iónica entre el ion bicarbonato y el calcio. La mayoría de las muestras se sitúa por debajo de la recta correspondiente a la relación 1:1. Este defecto de calcio revela que el bicarbonato no puede provenir sólo de la disolución de calcita sino que hay que pensar en otra fuente. Para ello represento en la figura 75 c la concentración de bicarbonatos frente a la suma de calcio y magnesio. En esta ocasión el ajuste de la nube de puntos es muy bueno para un gran número de muestras, lo cual indica que la disolución de dolomita también contribuye a incrementar el contenido en bicarbonatos de las aguas subterráneas del área de estudio. Se vuelve a observar que algunas muestras presentan contenidos menores en bicarbonatos a favor de altas concentraciones en calcio y magnesio, lo cual puede estar relacionado con procesos de dedolomitización.



**Figura 74.-** Diagramas de dispersión entre diversos parámetros fisicoquímicos en el muestreo de aguas altas. Valores iónicos en mg/l; valores de conductividad eléctrica en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

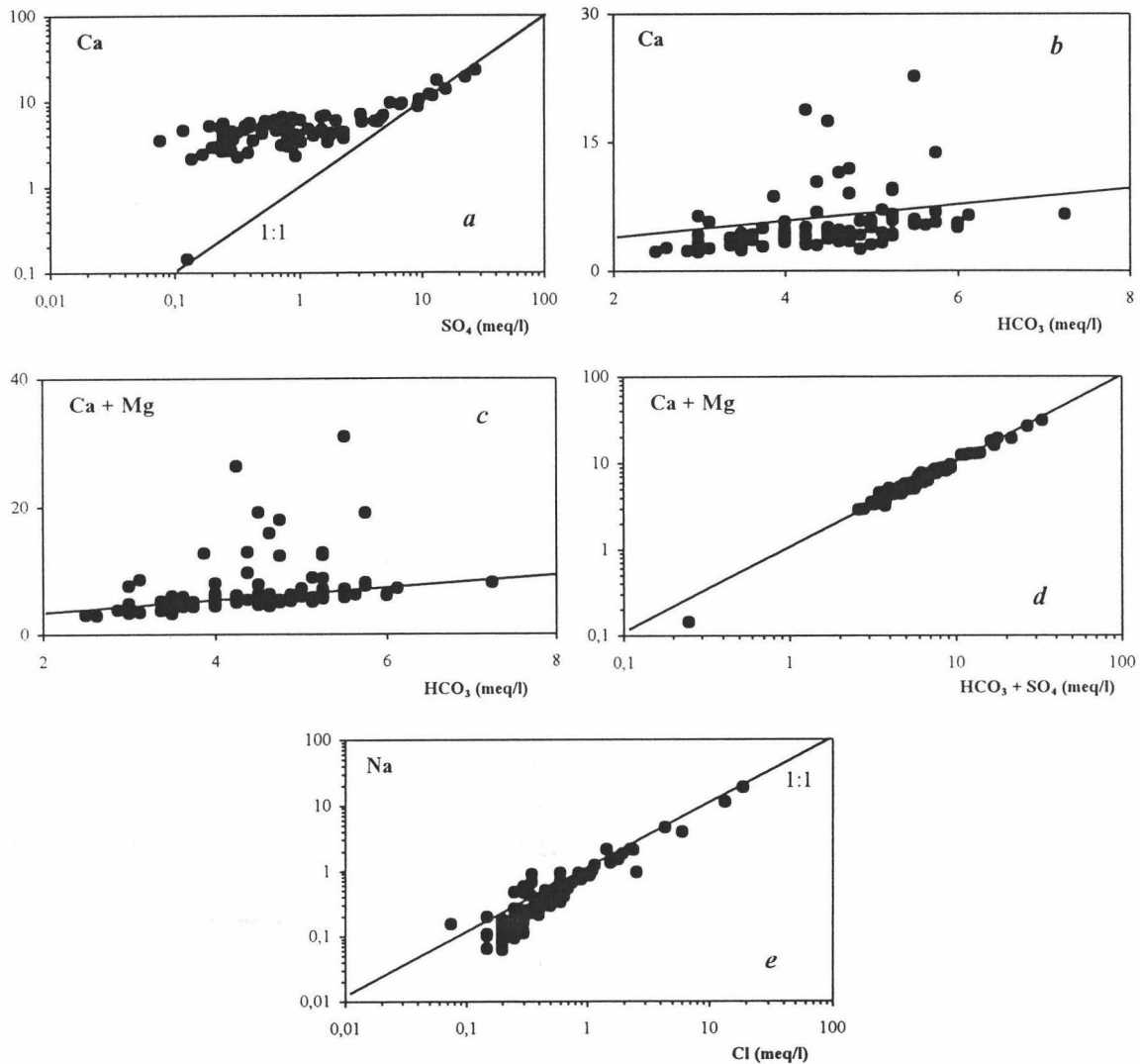
El ajuste del conjunto de las muestras analizadas con la línea representativa de la relación iónica 1:1 entre  $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$  y  $\text{Ca} + \text{Mg}$  (Figura 75 d) muestra que los procesos hidrogeoquímicos responsables de la identidad hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del área de investigación implican varias reacciones químicas que ponen en juego calcita, dolomita y yeso.

En la figura 75 e represento la relación iónica entre cloruros y sodio. Gran parte de las muestras se ajustan bien con la recta 1:1, sin embargo, las de débil mineralización se sitúan por debajo de esa línea. Este defecto de sodio respecto a cloruros sugiere fenómenos de intercambio iónico que afectan al sodio. El exceso del ion sodio también debe de estar en relación con estos fenómenos.

### 2.2.5- Procesos hidrogeoquímicos más destacados

En la figura 76 muestro la relación entre los contenidos en sulfatos frente al calcio, magnesio y bicarbonatos. Se observa que el calcio y magnesio disueltos se incrementan a

medida que aumenta la concentración total en sulfatos; sin embargo, los bicarbonatos registran una ligera disminución. Las aguas con pequeñas concentraciones en sulfatos no muestran estas tendencias, lo que refleja que en los puntos acuíferos correspondientes, los procesos hidrogeoquímicos más influyentes son los de disolución de calcita y/o dolomita responsables de la facies bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésica.



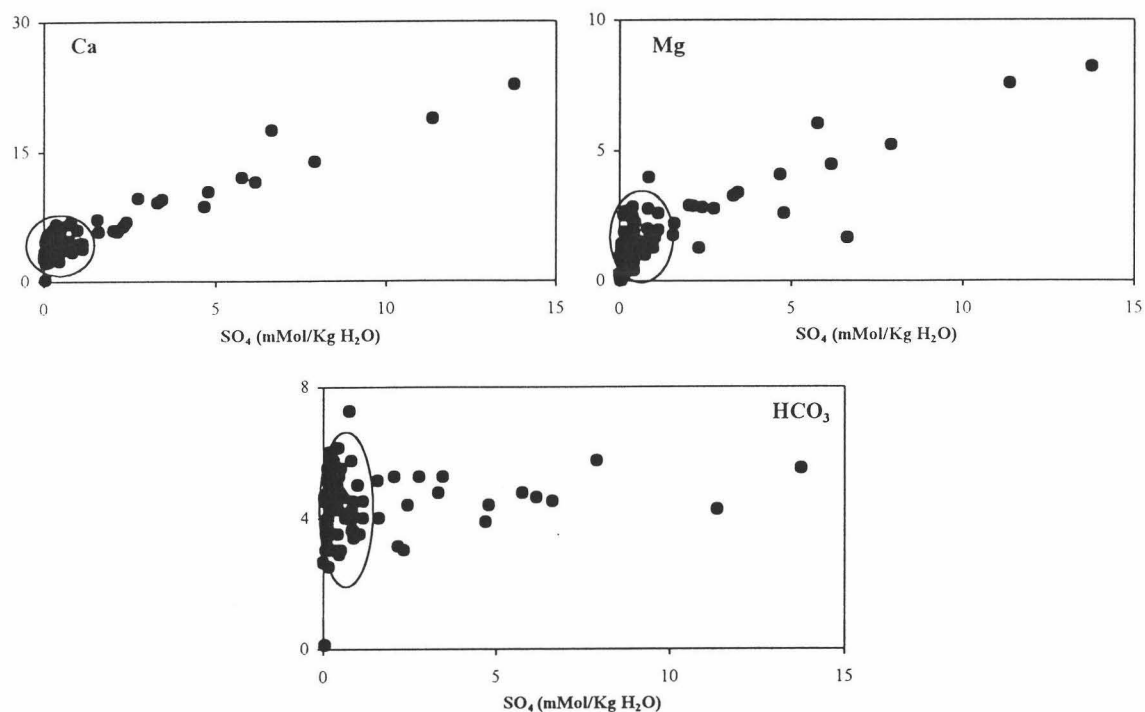
**Figura 75.-** Representación de las relaciones mutuas entre las concentraciones (meq/l) en diversos iones y grupos de iones más significativos, con indicación de la relación 1:1. Muestreo en crecida.

La composición química del subgrupo de aguas cálcicas depende fundamentalmente de la disolución de calcita. El incremento de los contenidos en magnesio en las muestras correspondientes al subgrupo de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas es en parte resultado de la mayor tasa de disolución de dolomita, debido a tiempos más largos de tránsito y mayor tiempo de contacto agua-roca.

Otro fenómeno hidrogeoquímico que vuelve a ponerse de manifiesto en la crecida, de importancia esencial para comprender la hidroquímica del área de estudio, es la dedolomitización. La disolución del yeso del substrato detrítico-evaporítico triásico



provoca la disolución de dolomita de la roca acuífera y una tendencia hacia la precipitación de calcita. El incremento de la concentración del calcio de las aguas subterráneas, por disolución del yeso, provoca la precipitación de la calcita; al precipitar ésta, la concentración en carbonatos y bicarbonatos del agua disminuye, lo que da lugar a la disolución de la dolomita y al aumento del contenido en magnesio del agua.



**Figura 76.-** Diagramas de dispersión entre contenidos en sulfatos y los contenidos (en meq/l) de calcio, magnesio y bicarbonato para las aguas muestreadas en crecida. Se resaltan las muestras pobres en sulfatos, donde no se observan tendencias definidas según aumenta el contenido en sulfatos.

Los cloruros y sodio tienen su origen en la disolución a partir de masas más o menos voluminosas de halita que se encuentran dispersas en el mismo substrato triásico. El relativo enriquecimiento, que a veces se observa en sodio puede ser debido a fenómenos de intercambio iónico con el calcio y/o magnesio. Lo mismo se puede decir para defectos de sodio frente al ion cloruro.

### 2.3- Diferencias más destacadas en la hidrogeoquímica de estiaje y crecida

La caracterización hidrogeoquímica general de los acuíferos kárstico-carbonatados de la zona de estudio no muestra grandes diferencias entre las épocas de estiaje y crecida. Las facies hidroquímicas encontradas son las mismas, con un predominio claro de la facies bicarbonatada cálcica y de la bicarbonatada cálcico magnésica respecto a las demás. No se aprecian tampoco grandes diferencias de porcentajes (sobre el total de puntos acuíferos muestreados) de facies hidrogeoquímica, salvo en el caso de la facies mixta, la cual esta mejor representada en estiaje (25 %, frente al 10 % en crecida), debido seguramente a largos tiempos de contacto agua-roca, especialmente en las partes más bajas de los acuíferos en donde se encuentran los materiales evaporíticos de yeso y halita.



En general, los valores de conductividad eléctrica de los mismos puntos acuíferos muestreados en estiaje y crecida son bastante parecidos, lo cual implica una cierta homogeneidad hidroquímica temporal de los acuíferos kárstico-carbonatados del sur de Córdoba, al igual que demuestran Antigüedad y Sancho (1988) para los acuíferos carbonatados del País Vasco. Sin embargo, en algunos casos existen incrementos en los valores de conductividad eléctrica, relacionados con la existencia de un flujo tipo pistón o con una disolución preferente de materiales evaporíticos poco profundos.

Los fenómenos de dilución son bastante raros, ya que no se han registrado grandes disminuciones en los valores de conductividad eléctrica. El caso más significativo y atípico es sin duda el del manantial Melilla (nº 33 del inventario, Figura 61), cuya conductividad eléctrica pasa de 2700  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en estiaje a tan solo 323  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en crecida. Se trata de una pequeña surgencia que drena materiales arcillosos triásicos con abundantes yesos, cuyo caudal en estiaje fue muy bajo (0,07 l/s), mientras que en crecida superó los 7 l/s. La disminución del valor de conductividad eléctrica es explicable por la disminución de las concentraciones de todos los elementos químicos mayoritarios, incluido el estroncio (ver composiciones químicas en Anexo2), resultado de una renovación importante de las aguas del acuífero y fruto de una dilución espectacular de las mismas. La facies hidrogeoquímica del manantial Melilla pasa de ser claramente sulfatada cálcica en estiaje a bicarbonatada cálcico magnésica en crecida.

### 3- CLASIFICACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LOS PUNTOS ACUÍFEROS

La caracterización hidrogeoquímica general de las aguas subterráneas de los puntos acuíferos del área estudiada revela la existencia de 7 tipos distintos de facies hidrogeoquímica. Esta variabilidad espacial depende de varios factores relacionados entre sí y de difícil identificación. Sin embargo a la luz de lo expuesto anteriormente se puede hacer algunas consideraciones respecto a la tipología de los manantiales del área.

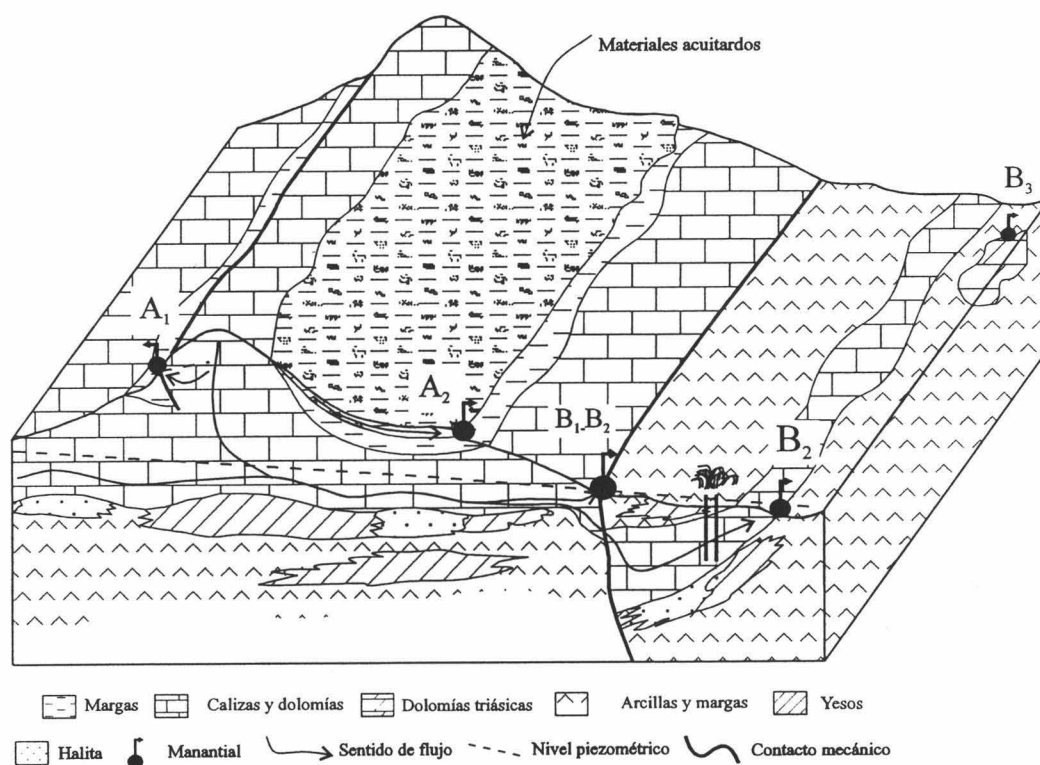
El punto de partida puede ser la facies hidrogeoquímica del agua, puesto que es el resultado de las interacciones de los distintos factores que condicionan el medio hidrológico subterráneo (Custodio, 1986). Siguiendo éste criterio, y teniendo en cuenta los tiempos de contacto agua-roca y la litología de las distintas formaciones hidrogeológicas, se puede establecer una clasificación sistemática de los puntos acuíferos muestreados en la zona de estudio.

En la figura 77 presento de forma esquemática los distintos manantiales identificados en la zona de estudio, junto con los diferentes factores determinantes de la facies hidrogeoquímica del agua subterránea correspondiente.

Un primer grupo (A) está constituido por aguas bicarbonatadas cálcicas. A excepción de la parte sur de la zona de estudio, estos manantiales se suelen encontrar a cotas superiores a los 800 m. Un aspecto más común entre ellos, es que constituyen un sistema de drenaje de cuencas subterráneas con superficies reducidas y con flujos locales (caudales, en general, inferiores a 1 l/s). Sin embargo, existen grandes diferencias hidrogeoquímicas entre todos estos puntos, lo que induce a desglosarlos en dos subgrupos:

A<sub>1</sub>- Corresponde a manantiales que drenan formaciones acuíferas de gran interés (calizas oolíticas, calizas y dolomías del Lías inferior y medio), pero en las que el rápido tránsito del agua a través de las débiles zonas no saturadas le impide alcanzar altos contenidos en magnesio y son de baja mineralización total. Se trata de manantiales epikársticos o colgados a favor de niveles de baja permeabilidad o por la estructura tectónica. Suelen secarse en periodos muy secos.

A<sub>2</sub>- Está constituido por surgencias que drenan formaciones hidrogeológicas poco permeables, postliásicas, como calizas nodulosas, calizas con sílex, calizas tableadas y calizas margosas, las cuales constituyen acuitardos y muestran escasos contenidos en dolomita. En éste caso, la mineralización total es relativamente más alta que en el anterior, pero las concentraciones en magnesio siguen siendo débiles.



**Figura 77.-** Esquema ilustrativo de la tipología de manantiales y factores que condicionan su hidrogeoquímica en el área de investigación.

Las aguas más mineralizadas (grupo B) corresponden a los puntos acuíferos más bajos de todo el área de estudio (altitud del orden de 500-600 m). Se distinguen dentro de este grupo los subtipos siguientes:

B<sub>1</sub>- Manantiales que drenan los grandes acuíferos kársticos de la región con flujos preferentemente regionales, donde las aguas subterráneas presentan largos recorridos desde la zona de recarga y, por consiguiente, mayores tiempos de contacto agua-roca. Así, el agua suele alcanzar altos grados de saturación en minerales carbonatados. Estas surgencias se ubican, por regla general, en el contacto de las formaciones calizo-dolomíticas permeables con las arcillas y margas triásicas ricas en yesos (en ocasiones halita) que inducen a procesos hidrogeoquímicos de gran transcendencia. Suelen

mostrar facies mayoritariamente  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  y  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ . La facies  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  está también presentada, aunque es bastante menos frecuente que los anteriores.

B<sub>2</sub>- Comparten las mismas características hidrogeológicas que B<sub>1</sub>, pero en estos manantiales la influencia de las evaporitas triásica es manifiesta, imponiendo la evolución hidrogeoquímica de las aguas en varios sentidos. El caso más extremo es el cambio de la facies hidrogeoquímica del agua hacia aguas claramente sulfatadas cálcicas o incluso cloruradas sódicas.

B<sub>3</sub>- Surgencias de escaso caudal y acuíferos asociados de poco interés hidrogeológico, que drenan afloramientos pequeños y discontinuos de dolomías y carnioles triásicas. Suelen mostrar facies  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  o mixta.

En definitiva, en la zona de estudio es posible establecer una serie de criterios geológicos e hidrogeológicos para clasificar los distintos puntos acuíferos presentes. Así, se pueden enumerar los siguientes: Cota del punto; dimensiones de la zona de recarga y espesor de la zona no saturada; formaciones geológicas que atraviesa el flujo antes de alcanzar el manantial, su litología (caliza puras, dolomías, yesos, halita, celestina, etc.) y sus características hidrogeológicas (acuíferos o acuitardos) e hidrodinámicas (permeabilidad y transmisividad); presencia circunstancial de formaciones geológicas poco permeables intercaladas, las cuales juegan el papel de substrato o de barrera hidrogeológica al flujo subterráneo.

#### 4- NOTA ACERCA DE LOS CONTENIDOS EN NITRATOS

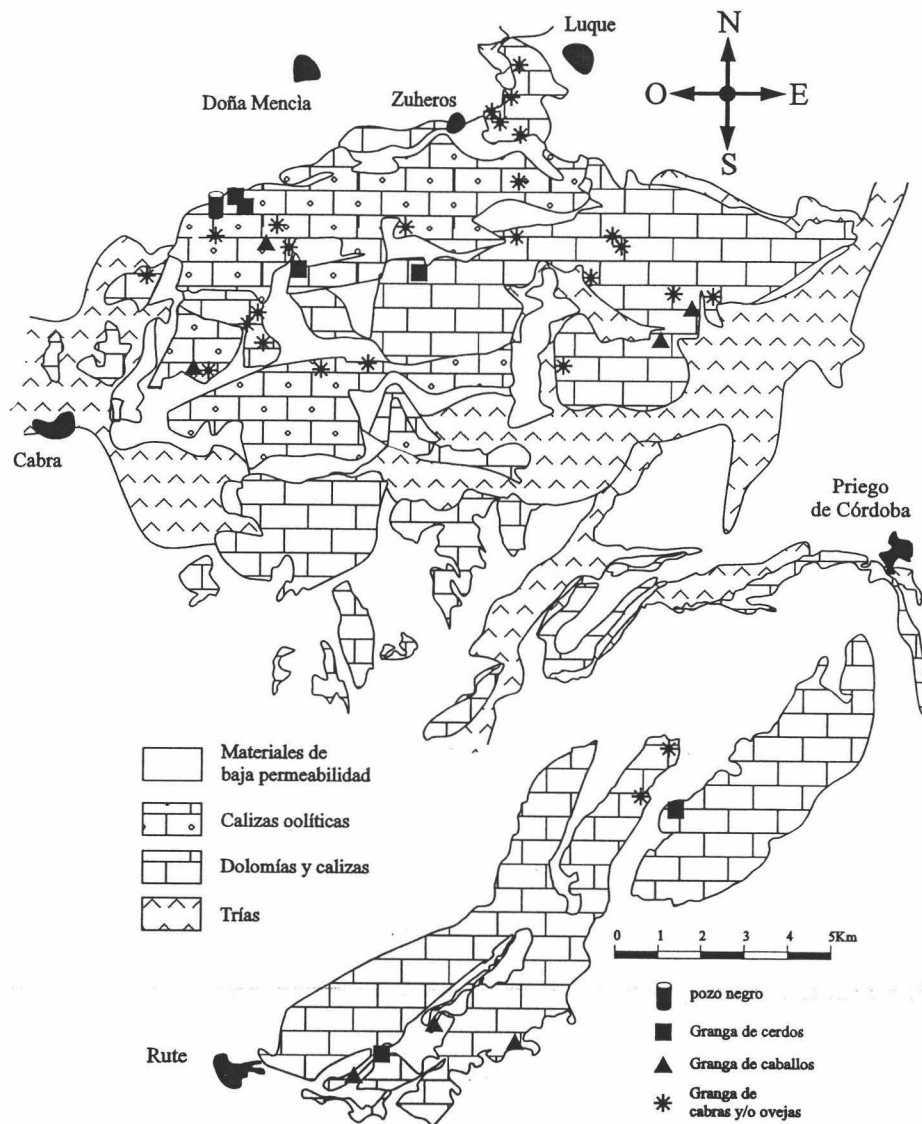
En general, en ausencia de procesos de contaminación de importancia, las concentraciones en nitratos de las aguas subterráneas suelen ser bastante bajas, al no soler tener éstos un origen litológico o edáfico conocido. En el área de estudio, sin embargo, los contenidos en el ion nitrato son relativamente altos en muchas de las muestras, indicando la existencia de procesos de contaminación. En la tabla 15 muestro algunos datos de las concentraciones de nitratos encontradas en las aguas recogidas en estiaje y crecida.

En ambos periodos se detectan concentraciones relativamente altas en nitratos, correspondiendo el 35 % (estiaje) y el 22 % (crecida) del total de muestras a aguas con contenidos que superan el límite de potabilidad (50 mg/l), lo cual indica la existencia de procesos de contaminación.

En aguas altas, la mayoría de las muestras presenta contenidos inferiores a 20 mg/l (48 %) ello, en parte es debido a que se ha muestreado un número mayor de surgencias situadas a cotas altas, con menos focos potenciales de contaminación en su área de recarga, que en el muestreo realizado en época de estiaje. También hay que tener en cuenta el efecto de dilución que supone la intensa recarga de los acuíferos sobre las concentraciones de los nitratos.

Para ilustrar sobre las causas de los procesos de contaminación por nitratos de las aguas de la zona de estudio, procedí a la realización de un inventario general de los focos

potenciales de contaminación situados por encima de las formaciones acuíferas estudiadas. En el mapa de la figura 78 muestro la situación y la tipología de los distintos focos encontrados.



**Figura 78.-** Situación de los focos potenciales de contaminación inventariados en las zonas de recarga de los acuíferos kársticos de la zona de estudio

En definitiva, se han inventariado un total de 40 focos potenciales de contaminación (Figura 78), correspondiendo la mayoría (26 focos) de ellos a granjas de cabras y/o ovejas; 7 son granjas de caballos; 6 de cerdos y un pozo negro. Las granjas de caballos y cerdos se pueden considerar como focos potenciales concentrados ya que se encuentran muy localizados en el espacio y el ganado se encuentra encerrado en los establos, sin embargo las granjas de cabras y ovejas deben de corresponder a una contaminación extensiva, debido a que el ganado, especialmente las ovejas, tienen un régimen de vida expansivo a través de las superficies calcáreas de los acuíferos. Se observa también que la mayoría de asentamientos de granjas está situada por encima del acuífero Cabra-Alcaide, debido a su topografía suavizada y a su superficie subhorizontal, las cuales facilitan el acceso y el asentamiento.

Intervalos de concentración	Estiaje		Crecida	
	número de muestras	% del total de muestras	número de muestras	% del total de muestras
00-10 mg/l	3	6	14	15
10-20 mg/l	7	13	30	33
20-30 mg/l	13	25	11	12
30-40 mg/l	6	11	9	10
40-50 mg/l	5	10	7	8
50-60 mg/l	4	8	3	3
60-70 mg/l	5	10	5	5
70-80 mg/l	2	4	6	7
80-90 mg/l	1	2	0	0
>100 mg/l	6	11	6	7

**Tabla 15.-** Concentraciones de nitratos de las aguas recogidas en estiaje y crecida. Se indican los porcentajes para intervalos de concentración de nitratos creciente respecto al total de muestras.

## Capítulo V

### V- HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA ACUÍFERO CABRA- ALCAIDE



## **Capítulo V**

### **V- HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA ACUÍFERO CABRA-ALCAIDE**

#### **1.- INTRODUCCIÓN**

En los acuíferos kársticos, las variaciones temporales del quimismo de las surgencias han sido a menudo relacionadas con las características físicas y de permeabilidad del conjunto de los materiales carbonatados, lo cual ha conducido a emplearlas como criterio para diferenciar distintos tipos de comportamientos hidrodinámicos de los sistemas kársticos drenados. Así, Garrels y Christ (1965) definen dos mecanismos de flujo (difuso y en conducto) y concluyen que la variación de la dureza es un buen criterio para diferenciar entre los dos tipos de funcionamiento hidrodinámico. Shuster y White (1971 y 1972) apuntan en el mismo sentido y consideran que el coeficiente de variación de la dureza de las aguas de los manantiales es una herramienta de gran utilidad en la interpretación de la estructura y del comportamiento hidrodinámico de los acuíferos kársticos. Al igual que en este último caso, Ternan (1972) concluye que la composición química de las aguas subterráneas de los manantiales de Yorkshire (Inglaterra) depende de las características físicas de los sistemas que los alimentan. Jacobson y Langmuir (1974) utilizan otros criterios, como el tipo de recarga, la conductividad eléctrica y el coeficiente de variación de la descarga, y proponen 4 tipos de mecanismos de flujo en los karsts. Tanto Ede (1972) como Cowell y Ford (1983) relacionan las grandes variaciones temporales de temperatura de las aguas subterráneas con un flujo de tipo en conducto, mientras que las pequeñas fluctuaciones son indicativas de un sistema kárstico difuso. Atkinson (1977) establece una clasificación formal de los acuíferos kársticos en los dos modelos ya apuntados por la mayoría de los autores arriba citados; estos modelos conceptuales han sido ampliamente utilizados en la literatura científica.

La consideración de uno o unos pocos parámetros fisicoquímicos aislados puede conducir a errores en la interpretación hidrodinámica de la cuenca kárstica vertiente al manantial. Así, a medida que se han ido conociendo las peculiaridades de un gran número de acuíferos kársticos-carbonatados, se ha ido poniendo de manifiesto que la interpretación no es sencilla, de manera que, a menudo es necesario tener en cuenta todos los aspectos hidrodinámicos, litológicos, geométricos e hidrogeoquímicos posibles.

Como indican Marjolet y Salado (1975), las características fisicoquímicas de las aguas subterráneas de los sistemas hidrogeológicos kársticos están determinadas por la litología de los medios rocosos que éstas van atravesando, los procesos fisicoquímicos que predominan en estos medios, el tiempo de permanencia del agua y las diversas condiciones o modalidades de circulación que coexisten en los acuíferos. En el año 1977, Bakalowicz demuestra que el coeficiente de variación de los componentes químicos de las aguas kársticas, cuando la distribución es multimodal, no permite definir con claridad la estructura del acuífero kárstico. Por otra parte, Scanlon y Thrailkill (1987) rechazan los criterios de clasificación establecidos por los autores anteriores y demuestran que la variabilidad hidrogeoquímica de las surgencias no permite, en el

caso del acuífero kárstico de Inner Bluegrass (Kentucky), distinguir las características estructurales de los acuíferos que los alimentan. Recientemente, Raeisi y Karami (1996) sugieren determinar todos los factores que condicionan la hidroquímica del agua de los manantiales, incluyendo factores externos al sistema kárstico -como son tipo de recarga (puntual o difusa), tipo y espesor del suelo, etc.- e internos (mecanismo de flujo, litología y dimensiones de los sistemas acuíferos, etc.).

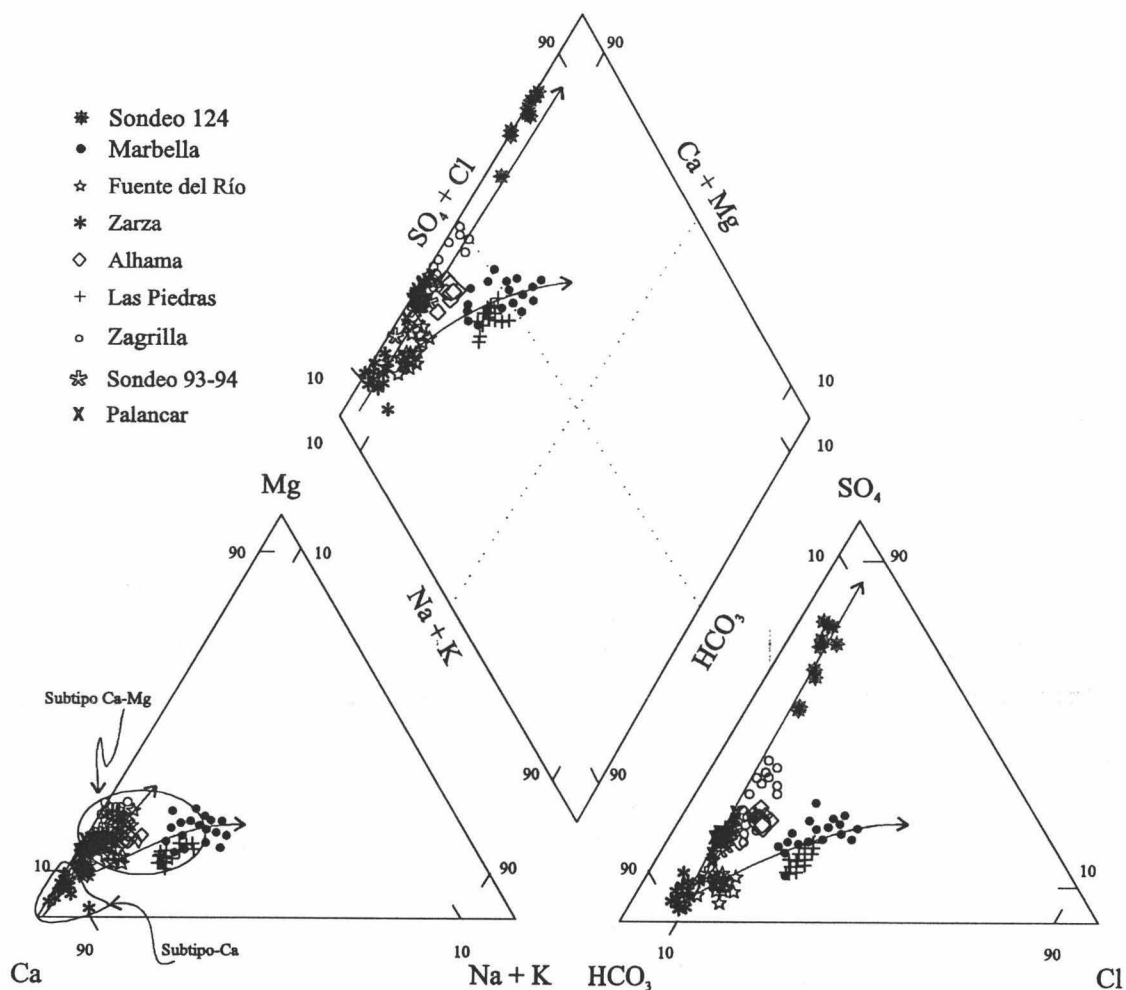
En este capítulo se lleva a cabo la caracterización fisicoquímica a nivel espacial y temporal y los procesos hidrogeoquímicos que se detectan en las principales surgencias kársticas y en algunos pozos del acuífero Cabra-Alcaide. Las surgencias están situadas a diferentes cotas, drenan aguas con desigual tiempo de recorrido desde la zona de recarga, presentan notables divergencias en su descarga y sus cuencas de alimentación están afectadas en mayor o menor grado por la existencia de un substrato evaporítico (quizás el aspecto más original y destacado de este sistema). De forma similar, en los capítulos siguientes se abordan los aspectos hidrogeoquímicos más interesantes del resto de los acuíferos de la zona de estudio, tratando los temas siempre desde la perspectiva apuntada en esta introducción.

## **2- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS Y TENDENCIAS EVOLUTIVAS ESPACIALES A ESCALA GLOBAL**

En el diagrama triangular de Piper, los resultados de un análisis de aguas están representados con un simple punto, cuya posición está determinada por la composición química relativa en cationes y aniones. Así, se pueden establecer comparaciones entre varios análisis correspondientes a aguas de un mismo punto acuífero, recogidas en distintas situaciones hidrogeológicas, o de distintos puntos acuíferos muestreados en las mismas condiciones hidrogeológicas. Además, esta ingeniosa construcción permite detectar las posibles tendencias evolutivas espacio-temporales que puedan presentar las aguas subterráneas de un sistema hidrogeológico, o incluso fenómenos de mezcla entre diferentes tipos de aguas.

La representación en el diagrama de Piper (Figura 79) de los datos analíticos de las aguas subterráneas recogidas en los diferentes manantiales y sondeos que conforman la red de control hidrogeoquímico del sistema acuífero Cabra-Alcaide permite observar la existencia de distintos tipos de facies hidrogeoquímicas. A pesar de sus dimensiones relativamente reducidas, la unidad acuífera de Cabra-Alcaide presenta una gran variabilidad de las características geoquímicas de las aguas subterráneas de sus surgencias. En general, he identificado dos grandes grupos de facies hidroquímicas. El primer grupo corresponde a aguas bicarbonatadas cálcico magnésicas. A este grupo podemos asignar las aguas de las surgencias de Zarza, Fuente del Río, Piedras, Alhama y Zagrilla y las de los sondeos surgentes números 93 - 94. Las aguas del manantial de Marbella presentan un cambio en el tiempo de facies hidroquímica, desde bicarbonatada cálcico magnésica a sulfatada cálcica, junto con una tendencia hacia un enriquecimiento en iones cloruro y sodio (Figura 79). Las aguas subterráneas del sondeo surgente 124 son claramente sulfatadas cálcicas. Esta captación se ubica en el valle del río Palancar, donde atravesó una serie muy potente de margas y yesos de facies Keuper (70 m) antes de cortar las calizas oolíticas del Dogger de la unidad Cabra-Alcaide.

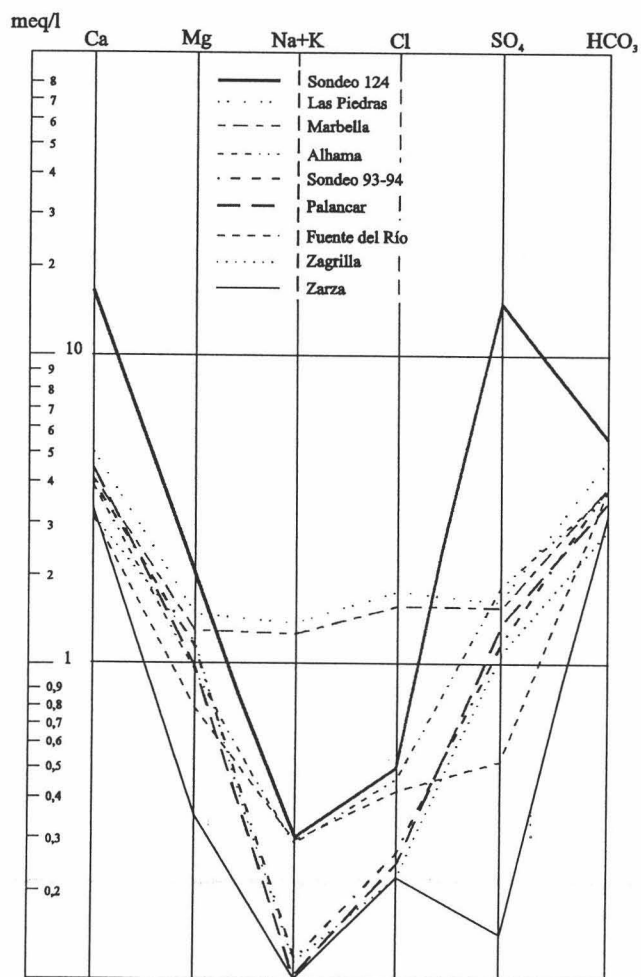
Según la clasificación utilizada por Hendrickson y Krieger (1964), también adoptada por Scanlon (1989), podemos distinguir dos subtipos dentro de las aguas bicarbonatadas cálcico magnésicas del acuífero Cabra-Alcaide, atendiendo al valor que puede tomar la razón Ca/Mg: valores de Ca/Mg inferiores a 6 definen el subtipo de aguas cálcico-magnésicas (Ca-Mg); ratios mayores establecen el subtipo cálcico (subtipo Ca), dentro del cual podemos incluir las aguas de Zarza (Ca/Mg = 12,5), cuyos puntos de representación gráfica se sitúan muy cerca del origen inferior izquierdo del triángulo de cationes del diagrama de Piper (Figura 79). Las aguas de los demás manantiales pertenecen al subtipo Ca-Mg, con valores de la razón Ca/Mg comprendidos entre 3 y 5 (Tabla 17).



**Figura 79.-** Representación en diagrama de Piper de las aguas muestreadas en los distintos manantiales del acuífero Cabra-Alcaide. Las flechas resaltan las evoluciones y tendencias del quimismo del agua a nivel espacial y temporal.

Así, en el sistema hidrogeológico kárstico Cabra-Alcaide se observa una evolución geoquímica espacial muy marcada de las aguas, pasando de una facies propia de sistemas acuíferos carbonatados (HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg de Zarza y Fuente del Río) a una facies sulfatada-cálcica por enriquecimiento en el ion sulfato, como consecuencia de la disolución del yeso que se encuentra en el substrato triásico (sondeo surgente número 124 y Zagrilla). En las surgencias de Piedras y Marbella, además de un enriquecimiento

en sulfatos, se observa un incremento en cloruros, indicando la existencia de halita en sus cuencas de alimentación. Cabe destacar el caso de la surgencia de Zagrilla, cuyas aguas presentan una evolución temporal espectacular, ya que el sulfato pasa de representar del 20 al 40 % de la carga salina sobre el total aniónico. En el manantial de Marbella la evolución temporal traduce una dilución importante de sus aguas, pues los contenidos en cloruros disminuyen considerablemente con el tiempo.



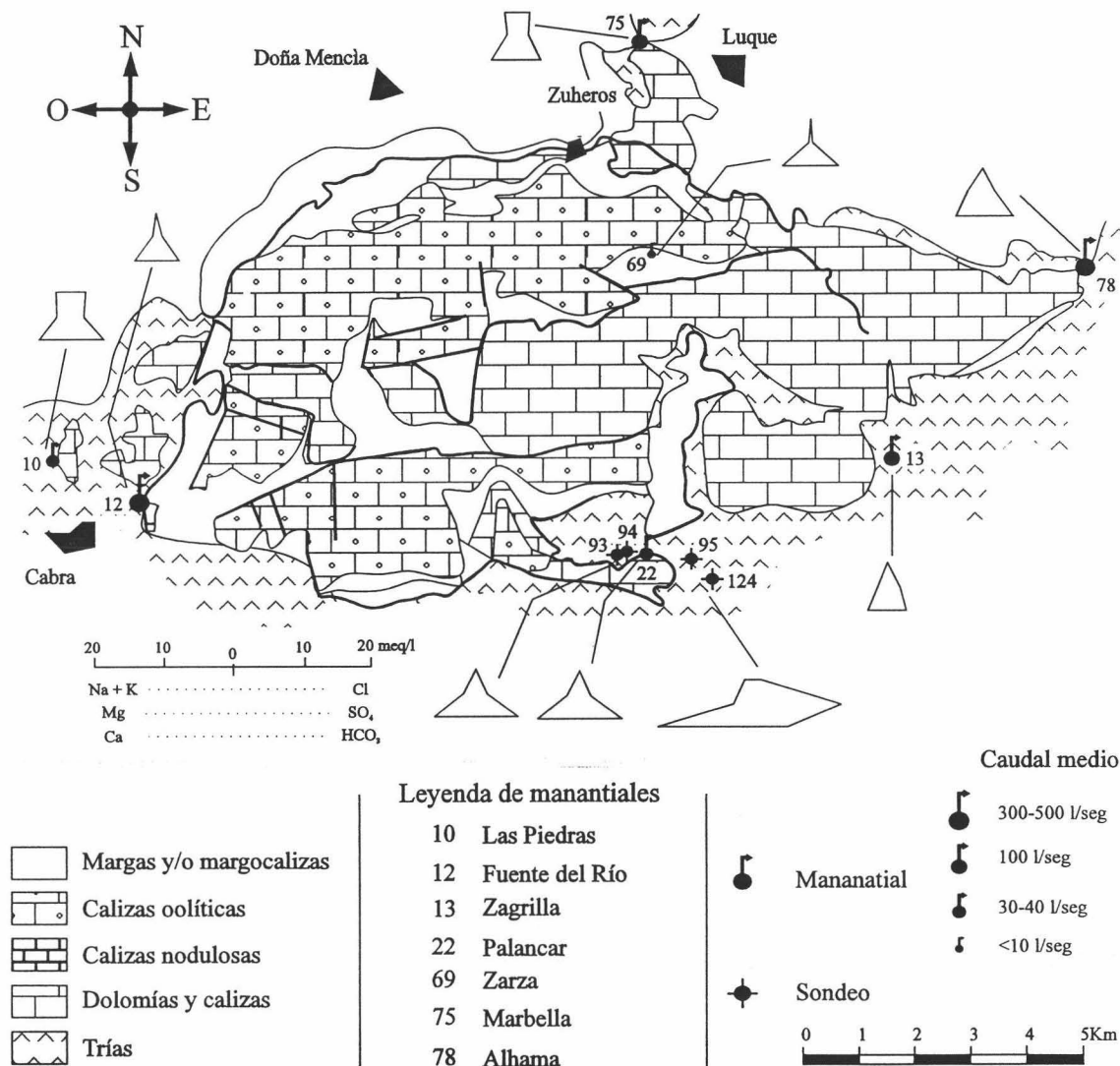
**Figura 80.-** Representación en diagrama de *Shcoeller-Berkaloff* de la composición media de las aguas muestreadas en los principales puntos acuíferos del acuífero Cabra-Alcaide.

En la figura 80 muestro la representación gráfica de la composición química media de los distintos puntos acuíferos en el diagrama de Schoeller-Berkaloff. Se observa que la mineralización máxima corresponde a las aguas del sondeo surgente número 124, el cual capta un sector cautivo del acuífero carbonatado situado bajo las formaciones triásicas poco permeables que han cabalgado a la unidad de Cabra-Alcaide.

Las aguas del manantial de la Zarza presentan la mineralización más baja, con contenidos iónicos determinados casi exclusivamente por el ion bicarbonato y calcio. El resto de las aguas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas y muestran una evolución espacial caracterizada por un enriquecimiento relativo en magnesio, dependiendo del tiempo de contacto agua-roca, así como por un incremento paralelo en sulfatos por la

disolución de los yesos triásicos.

La morfología de los diagramas de *Stiff* modificados (Figura 81) está ligada a la situación geológica del punto acuífero en cuestión. La litología de las formaciones acuíferas y especialmente la de los materiales poco permeables que hacen de barrera hidrogeológica influye considerablemente en la composición química final del agua subterránea (Figura 81). Exceptuando las surgencias de Fuente del Río y Zarza, en donde la barrera hidrogeológica la constituye los materiales cretácicos, en el resto de los puntos acuíferos es evidente la influencia del substrato triásico rico en evaporitas.



**Figura 81.-** Situación geológica de los puntos acuíferos de la red de control hidrodinámico e hidrogeoquímico en el sistema hidrogeológico Cabra-Alcaide, junto con la representación en diagrama de *Stiff* modificado de la composición química media de sus aguas (periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997).

Además, la heterogeneidad litológica del substrato triásico parece condicionar la mineralización de las aguas subterráneas, especialmente en las surgencias de Marbella y Piedras, en donde los materiales triásicos presentan masas de halita responsables de los

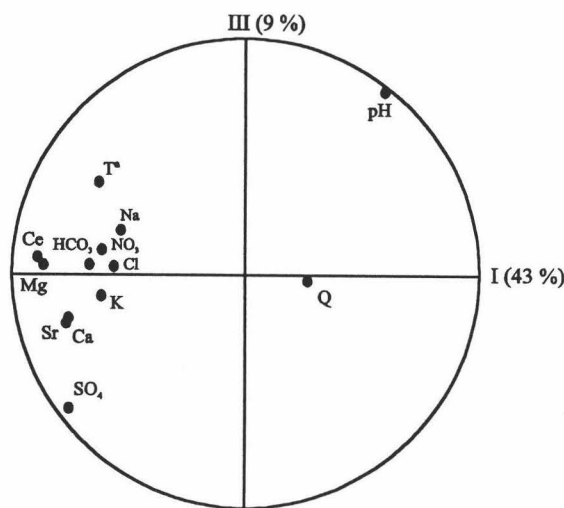


altos contenidos en cloruros y sodio.

### 3- ANÁLISIS MULTIVARIANTE DEL QUIMISMO DE LAS AGUAS

El tratamiento estadístico multivariante de los datos analíticos de las aguas recogidas en los distintos puntos acuíferos de Cabra-Alcaide revela que la variabilidad total está determinada por tres factores, suficientes para explicar el 74 % de la varianza total.

En el plano I-III (Figura 82) se observa que el factor I (43 %) está determinado principalmente por la conductividad eléctrica y muchos de los mayoritarios. La mineralización total depende de los contenidos en magnesio, sulfatos, calcio, bicarbonatos y estroncio y, en menor medida, de cloruros y sodio. El factor III está condicionado en parte por el pH.



**Figura 82.-** ACP de variables correspondiente al conjunto de los manantiales del acuífero Cabra-Alcaide. Plano I-III.

La representación gráfica en el plano I-II (Figura 83 a) revela que el factor I está determinado principalmente por los iones bicarbonato y magnesio, también por el pH y la temperatura, los cuales varían en sentidos opuestos a aquellos.

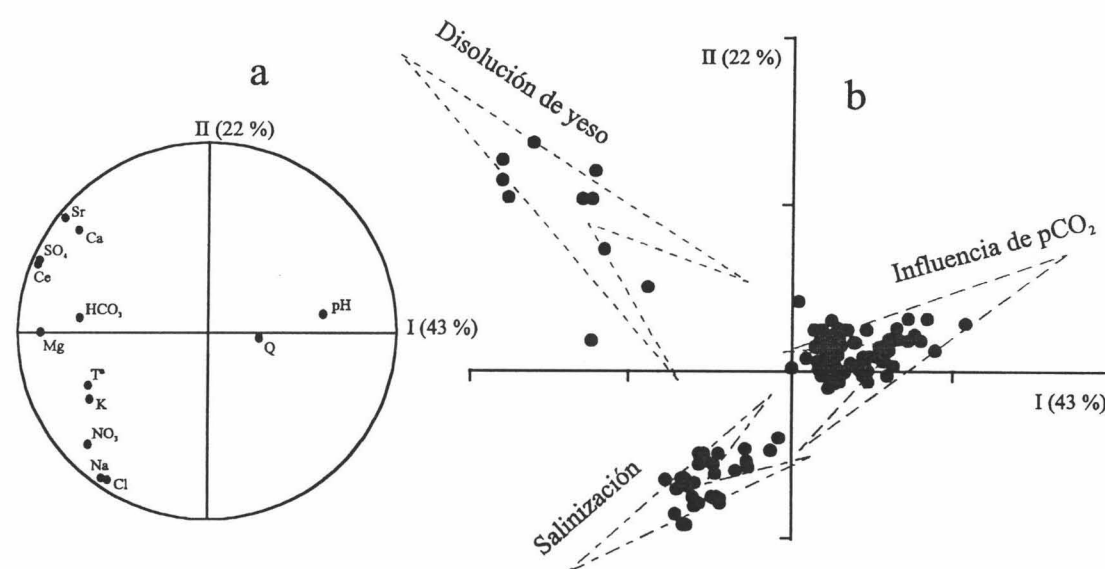
El factor II (22 %) está determinado por cloruros y sodio, resultado seguramente de la disolución de halita del substrato triásico. La correlación de cloruros y sodio con los nitratos ( $r = 0,78$  para ambos) indica que, para las muestras más ricas en sal, los contenidos en este ion son también altos. La asociación  $\text{NO}_3 - \text{K}$  parece indicar que la fuente principal de estos iones está ligada al lavado de la superficie de las calizas y dolomías acuíferas. No obstante, como se aprecia en la figura 83 a, las aguas más ricas en nitratos y potasio suelen tener altas temperaturas, a la vez que los mayores contenidos en sodio. Estas características se observan en los manantiales de Marbella y Piedras (Figura 84 b y c), los cuales podrían estar ligados a flujos relativamente profundos que transcurren por rocas ricas en halita y por zonas anóxicas ricas en hidrocarburos o materia orgánica; estas últimas podrían suministrar nitrógeno al agua.

La representación gráfica de las muestras en el plano I-II (Figura 83 b) muestra



tendencias evolutivas claras de la química de las aguas subterráneas de los distintos puntos acuíferos del sistema Cabra-Alcaide, tanto en el espacio como en el tiempo.

La evolución espacial del quimismo de estas aguas subterráneas está condicionada en gran medida por la existencia de materiales triásicos ricos en yesos y en ocasiones halita, especialmente en las partes bajas del acuífero carbonatado. Estas rocas son responsables del suministro de sulfatos, parte del calcio, cloruros y sodio. Por otra parte, la presión parcial del  $\text{CO}_2$  o el pH son factores determinantes en la evolución hidroquímica de algunos puntos acuíferos, especialmente los de cota más alta y los que drenan cuencas de dimensiones reducidas, como es el caso del manantial de Zarza, o bien en las que no muestran flujos profundos y aparecen aislados de la influencia del substrato, como ocurre en Fuente del Río.



**Figura 83.** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-II para todos los puntos acuíferos del acuífero Cabra-Alcaide.

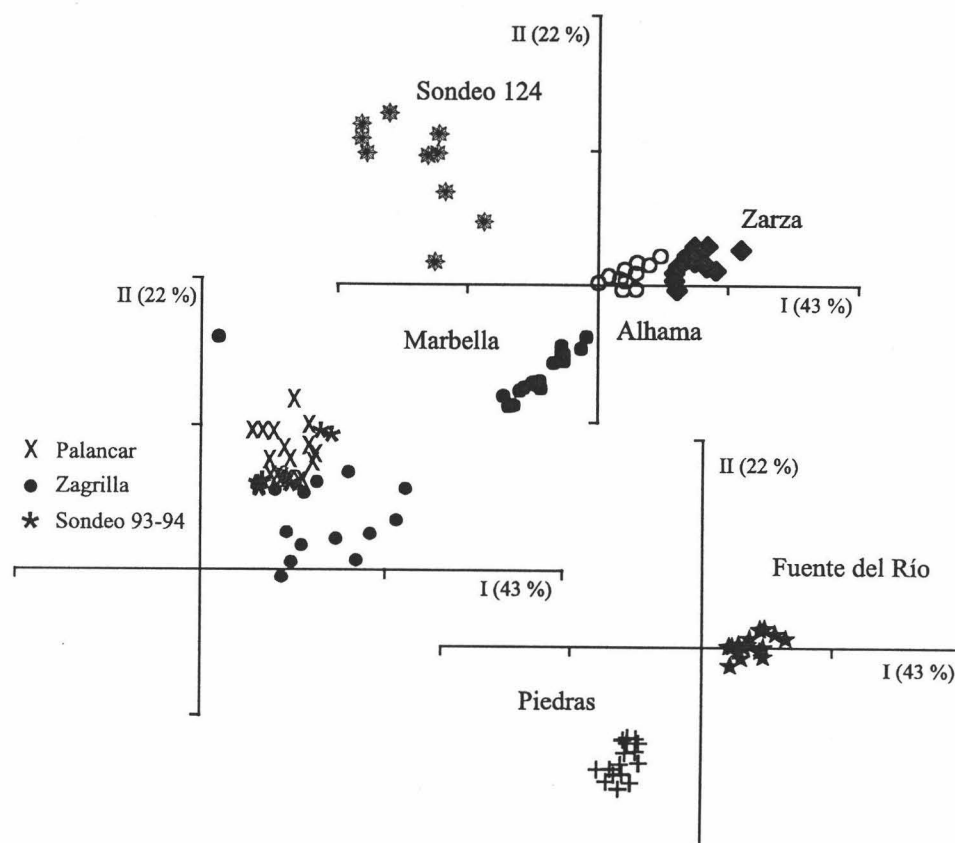
Respecto a la evolución hidroquímica temporal, es muy clara la gran variabilidad de la composición química en los manantiales de las Piedras y especialmente de Marbella. En este último, los contenidos en cloruros y sodio disminuyen con el paso de tiempo (Figura 84 b), con lo cual, su composición se acerca a la media del acuífero. Los procesos de disolución de yesos del substrato triásico son predominantes en las aguas subterráneas del sondeo surgente 124, lo que hace que su composición hidrogeoquímica se aleje de la media (Figura 84 b). Las aguas subterráneas de Fuente del Río, Alhama, Palancar, sondeo surgente 93-94 y Zagrilla, muestran una composición media.

#### 4- EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA ESTACIONAL DE LOS PRINCIPALES PUNTOS ACUÍFEROS

##### 4.1- Fuente del Río de Cabra

El manantial de Fuente del Río (nº 12 del inventario) constituye el punto de

descarga más importante de todo el macizo kárstico Cabra-Alcaide y se sitúa a unos 500 m de cota. La conductividad de sus aguas nunca superaron, el valor de  $460 \mu\text{S}/\text{cm}$  durante el periodo de estudio. Su valor mínimo fue tan sólo de  $390 \mu\text{S}/\text{cm}$  medido en Diciembre de 1995. La media calculada para el periodo Oct-95/Abr-97 es de  $420 \mu\text{S}/\text{cm}$ , es decir, se trata de aguas muy poco salinas.



**Figura 84.**- ACP de observaciones en el plano I-II para el conjunto de manantiales y sondeos del acuífero Cabra-Alcaide.

Con las primeras precipitaciones del año hidrológico 1995-96, debido al gran déficit de humedad acumulado durante la sequía previa, se produce un escaso aumento de la descarga y un más que modesto descenso del valor de la mineralización (Figura 85). Este hecho es explicable por la llegada relativamente rápida de pequeños volúmenes de aguas de reciente infiltración y de baja mineralización, probablemente a favor de estructuras más transmisivas. La mayor parte de la lluvia infiltrada va a quedar retenida en la zona no saturada, y no tiene todavía repercusión sobre el quimismo del manantial. El leve descenso en el valor de la conductividad eléctrica es explicable por una disminución también leve en las concentraciones de todos los mayoritarios, salvo los bicarbonatos.

Las lluvias de finales de Diciembre de 1995 y de Enero de 1996 son copiosas y claramente eficaces, provocando un aumento espectacular del caudal. En los primeros momentos de la crecida se observa un aumento apreciable en el valor de la mineralización total. Aparentemente, se trata de aguas más mineralizadas que en principio llevan a pensar en mayores tiempos de contacto agua-roca, debido a un

fenómeno de *flujo pistón*, tal y como describen Marjolet y Salado (1975), Mudry *et al.* (1979), Kiraly y Müller (1979), Mudry (1982), sin embargo, este pico de conductividad sólo está relacionado con el aumento en los contenidos de nitratos, lo cual no es suficiente para explicarlo. Sorprendentemente, los demás iones mayoritarios, salvo los bicarbonatos, experimentan un descenso generalizado en sus concentraciones. Aunque faltan argumentos, el aumento del contenido en nitratos y del valor del pH y del caudal, junto con la disminución drástica de la temperatura del agua en Enero de 1996, indican que la infiltración de las aguas de precipitación es masiva en este mes, pero este agua puede “arrastrar” parte de las aguas que saturan la franja de infiltración, algo más mineralizada porque han tenido tiempo de disolver roca desde que se infiltraron en Octubre y Noviembre de 1995. Tras ese primer repente de la conductividad, en Febrero de 1996 se aprecia una clara dilución de las aguas del acuífero, caracterizada por la disminución de los contenidos en magnesio, sodio, bicarbonatos y cloruros.

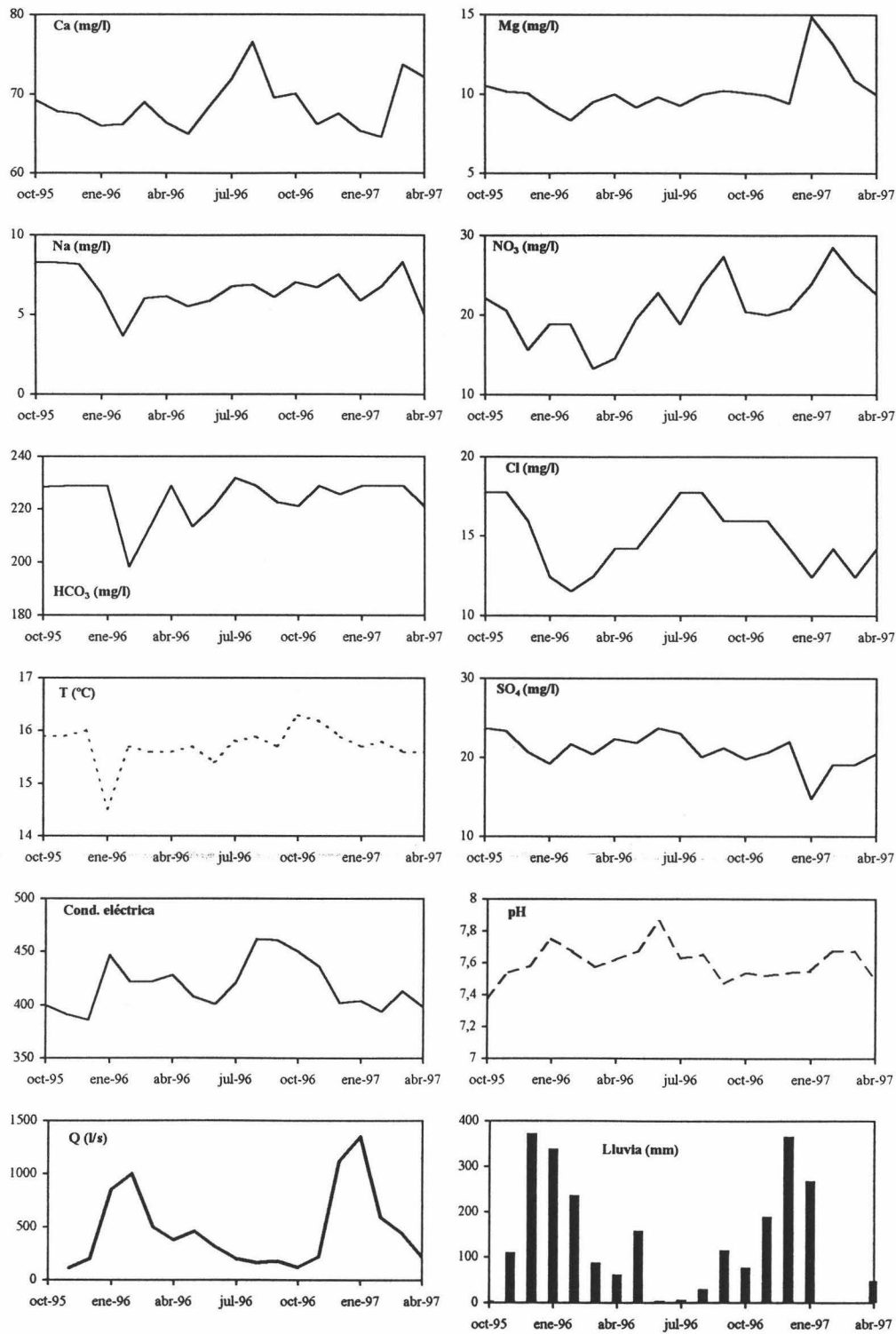
Un aumento sostenido y progresivo del valor de la mineralización total coincide claramente con la decrecida y agotamiento, sin embargo, esta tendencia se ve afectada por las precipitaciones ocurridas en Mayo de 1996, puesto que al aumento del caudal del manantial le corresponde un descenso de la conductividad eléctrica. Este hecho refleja, una vez más, la respuesta hidrodinámica relativamente rápida del subsistema acuífero drenado por esa Fuente del Río, el cual debe disponer de un sistema de drenaje relativamente más transmisivo. La dilución que sufren las aguas subterráneas persiste hasta Junio. Entrando el estiaje, el incremento de la mineralización total es explicable por el aumento en las concentraciones de todos los mayoritarios, salvo los nitratos, debido a mayores tiempos de contacto agua-roca.

Durante la crecida del año hidrológico de 1996-97 se observa una disminución generalizada y progresiva de la mineralización total, debido principalmente a la disminución en las concentraciones de los iones calcio, sulfatos y cloruros. Así pues, se puede decir que, durante el periodo de recarga, es la componente de infiltración la que predomina, lo que se traduce por una disminución general de la conductividad eléctrica y de la temperatura del agua.

Destaca la ausencia de correlación entre la conductividad eléctrica y el resto de parámetros fisicoquímicos (Tabla 16). Las variaciones del ion sulfato correlacionan positivamente con las de cloruros, lo que sugiere un origen común de los dos elementos, que puede ser el substrato triásico. Las variaciones de los dos elementos correlacionan negativamente con las del caudal drenado por la surgencia, lo que sugiere una dilución de las aguas durante la crecida o aguas altas. Por el contrario, el magnesio correlaciona negativamente con los sulfatos. Frente a una disminución del contenido en sulfatos y calcio, debido a la dilución provocada por el aumento de caudal, las concentraciones de magnesio se incrementan, lo que puede ser debido a la disolución incongruente de dolomita a lo largo de la zona no saturada. Es de destacar también la buena correlación entre el ion bicarbonato y el sodio, lo que lleva a pensar en fenómenos de intercambio iónico a favor del calcio.

En la tabla 17 muestro los coeficientes de variación calculados para los distintos parámetros fisicoquímicos de Fuente del Río. Los valores más altos en estos coeficientes son los del sodio, magnesio, cloruros y sulfatos; los más bajos son los del ion

bicarbonato y del calcio, los cuales son el resultado de los procesos de disolución de calcita. Estos procesos son muy rápidos en el tiempo y no necesitan largos tiempos de contacto agua-roca, con lo cual los contenidos en ambos iones son los más homogéneos y los que muestran menos variabilidad temporal.

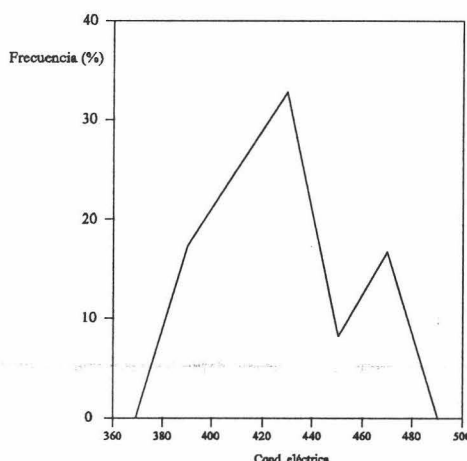


**Figura 85.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos determinados en las aguas de Fuente del Río, respecto a la descarga y lluvias (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S/cm}$  a 25°C.

La distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica en este manantial es bimodal (Figura 86), con lo cual, aunque la variabilidad temporal del parámetro no es muy grande (CV = 6 %), no se puede inferir la funcionalidad hidrodinámica del subsistema que lo alimenta, de acuerdo con las ideas de Bakalowicz (1976, 1977 y 1979).

C.E	1																	
	C.E																	
Ca	0,3	1																
		Ca																
Mg	-0,3	-0,2	1															
			Mg															
Na	-0,2	0,2	0,2	1														
				Na														
K	0,3	0,1	-0,2	0,1	1													
					K													
NO <sub>3</sub>	-0,0	0,2	0,5	0,1	-0,1	1												
						NO <sub>3</sub>												
HCO <sub>3</sub>	-0,05	0,2	0,4	0,7	0,2	0,2	1											
							HCO <sub>3</sub>											
Cl	0,06	0,4	-0,2	0,5	0,2	0,12	0,4	1										
								Cl										
SO <sub>4</sub>	-0,2	0,07	-0,6	0,1	0,1	-0,2	-0,1	0,6	1									
									SO <sub>4</sub>									
Q	-0,1	-0,5	0,2	-0,3	-0,08	0,02	-0,2	-0,7	-0,5	1								
										Q								
T°	-0,1	0,1	0,1	0,4	0,1	0,05	0,04	0,5	0,04	-0,4	1							
											T°							

**Tabla 16.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del manantial de Fuente del Río.



**Figura 86.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial de Fuente del Río.

El rango de variación de la temperatura en esta surgencia es relativamente grande (1,5 °C), además este parámetro muestra un alto coeficiente de variación (Tabla 17), sugiriendo un comportamiento hidrodinámico más próximo al de sistemas fuertemente karstificados y jerarquizados (sistemas en conductos) que al de medios fisurados o porosos.

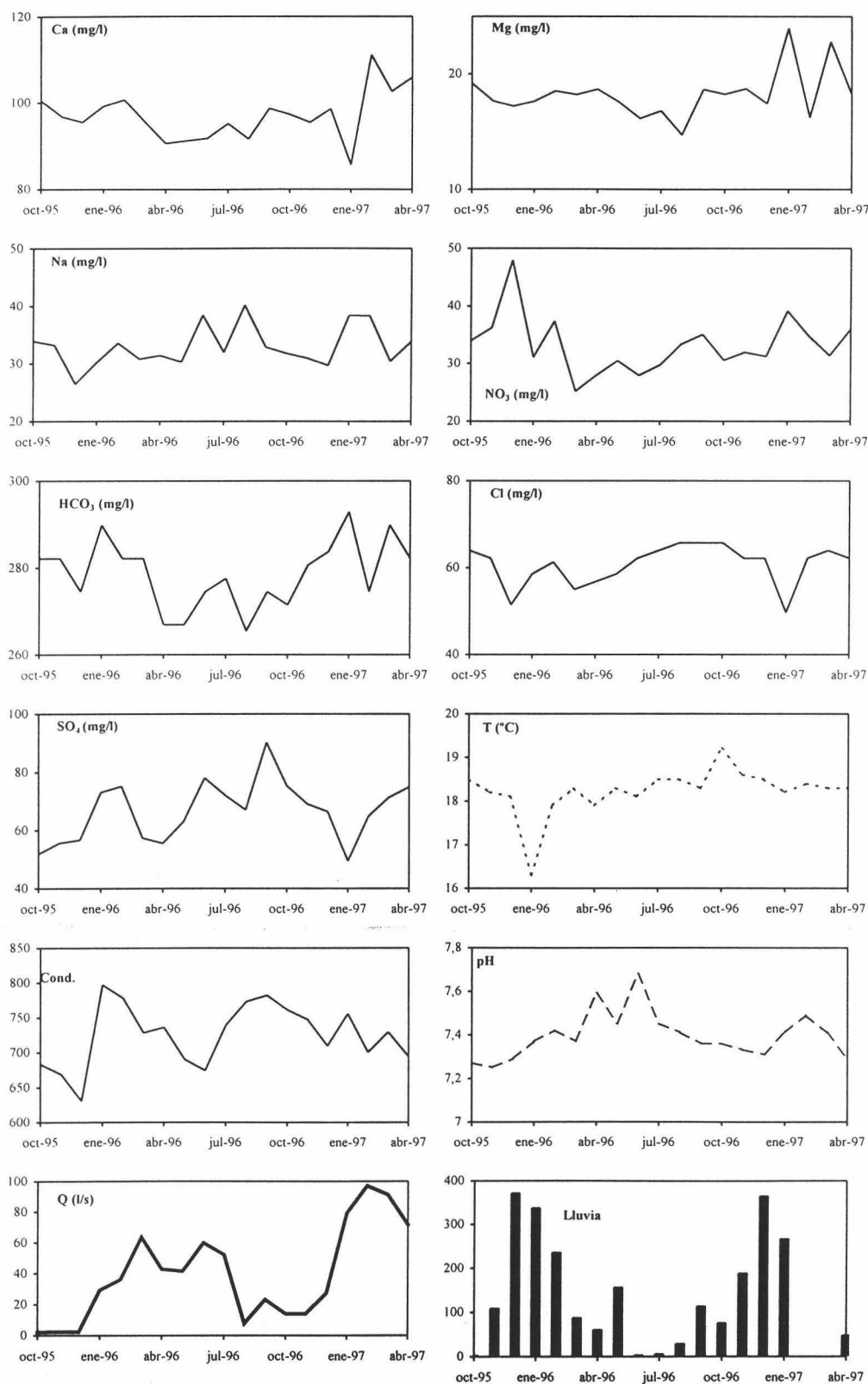
#### 4.2- Manantial de las Piedras

La conductividad eléctrica y la temperatura de las aguas de esta surgencia son las más altas de todos los manantiales que conforman la red de drenaje del macizo kárstico de Cabra-Alcaide. La media calculada para toda la serie de datos recogidos durante las campañas de seguimiento es de 720  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y 18,2 °C, respectivamente.

	Q (l/s)	Ca	Mg	Na	Cl	SO4	HCO3	C. E. (25°C)	T (°C)	pH	ISC	Log pCO <sub>2</sub>	Ca/Mg
Zarza	rango	55-96	2-6	0-6	5-12	0,6-13	168-281	234-458	11,8-17,5	7,48-8,39	0,06/0,99	-3,18/-2,21	7-24
	Media CV	75 14	4 31	2 63	8 23	7 61	229 13	368 14	14	7,98	0,59	-2,71	13
F. del Río	rango	65-77	8-15	4-8	11-18	15-24	198-229	386-530	14,5-16,3	7,38-7,86	-0,02/2,94	-2,59/-0,83	3-7
	Media CV	69 5	10 15	7 18	15 14	21 10	224 4	419 6	15,7 2,3	7,61	0,35	-2,24	4
Zagrilla	rango	45-83	13-16	1-5	7-11	42-102	174-206	364-462	15,1-16,3	7,13-8,04	-0,4/0,48	-2,86/-1,94	2-3
	Media CV	70 14	15 8	3 37	9 17	66 32	183 5	435 10	15,5 1,6	7,7	0,18	-2,52	3
Alhama	rango	75-99	13-16	4-10	14-23	57-87	214-236	454-566	15,3-16,1	6,98-8,03	-0,34/0,6	-2,7/-1,7	3-4
	Media CV	86 7	14 5	7 20	17 12	76 9	222 3	512 6	15,8 1,1	7,6	0,23	-2,33	3
Marbella	rango	69-92	16-20	16-46	23-78	47-96	206-229	454-780	15,1-16,7	7,13-7,8	0,02/0,5	-2,50/-1,85	2-3
	Media CV	79 9	17 9	31 32	54 31	71 17	218 4	633 14	16,4 2,2	7,58	0,21	-2,3	3
Piedras	rango	86-106	15-24	26-40	50-66	49-90	265-293	630-797	16,3-19,2	7,25-7,68	0,07/0,46	-2,31/-1,86	2-4
	Media CV	97 6	17 12	33 11	61 8	67 16	279 3	725 6	18,2 3	7,4	0,21	-2	3
Palancar	rango	70-110	10-15	0,02-4,5	6-12	46-92	235-252	450-590	15,7-16,4	7,37-7,76	0,06/0,5	-2/-2,5	3,7-5,5
	Media CV	91 10	12 10	2 52	9 16	63 18	240 4	510 7	16 1,5	7,5	0,23	-2,2	4,8
Sondeo 93-94	rango	75-102	12-22	1-5	9-12	30-70	221-252	460-520	16-17,3	7,3-8,3	0,07/0,9	-3/-2	2,3-4,3
	Media CV	84 9	15 19	2,6 48	10 11	59 19	240 4	494 4	16,4 2	7,6	0,3	-2,3	3,4
Sondeo 124	rango	187-450	18-33	4-8	11-21	340-900	260-323	1160-2058	15,2-21,1	7,12-7,85	0,1/1	-2,5/-2,5	1-10
	Media CV	343 26	26 18	6 24	18 24	690 30	289 9	1570 18	17,3 11	7,34	0,48	-1,96	7

**Tabla 17.-** Síntesis de los datos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos de las surgencias que conforman la red de control del acuífero Cabra-Alcaide. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997 (19 muestreos en los manantiales y 10 en los sondeos surgentes). Valores de concentración en mg/l. C. Eléct.: conductividad eléctrica en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C. CV: coeficiente de variación en %. IS<sub>C</sub>: índice de saturación en calcita. pCO<sub>2</sub> en atmósferas.





**Figura 87.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas de las Piedras, respecto a la descarga y lluvias (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25°C.

En la evolución estacional de la conductividad eléctrica (Figura 87), se observa una ligera dilución como respuesta a la llegada rápida de aguas de reciente infiltración correspondientes a las primeras lluvias caídas en la zona (Noviembre y Diciembre de 1995). La disminución de la mineralización total es explicable por el descenso generalizado en los contenidos de todos los iones, salvo en los de nitratos y sulfatos. Esta recarga debe ser poco importante desde el punto de vista volumétrico, ya que el caudal del manantial prácticamente no varía en este primer periodo.

En Enero de 1996 se registra un aumento espectacular del valor de la conductividad eléctrica junto a un aumento notable del caudal de la surgencia, acompañado al mismo tiempo por un aumento de los contenidos de prácticamente todos los mayoritarios, a excepción de nitratos que disminuyen. Existe un desfase de dos meses entre el máximo de mineralización y la punta del hidrograma, lo cual ilustra sobre la no equivalencia entre los conceptos de tránsito y transferencia de recursos hídricos en la subcuenca hidrológica que alimenta a este manantial. Es decir, la recarga intensa que tiene lugar en los meses de Enero y Febrero de 1996 provoca un aumento de los potenciales hidráulicos que permiten la transferencia veloz (*flujo pistón*) de aguas con largo tiempo de tránsito en el acuífero, todo ello ayudado por la estructura confinada del acuífero en este sector.

Después de este efecto pistón que marca el inicio de la crecida, la mineralización total experimenta una disminución progresiva mientras que el caudal de la surgencia sigue aumentando (Enero a Junio de 1996). Sin embargo, durante el estiaje el incremento del valor de la conductividad eléctrica del agua subterránea está relacionado con un aumento en los contenidos en cloruros, sulfatos y nitratos; los demás iones no muestran una tendencia clara.

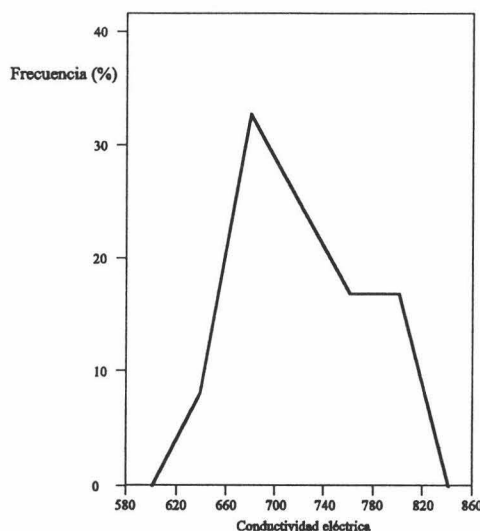
En Enero de 1997, el aumento de la descarga coincide con un cierto aumento del valor de la mineralización total, junto a un incremento en los contenidos de los iones magnesio, sodio, nitratos y bicarbonatos; las concentraciones de los demás iones disminuyen considerablemente (calcio, sulfatos y cloruros). La disminución de temperatura en este mes revela que las aguas subterráneas que transitan por la surgencia son relativamente renovadas; el incremento de los nitratos apunta en el mismo sentido.

Así pues, es posible pensar que el aumento en la concentración de magnesio es debida a la disolución incongruente de dolomita, ya que la concentración de calcio disminuye. El aumento del sodio es de difícil explicación, aunque puede ser debido al intercambio iónico por calcio, cuyos contenidos disminuyen como había dicho antes.

El valor del coeficiente de variación calculado para la conductividad eléctrica en el manantial de las Piedras es semejante al calculado para la surgencia de Fuente del Río (Tabla 17) y su distribución de frecuencias es bimodal (Figura 88). Estos datos no permiten emitir ninguna hipótesis sobre el grado de organización del subsistema acuífero drenado por ésta surgencia.

El confinamiento del subsistema acuífero en este sector obliga a un flujo

relativamente profundo que puede explicar la temperatura relativamente alta del agua en esta surgencia. Durante el primer episodio de recarga se registra una disminución drástica y excepcional de la temperatura, al igual que ocurre en otros manantiales (Fuente del Río, Alhama, etc. ). Es curiosa esta disminución de la temperatura durante el mes de Enero de 1996, puesto que lo que se esperaba sería un aumento debido a la movilización de aguas propias del acuífero, más antiguas y equilibradas con la roca. Este hecho pone de manifiesto la diferencia de respuesta y sensibilidad del sistema acuífero a dos parámetros físicos de características distintas como son la temperatura y la conductividad eléctrica, así pues es posible pensar en un enfriamiento acusado de las aguas debido a la llegada al manantial de una pequeña cantidad de agua de reciente infiltración, pero muy fría (López Chicano *et. al.*, 1997).



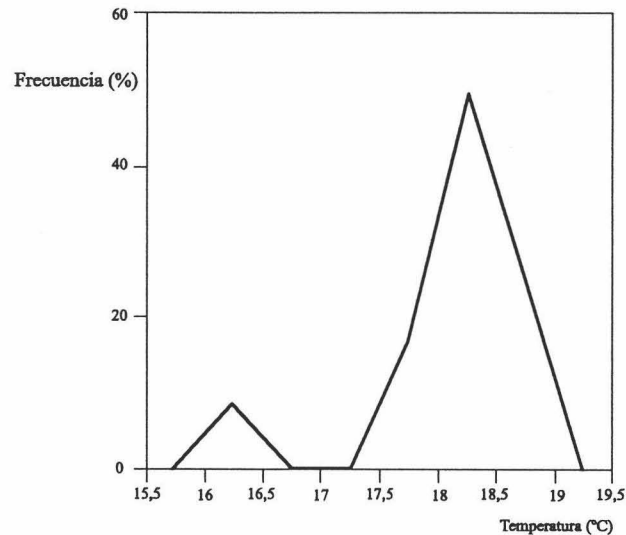
**Figura 88.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en la surgencia de las Piedras.

El coeficiente de variación de la temperatura en las Piedras es alto (Tabla 17), lo que sugiere un comportamiento hidrodinámico karstificado y jerarquizado; sin embargo, la distribución de frecuencias es unimodal lo que parecería indicar todo lo contrario. Exceptuando un débil porcentaje para los valores bajos de temperatura, la mayoría de las muestras están agrupadas alrededor del valor medio, relativamente más alto (Figura 89), lo cual es explicable por el poder de regulación y homogeneización que desarrolla la zona saturada del subsistema acuífero. Por lo tanto, hay que pensar que se trata de un sistema acuífero modulador, cuyo comportamiento hidrodinámico se acerca al de acuíferos fisurados.

### 4.3- El manantial de Marbella

El manantial de Marbella (nº 75 del inventario) se encuentra en la vertiente norte del macizo carbonatado Cabra-Alcaide, a cota de 470 m s.n.m. Parte de sus recursos se destinan al abastecimiento municipal de Luque y Baena. Las conductividades eléctricas aquí encontradas oscilan entre 454  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Abril de 1997) y 780  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Enero de 1996). El valor medio de este parámetro ronda 630  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La evolución estacional de la mineralización de las aguas de este manantial es muy atípica, en comparación con las

demás surgencias, dado que, a lo largo del periodo de control, se observa una tendencia general a la disminución de la conductividad eléctrica (Figura 90).



**Figura 89.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de temperatura en la surgencia las Piedras.

Las primeras lluvias del año hidrológico 1995-96 provocan una ligera dilución del agua de la surgencia, observándose una disminución en las concentraciones de todos los iones mayoritarios salvo los nitratos; estos últimos aumentan, probablemente debido a un intenso lavado del nitrógeno acumulado en superficie y en la zona de infiltración durante la larga sequía previa a estas lluvias.

En Enero de 1996 se registra un aumento de conductividad eléctrica paralelo al aumento de caudal. Este incremento en el valor de la mineralización total es explicable por una ligera subida de las concentraciones en sulfatos y calcio, lo cual lleva a pensar en la disolución de yesos del substrato triásico. El contenido en el resto de iones disminuye.

A partir de este momento y mes a mes se observa una disminución casi continua de la mineralización, como consecuencia de la llegada progresiva de aguas de reciente infiltración, menos mineralizadas, provocando una auténtica renovación de las aguas del sistema acuífero. Los contenidos en calcio, magnesio, sodio, cloruros y sulfatos disminuyen considerablemente. Sin embargo, el aumento tardío de la descarga en Julio de 1996, como respuesta a las lluvias caídas en Mayo del mismo año, lleva aparejado un cierto aumento de la concentración en bicarbonatos, lo que afecta en igual sentido a la conductividad eléctrica. Así, al final del ciclo hidrológico 1995-96 la conductividad alcanza valores inferiores a las del comienzo del ciclo, respuesta a la recuperación relativa de los niveles piezométricos del acuífero después del periodo de recarga; ello supone una mezcla entre aguas propias del acuífero, con largos tiempos de residencia, y aguas nuevas menos mineralizadas. Al comienzo del estiaje se observa un aumento ligero del valor de la conductividad eléctrica y esta tónica continua hasta finales de Septiembre de 1996. Ese máximo relativo de conductividad se debe al incremento en las concentraciones de sulfatos, calcio y magnesio; en principio, indica una menor

del valor de conductividad eléctrica, prolongándose la misma evolución apuntada para el periodo anterior. Sin embargo, en Enero de 1997, coincidiendo con un aumento notable de la descarga, algunos iones como los sulfatos, calcio y magnesio muestran un repunte en sus concentraciones, apenas reflejado en la crónica de conductividad. Aunque en otros momentos de crecida registrados anteriormente parecen observarse estos mismos efectos, es en esta cuando más claros se observan, pudiéndose haberse originado por un proceso de dedolomitización.

Los coeficientes de variación calculados para los distintos parámetros fisicoquímicos determinados en las aguas de la surgencia de Marbella son, en general, bastante altos, sobre todo el de la conductividad eléctrica (Tabla 17). Las distribuciones de frecuencias de los valores de conductividad, así como de todos los elementos mayoritarios, muestran un carácter bimodal, salvo en el caso del ion calcio cuya distribución de frecuencias es multimodal. Atendiendo a las ideas de Bakalowicz (1976, 1977 y 1979), en estos casos no se puede definir el grado de organización del flujo en los acuíferos carbonatados, ya que en este tipo de distribuciones plurimodales los valores estadísticos no tienen sentido. Sin embargo, este valor alto del coeficiente de variación de la conductividad eléctrica puede ser explicable por el cambio de facies hidroquímica de las aguas y por el proceso continuado de renovación comentados anteriormente. Scanlon (1989) comenta la misma cuestión para el karst de Inner Bluegrass (Central Kentucky). En general, el subsistema acuífero refleja un cierto carácter modulador frente a las precipitaciones, quizás debido a la existencia de una intercalación importante de materiales poco permeables del Lías superior (Formación Zegrí) en la cuenca de alimentación del manantial. Estos materiales pueden actuar como semiconfinante y ser causantes de los desfases que se aprecian en el hidrograma y en las series de parámetros hidrogeoquímicos.

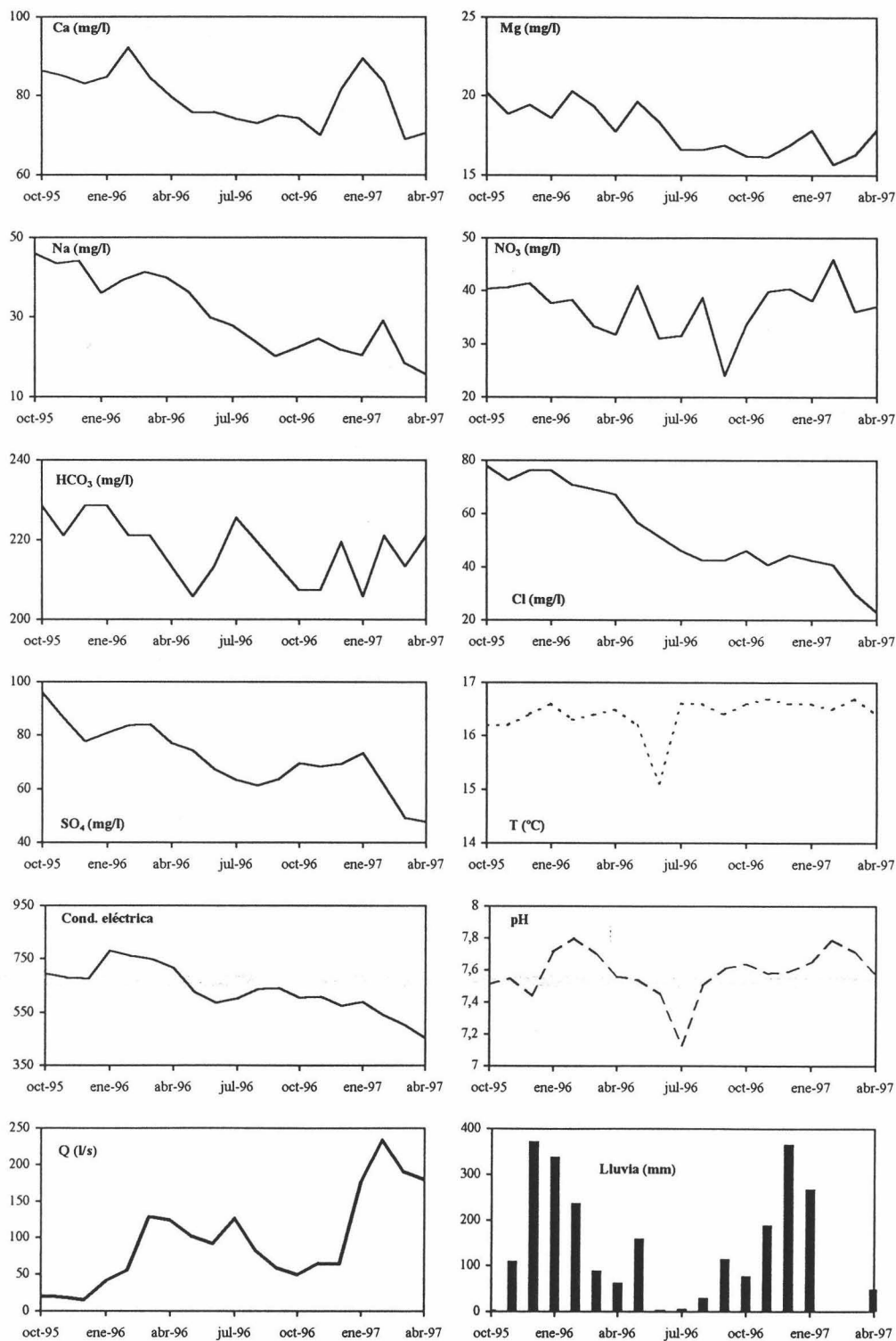
Las fluctuaciones de temperatura son poco significativas, sin embargo destaca una disminución de más de un grado centígrado en Junio de 1996, como respuesta a las lluvias caídas en Mayo del mismo año. En ningún otro momento de crecida se reproduce este descenso brusco de la temperatura. Este comportamiento aparentemente no lineal tiene difícil explicación, aunque quizás sea un reflejo del paso de muestreo mensual, demasiado amplio para el caso de acuíferos kárstico-carbonatados cuando se quieren interpretar pequeños detalles de su comportamiento hidrogeoquímico e hidrodinámico.

#### **4.4- Manantial de Fuente Alhama**

La surgencia de Fuente Alhama (nº 78 del inventario) constituye el punto de descarga más oriental del sistema acuífero kárstico. Está situado a 470 m s.n.m, siendo el punto de drenaje más bajo de toda la unidad. Gran parte de su caudal se destina al abastecimiento público de varios pueblos de la zona. En épocas invernales, los excedentes no captados fluyen a lo largo del río Morellana, aparentemente sin uso directo ni regulación alguna.

Los valores de conductividad eléctrica medidos en este manantial kárstico durante el periodo de control (Oct-95/Abr-97) variaron entre 454  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Diciembre de 1996) de valor mínimo y valores máximos del orden de 560  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Agosto y Septiembre de

afluencia relativa al acuífero y al manantial de aguas de reciente infiltración.

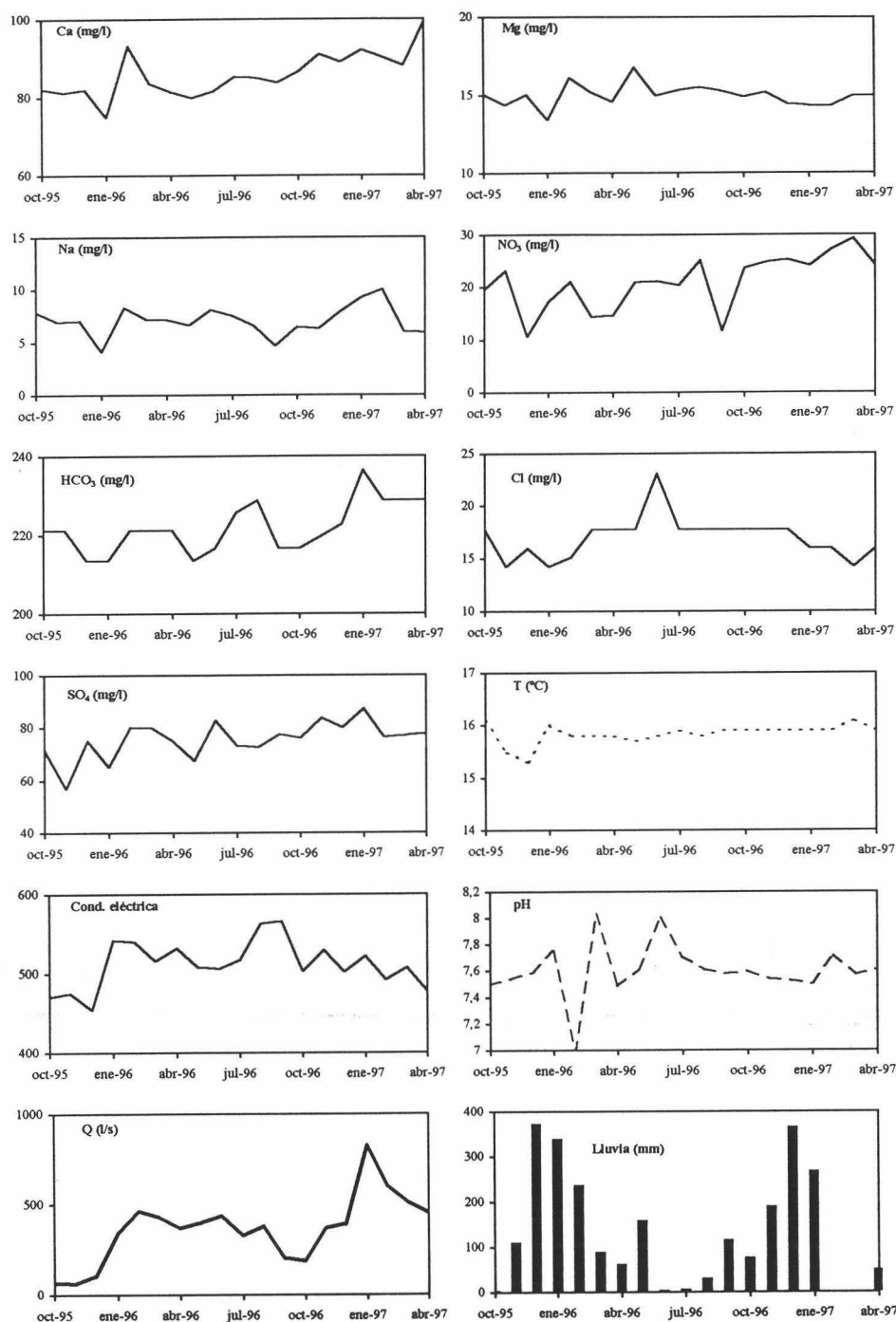


**Figura 90.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas de Marbella, respecto a la descarga y lluvias (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

Durante el segundo ciclo hidrológico estudiado se observa una nueva disminución



1996).



**Figura 91.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos calculados en las aguas de Fuente Alhama, respecto a la descarga y lluvias (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

En la figura 91 muestro la evolución estacional de la mineralización total junto a la de los distintos parámetros fisicoquímicos analizados y la descarga. Tras las lluvias de Diciembre de 1995 y Enero de 1996, en este último mes se produce un incremento notable en la conductividad eléctrica del agua, aparentemente sólo justificado por un

aumento de los contenidos en nitratos. No obstante, la conductividad específica de este ion no es lo suficientemente grande para explicar el aumento en la carga salina que tiene lugar.

Si se observan las tendencias en los distintos iones para los meses de recarga de este primer ciclo se concluye que las primeras aguas excedentarias no retenidas en los suelos y en la zona no saturada son aguas frías (véase la crónica de temperatura) y menos mineralizadas que las que drenaba el manantial al final del ciclo hidrológico 94-95. A partir de Enero de 1996, el aumento de la carga hidráulica conlleva un incremento en el gradiente hidráulico que obliga a las líneas de flujo a profundizar en el acuífero, aumentando en el manantial la importancia relativa de las aguas de mayor tiempo de residencia en el acuífero, más mineralizadas y más calientes.

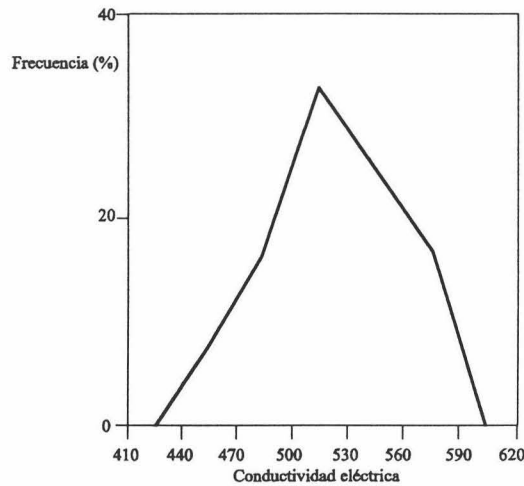
La importancia de este flujo pistón va remitiendo en los meses siguientes, apreciándose una disminución relativa en el valor de la conductividad eléctrica y en los contenidos en calcio, sulfatos, bicarbonatos y sodio. A lo largo del estiaje, la tendencia general se invierte hacia el aumento de la conductividad, como resultado de la descarga preferente de aguas propias del acuífero, con tiempos de residencia relativamente más largos y la acción sobre la roca de las aguas recién infiltradas; el aumento en los contenidos de magnesio apunta en el mismo sentido.

Durante el ciclo 1996-97 la conductividad eléctrica muestra una tendencia general decreciente, lo cual es lógico si tenemos en cuenta que el déficit de humedad del acuífero es considerablemente menor que en el ciclo hidrológico anterior, con lo que las aguas de nueva infiltración alcanzan rápida y masivamente la posición del manantial. Sin embargo, la evolución de la conductividad eléctrica discrepa a menudo con las de los iones mayoritarios; de hecho, mientras que algunos tienden a aumentar en su concentración otros tienden a disminuir. Ello indica que, en este manantial, la conductividad eléctrica no se adscribe a un sólo ion mayoritario, o a unas rocas, sino a todos en conjunto.

En la tabla 17 muestro algunos parámetros estadísticos que calculé para las distintas variables fisicoquímicas del agua del manantial de Fuente Alhama. Llama la atención los valores relativamente altos de los coeficientes de variación de algunos de ellos. No obstante, el valor de éste para la conductividad eléctrica es relativamente bajo, lo que lleva a pensar que el comportamiento hidrogeológico del sistema acuífero drenado por esta surgencia es semejante al de sistemas acuíferos carbonatados fisurados, ya que la distribución de frecuencias es unimodal (Figura 92). Este tipo de comportamiento hidrogeológico inercial debe producir cierta homogeneización del quimismo del agua. Morell y Esteller (1994) comentan el mismo hecho para el acuífero carbonatado de Algar-Quart.

Respecto a la temperatura, se observa que los rangos de variación son también muy bajos, del orden de 0,8 °C. El coeficiente de variación de la temperatura es muy bajo (CV = 1,1 %), resultado de la escasa variabilidad de este parámetro, lo que demuestra la capacidad de regulación que ejerce la zona saturada en este sector, así como el papel de homogeneización de las diferentes aguas que circulan a través de ella. Así, se puede pensar en un mecanismo de flujo de tipo difuso de acuerdo con las ideas de algunos

autores (Schuster y White, 1971 y 1972; Ede, 1972 y Cowell y Ford, 1983).



**Figura 92.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial de Fuente Alhama.

Es de destacar la constancia de la temperatura en este sector del acuífero Cabra-Alcaide, al menos a lo largo de gran parte del periodo de seguimiento (Figura 91). Sin embargo, durante los tres últimos meses de 1995 se registra una disminución generalizada del valor de temperatura, pasando progresivamente de 16,1 °C a 15,3 °C seguramente como resultado de la llegada de aguas más frías de infiltración rápida. Este hecho es coherente con la dilución del agua que ha tenido lugar en el mismo periodo.

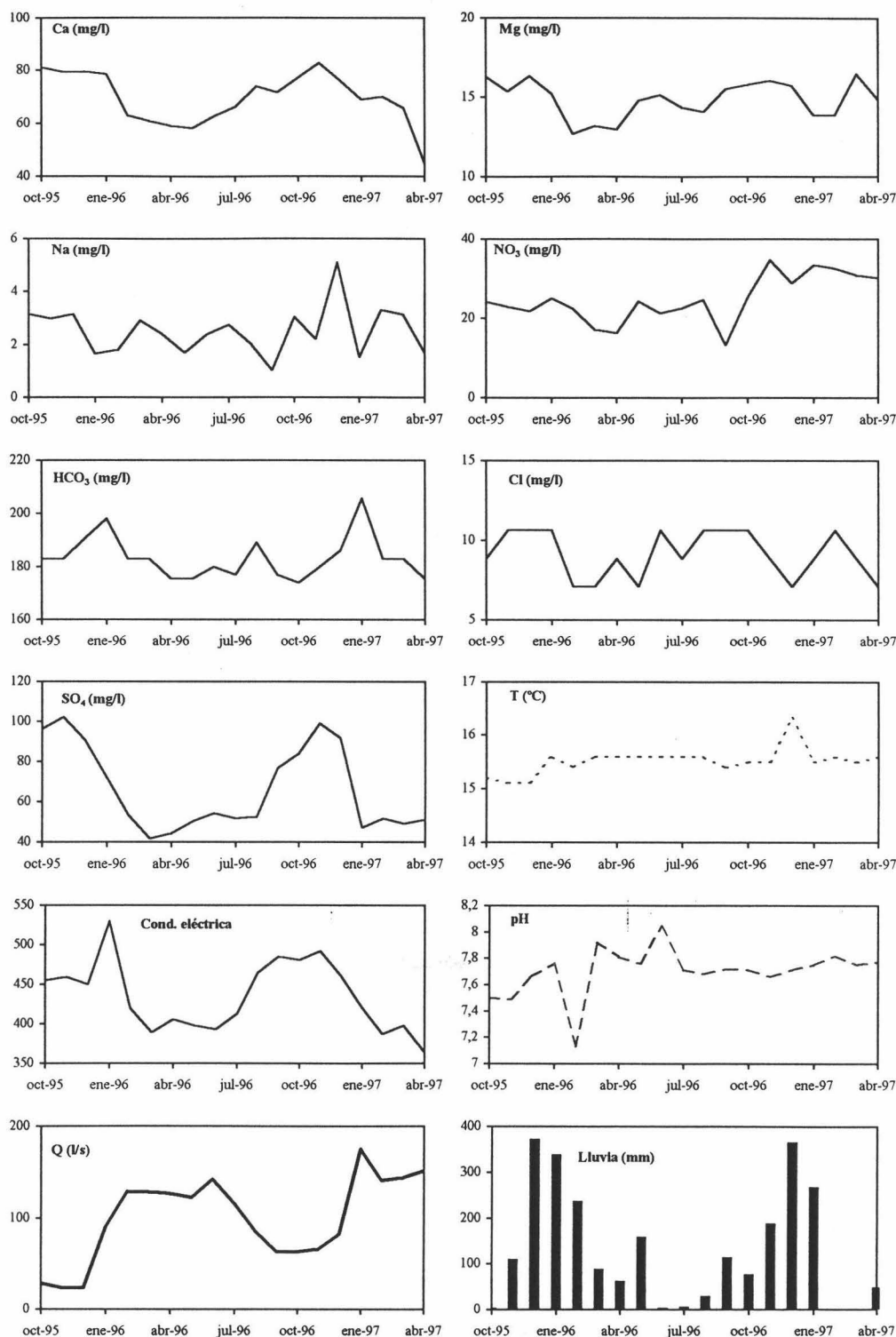
#### **4.5- Manantial de Zagrilla**

El manantial de Zagrilla (nº 13 del inventario) constituye otro de los puntos acuíferos de descarga del sector oriental del sistema acuífero carbonatado Cabra-Alcaide. Su cota es relativamente más alta (580 m s.n.m.) que la de Fuente Alhama, aunque ambos están situados muy próximos entre sí (4 km aproximadamente).

De su caudal total, 14 l/s son bombeados casi en continuo, destinados al abastecimiento público de la aldea de Zagrilla, de la cual toma el nombre. El sobrante se deja fluir a lo largo del río Zagrilla. En épocas de estiaje, este agua de débil mineralización y de buena calidad sirve para el regadío de unas pocas huertas cercanas.

Las conductividades de las aguas del manantial de Zagrilla están comprendidas entre 364  $\mu\text{S/cm}$  y 530  $\mu\text{S/cm}$ , siendo la media de unos 430  $\mu\text{S/cm}$ . En Enero de 1996 se aprecia un fuerte incremento del valor de conductividad eléctrica, coincidiendo con el aumento del caudal. Este incremento está justificado por el aumento en los contenidos en nitratos y bicarbonatos, los demás mayoritarios registran un descenso en sus contenidos (Figura 93), se trata de aguas relativamente más agresivas capaces de disolver los bicarbonatos. La disminución de la mineralización total durante la decrecida y el agotamiento es consecuencia de la disminución de las concentraciones en calcio, bicarbonatos, sulfatos y en parte en magnesio. Ello sugiere la existencia de fenómenos de dilución debidos al drenaje preferente de aguas menos mineralizadas, con mayor

fracción en la mezcla de aguas de reciente infiltración.



**Figura 93.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos calculados en las aguas de Zagrilla, respecto a la descarga y lluvias (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

A comienzos del periodo de estiaje es muy clara la tendencia general al aumento de

la mineralización, como consecuencia del incremento en las concentraciones en calcio, magnesio y sulfatos. Un relativo largo tiempo de residencia del agua en el acuífero carbonatado permite el desarrollo de procesos hidrogeoquímicos que implican la disolución de yesos, dolomita y calcita.

Durante el segundo ciclo de control, aparte de un pequeño aumento en el valor de conductividad eléctrica en Diciembre de 1996, la tónica general es de una disminución progresiva de la mineralización total, junto a la disminución de los contenidos en calcio y sulfatos, lo cual se traduce por una pequeña dilución de las aguas de la surgencia.

Los altos coeficientes de variación encontrados para los parámetros fisicoquímicos del agua subterránea de Fuente Zagrilla (Tabla 17) indicarían la existencia de estructuras muy kársticas en el subsistema acuífero drenado por la misma. Parece evidente, como en el caso de Fuente Marbella, que esta metodología no tiene aplicación en este manantial cuya memoria tiene alcance plurianual. Por contra, la renovación de las aguas subterráneas de la surgencia de Fuente Zagrilla (como en el caso de Fuente Marbella) parece ser el motivo de esta gran variabilidad temporal de la composición química y no las características estructurales y hidrodinámicas de la zona saturada del acuífero.

Respecto a la evolución estacional de la temperatura se observa que los rangos de variación son bajos, igual que el coeficiente de variación (Tabla 17). Esta constancia térmica de las aguas subterráneas de Fuente Zagrilla refleja el gran poder regulador del subsistema acuífero drenado por la misma cuyo comportamiento hidrogeológico se asemejaría a un drenaje de medios fisurados.

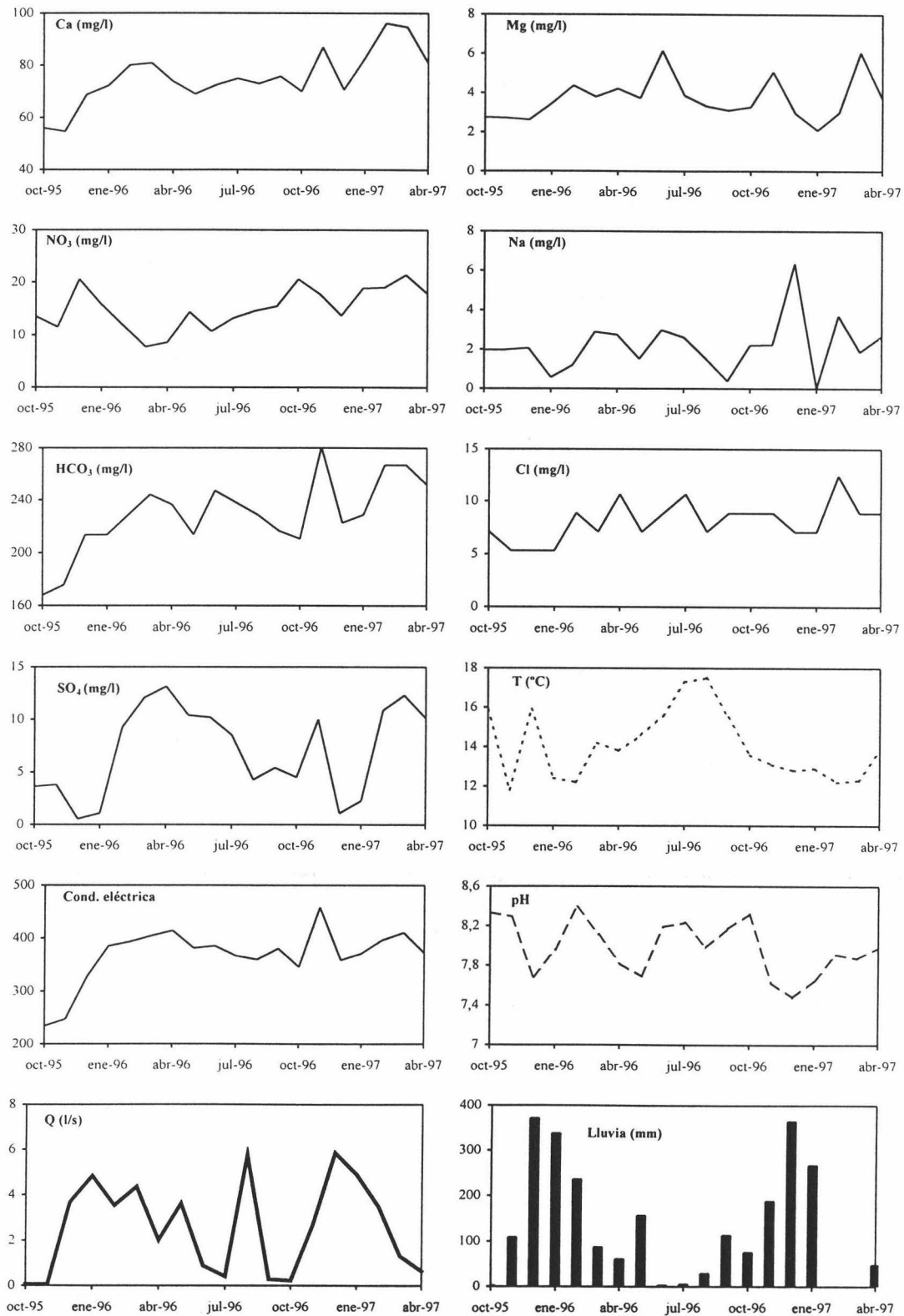
#### **4.6- Manantial de la Zarza**

La conductividad eléctrica en la surgencia de la Zarza es la más baja de todo el macizo. La media es de unos 360  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , reflejando una débil mineralización de estas aguas. La evolución estacional de la conductividad eléctrica en la Zarza es bastante distinta a la de los demás manantiales del sistema acuífero ya comentados (Figura 94). Todo ello es consecuencia de la naturaleza epikárstica de este manantial (ver capítulo III).

En la crecida del año hidrológico 1995-96 se observa un incremento de la mineralización total coincidiendo con un aumento de las concentraciones en calcio, bicarbonatos, magnesio y nitratos, lo que sugiere que las aguas de reciente infiltración provocan la disolución preferente de rocas carbonatadas, debido seguramente al carácter agresivo de las aguas. Los nitratos proceden del lavado de la superficie del acuífero.

En la subsecuente decrecida se observan dos etapas. La primera de ellas, que se extiende entre Enero y Abril de 1996, está marcada por un incremento notable de la conductividad eléctrica. En esta ocasión, además del incremento en los iones anteriormente mencionados, aumentan los contenidos en sulfatos, magnesio y sodio, mientras que los nitratos disminuyen y los cloruros no muestran ninguna tendencia clara. Además de la disolución de los materiales carbonatados, es posible que haya

disolución de pequeñas cantidades de yesos, aparte del arrastre desde el epikarst y suelo, lo cual explicaría el aumento de los contenidos en sulfatos.



**Figura 94.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos calculados en las aguas de la Zarza, respecto a la descarga y lluvias (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .



La segunda etapa corresponde a una disminución lenta y progresiva de la mineralización total y se extiende entre Abril y Octubre de 1996. Se caracteriza por el descenso en los contenidos en magnesio, sodio, bicarbonatos y sulfatos; los nitratos por su parte aumentan, los cloruros junto al calcio no presentan tendencias evolutivas claras.

Los coeficientes de variación calculados para la conductividad eléctrica del agua de la Zarza y para los distintos parámetros fisicoquímicos determinados son los más altos de todo el acuífero Cabra-Alcaide (Tabla 17), lo que refleja el carácter atípico de las propiedades físicas y de las dimensiones de la cuenca subterránea que alimenta a este manantial. La evolución estacional de la temperatura de las aguas de Zarza es parecida a la de la temperatura del aire en la zona de estudio (Figura 94), mostrando los máximos en Julio y Agosto y mínimos en Enero y Febrero. Este hecho lleva a pensar que, al tratarse de flujos poco profundos, las aguas se ven afectadas térmicamente por la temperatura del aire. Respecto al pH, su evolución estacional está determinada por la de la descarga. Así, los aumentos de caudal se acompañan de aguas relativamente agresivas.

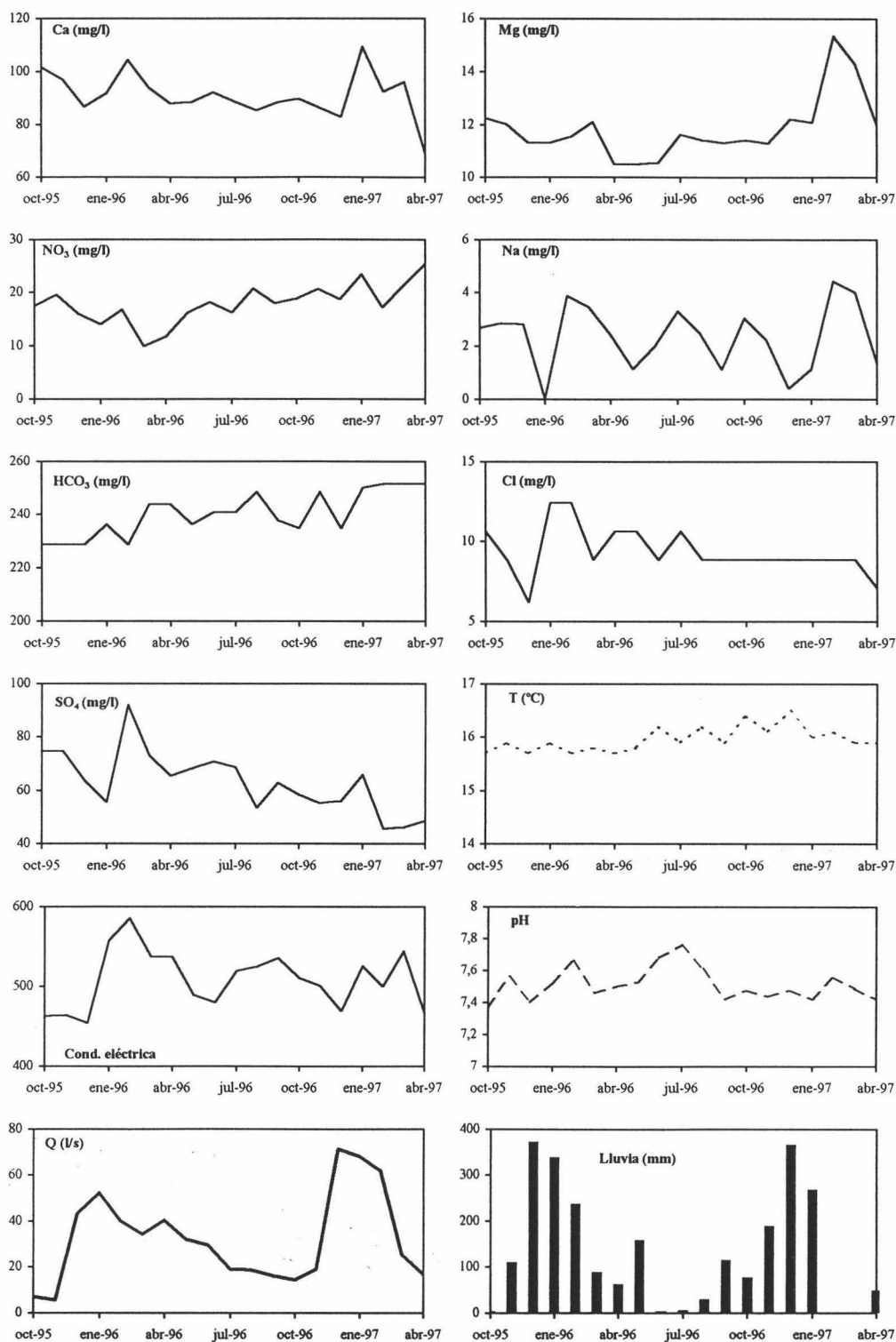
#### **4.7- Manantial del Palancar**

El Palancar (nº 22 del inventario) es el punto principal y el único natural de descarga del subsistema hidrogeológico de la Sierra del Pelpitre. Existen varios sondeos surgentes (números 124, 93 y 94) que desde los años 60 contribuyen también a la descarga de este subsistema. En la figura 95 se aprecia cómo, las lluvias de Diciembre de 1995 provocan una importante recuperación de la descarga de la surgencia, junto a una ligera dilución de las aguas resultado de la llegada relativamente rápida de aguas de reciente infiltración. La disminución del valor de la mineralización total es explicable por el descenso de los contenidos en calcio, nitratos, cloruros, sulfatos y magnesio. Este último es un buen indicador de tiempos de residencia medios.

En Enero de 1996, el valor de conductividad eléctrica del agua experimenta un incremento de relevancia, paralelo a un nuevo aumento del caudal. El aumento de la mineralización total se justifica por el incremento de los contenidos en calcio, bicarbonatos -los cuales son el resultado de disolución de rocas carbonatadas- y cloruros. Los demás mayoritarios disminuyen, salvo el magnesio que se mantiene estable. A comienzos de la decrecida (Febrero de 1996), la mineralización total sigue aumentando, coincidiendo con una subida notable en las concentraciones de calcio y sulfatos, mientras que la concentración en bicarbonatos disminuyen. Se trata de aguas más mineralizadas, con mayores tiempos de contacto agua-roca que circulan por el manantial con un cierto desfase respecto al aumento de caudal. En el resto de la decrecida (hasta Junio de 1996) se observa la llegada tardía de las aguas de reciente infiltración, puesto que la mineralización total disminuye progresivamente, y lo mismo ocurre con el calcio, sodio, sulfatos y magnesio; los nitratos aumentan por el lavado desde la superficie del acuífero. En estiaje (Junio a Noviembre de 1996), el agua de la surgencia experimenta un ligero incremento en el valor de su conductividad eléctrica, relacionado sobre todo con el aumento en las concentraciones del ion bicarbonato.

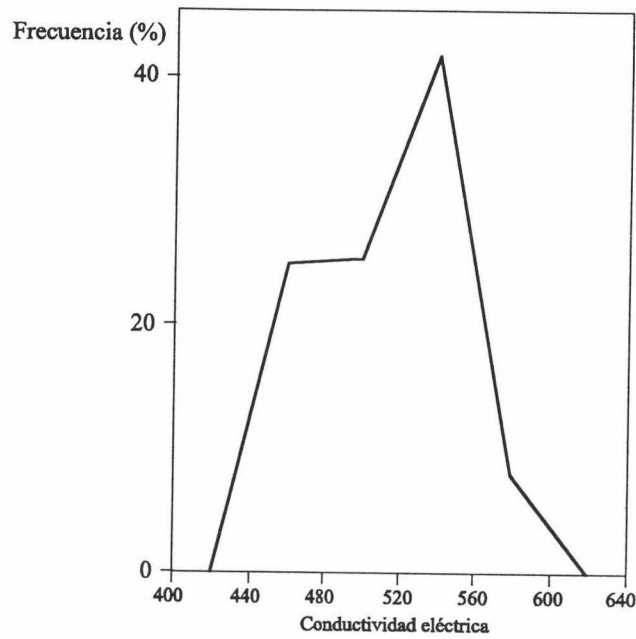
En crecida del año hidrológico 1996-97 se produce sólo una ligera dilución de las

aguas del manantial, a pesar del aumento espectacular del caudal. Los contenidos en calcio, sodio y sulfatos también descienden. Se podría pensar en la llegada de aguas de reciente infiltración, como lo atestigua el incremento en la concentración del ion nitrato y una ligera disminución de la temperatura en Noviembre de 1996.



**Figura 95.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos calculados en las aguas del Palancar, respecto a la descarga y lluvias (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

El coeficiente de variación calculado para la conductividad eléctrica del agua de esta surgencia es relativamente bajo (Tabla 17), pero la distribución de frecuencias de la misma es bimodal (Figura 96) con lo que no es posible postular sobre el comportamiento hidrogeológico del subsistema drenado por este manantial, al menos no a partir de la hidroquímica del agua.



**Figura 96.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial del Palancar.

El rango de variación en el valor de temperatura del agua subterránea es relativamente bajo (0,8 °C), junto a un bajo coeficiente de variación para la misma (Tabla 17). Todo ello sugiere un comportamiento bastante modulador del subsistema drenado por el Palancar.

## 5- RELACIONES IÓNICAS

En muchas ocasiones, los fenómenos de intercambio iónico pueden tener gran importancia en la evolución geoquímica de las aguas subterráneas, especialmente en los casos de acuíferos costeros con indicios de intrusión marina (Back, 1966; Chapelle 1983) o en acuíferos que han sufrido procesos externos de contaminación o sometidos a sobreexplotación (Appelo y Postma, 1993). En los acuíferos kársticos, sin embargo, no se suele prestar la debida importancia a estos fenómenos modificadores del quimismo, los cuales pueden ser importantes cuando existen materiales arcillosos o margosos cercanos a las líneas del flujo subterráneo, o bien cuando existen mezclas con aguas muy salinas procedentes de salmueras.

La superficie activa de los minerales de naturaleza arcillosa presenta, por regla general, un déficit en cargas positivas, lo que confiere a estos minerales una gran capacidad de intercambio iónico que afecta a los cationes Na, Ca, Mg, K, etc. Este fenómeno geoquímico peculiar consiste en el intercambio iónico entre los iones calcio

y/o magnesio retenidos en la estructura cristalina de las arcillas y el sodio o el potasio de las aguas subterráneas, y *viceversa*.

La intrusión marina en acuíferos costeros implica la existencia de importantes procesos de intercambio iónico, los cuales inducen cambios de la facies clorurada sódica del agua de mar hacia una facies clorurada cálcica, ya que los terrenos fijan el sodio del agua marina y liberan el calcio anteriormente retenido en la superficie de las arcillas. Por el contrario, el lavado de sedimentos marinos por aguas dulces de facies bicarbonatada cálcica hace que éstas se enriquezcan en sodio a favor del calcio y/o magnesio, con el consiguiente cambio de facies de las aguas hacia una facies bicarbonatada sódica. La mezcla entre aguas de distintas características fisicoquímicas y salinidad en el seno de los acuíferos kársticos fomenta los fenómenos de intercambio iónico, tal y como describen distintos autores (Back, 1966; Khan *et al.*, 1972; Lawrence *et al.*, 1976; Edmunds y Lloyd, 1979; Chapelle, 1983; Scanlon, 1989; Plummer *et al.*, 1990; Herczeg *et al.*, 1991). En el caso del acuífero Cabra-Alcaide, donde existe un substrato detrítico, bastante arcilloso a veces, y coexisten aguas de distinta salinidad, parece importante analizar la importancia que pueda tener este proceso hidrogeoquímico.

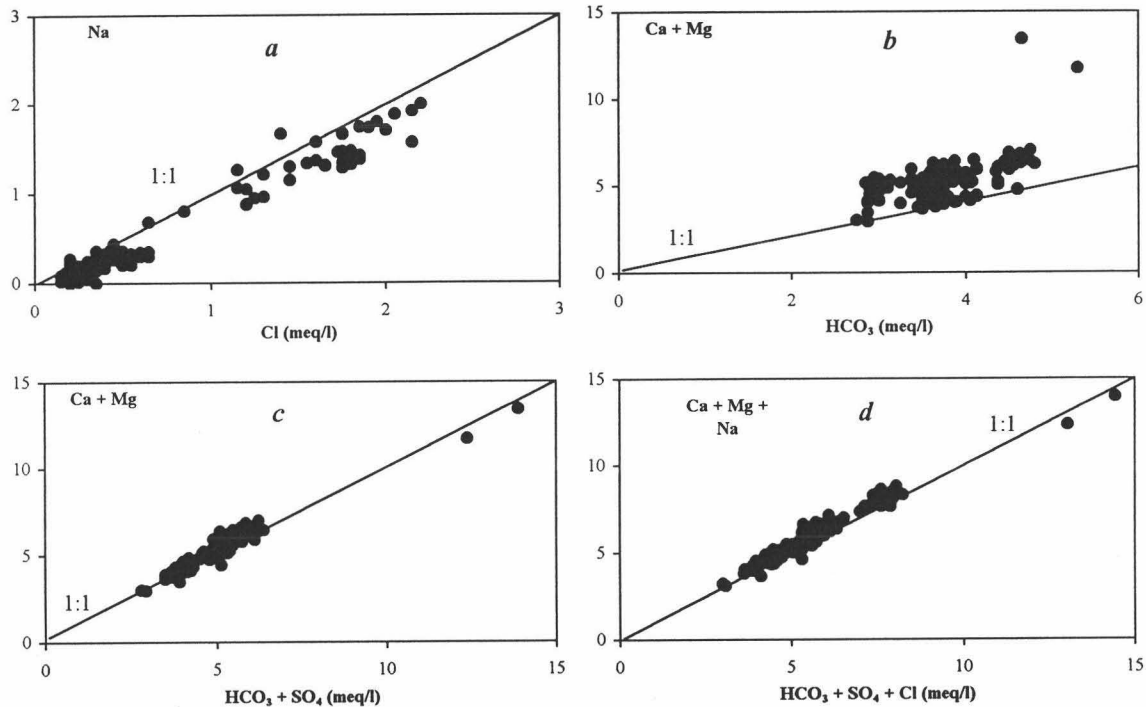
Recientemente algunos autores han encontrado que los fenómenos de intercambio iónico del sodio del agua subterránea a favor de calcio y/o magnesio de los materiales arcillosos son los responsables, en ocasiones, de la existencia de defectos sistemáticos o temporales en los contenidos en sodio de las aguas subterráneas (Siegel y Anderholm, 1994; Komor, 1994). De aquí el interés de tratar el fenómeno del intercambio iónico en el contexto del análisis de las relaciones iónicas principales.

En la figura 97 a muestro, para todas las aguas recogidas en el acuífero, la representación gráfica de los contenidos en cloruros frente a los en sodio (me/l), respecto a la línea de mezcla 1:1. Salvo algunas muestras, que se ajustan a la línea de la relación 1:1; el resto se sitúa por debajo de la misma. Existe por tanto un exceso de cloruros respecto al sodio, o lo que es lo mismo un defecto del segundo respecto al primero. Este hecho permite pensar en la existencia de fenómenos de intercambio iónico que afectan al sodio de las aguas.

En la figura 97 b represento la suma de calcio y magnesio respecto al contenido en el bicarbonato. Se observa que la mayoría de puntos está situada por encima de la recta correspondiente a la relación iónica 1:1, lo que significa que en estas aguas subterráneas los bicarbonatos están en defecto, o lo que es lo mismo, hay un exceso de esos cationes. Ello ocurre especialmente en las aguas correspondientes al sondeo surgente 124, lo que hace pensar en la existencia de procesos hidrogeoquímicos adicionales, aparte de los de disolución de calcita y dolomita.

La representación gráfica de la suma de calcio y magnesio frente a la de bicarbonatos y sulfatos hace que la nube de puntos se ajuste mejor que en el caso anterior, sin embargo, sigue habiendo un ligero exceso de cationes en el grupo de aguas menos mineralizadas (Figura 97 c). En cambio, la representación de  $Ca + Mg + Na$  o respecto a  $HCO_3 + SO_4 + Cl$  muestra el mejor ajuste de las muestras a la línea correspondiente a la relación iónica 1:1 (Figura 97 d).

Estos datos permiten avanzar que la evolución geoquímica estacional de las aguas subterráneas del acuífero Cabra-Alcaide está condicionada principalmente por la disolución de calcita y dolomita, responsable de los contenidos en calcio, magnesio y bicarbonatos. Sin embargo, las anomalías observadas en los contenidos de los cationes respecto al ion bicarbonato son debidas al desarrollo de procesos geoquímicos adicionales, tales como la dedolomitización. Además, el defecto en sodio encuentra probablemente su explicación en el intercambio iónico entre este último y el calcio y/o magnesio adsorbido en la superficie de las arcillas que forman parte del substrato triásico.



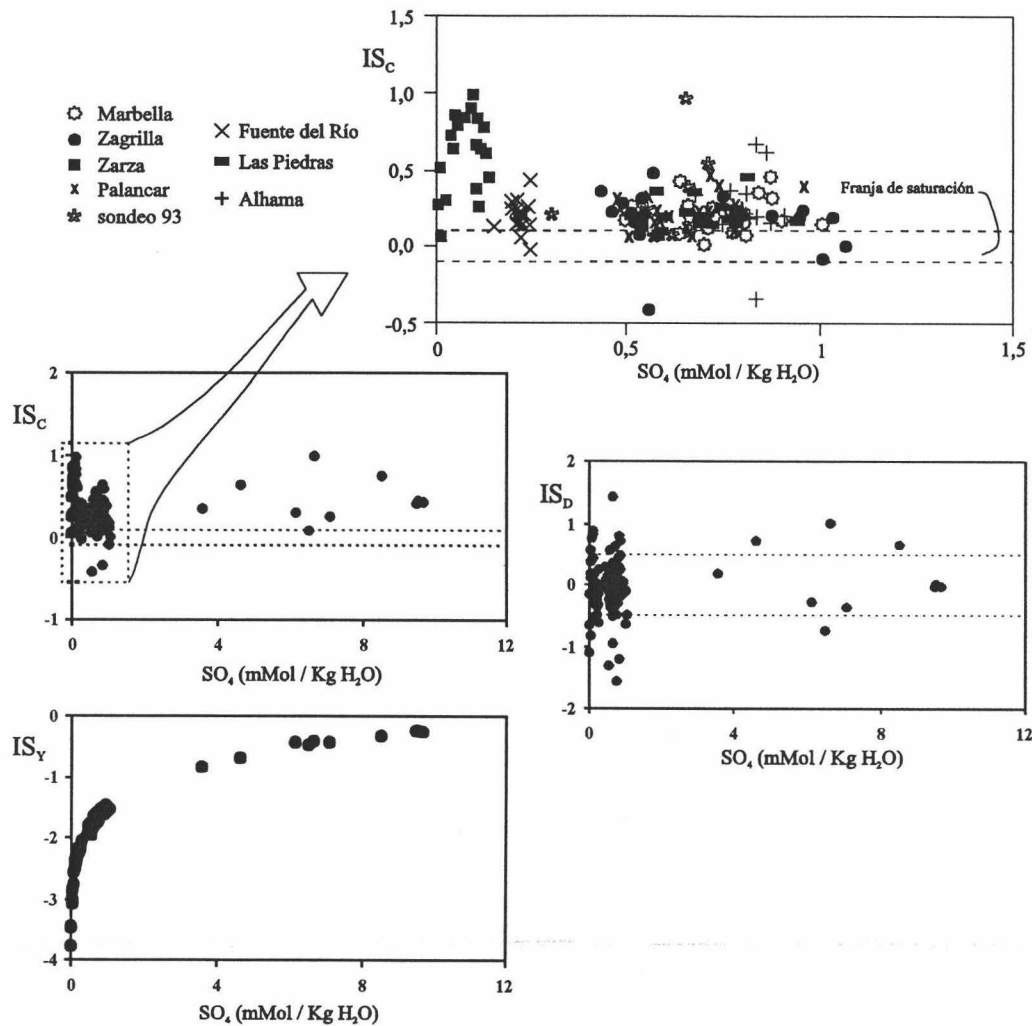
**Figura 97.-** Diversas relaciones iónicas en las aguas muestreadas en el sistema hidrogeológico Cabra-Alcaide. Valores en meq/l.

## 6- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL

La figura 98 muestra la relación entre los índices de saturación en calcita, en dolomita y en yeso respecto al contenido en sulfatos. Se ha considerado, de acuerdo con Langmuir (1971), que el agua está saturada o en equilibrio frente a la calcita cuando el índice de saturación en este mineral toma valores comprendidos entre -0,1 y +0,1. Este mismo criterio, y para evitar repeticiones inútiles, será seguido en todos los capítulos que vendrán a continuación. Valores inferiores o superiores a estas cifras son indicativos de aguas subsaturadas o sobresaturadas, respectivamente. Salvo dos muestras que están subsaturadas (las muestras correspondientes a Zagrilla y Alhama en Febrero de 1996) y una decena de ellas que están en equilibrio o saturadas, el resto corresponde a aguas sobresaturadas en calcita, lo que sugiere -según las ideas de Schuster y White (1972)- un mecanismo de flujo general de tipo difuso o poco kárstico para el sistema acuífero kárstico Cabra-Alcaide. No obstante, el estado de subsaturación respecto a la calcita en la Fuente Alhama y Zagrilla durante el mes de Febrero de 1996 (mes de máximo caudal) se interpreta como debido a la puesta en funcionamiento de



un sistema de conductos que pueden, momentáneamente, drenar a gran velocidad aguas de reciente infiltración relativamente agresivas. No obstante, los criterios de estos autores no son de aplicación en las aguas de este acuífero, como se verá a continuación.



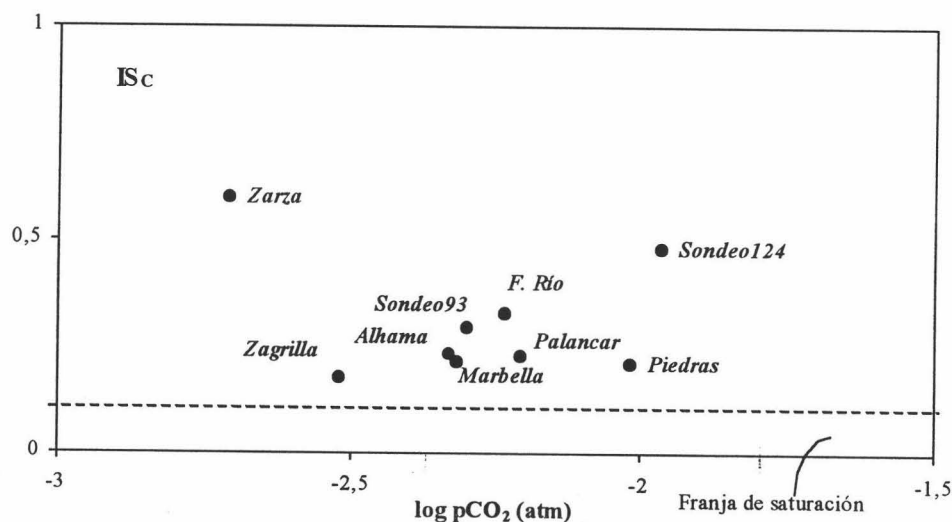
**Figura 98.-** Representación de la relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita y yesos y el contenido total en sulfatos disueltos para todas las muestras tomadas en la red de control del sistema acuífero Cabra-Alcaide. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

Los índices de saturación más altos corresponden a los encontrados en las aguas del sondeo surgente numero 124 y en las del manantial de la Zarza. En el caso de éste último, el alto grado de saturación no se puede justificar por un largo tiempo de contacto agua roca, como vienen defendiendo los autores anteriores, sino por una desgasificación en las inmediaciones de la surgencia (Figura 99), lo que se traduce en un pH elevado del agua. Por ello, a pesar de la escasa mineralización del agua de la Zarza, ésta se encuentra sobresaturada en calcita. En cambio, los altos grados de saturación en calcita de las aguas subterráneas del sondeo 124 están relacionados con altos contenidos en sulfatos, resultado de la disolución del yeso del substrato triásico induciendo procesos de dedolomitización. Así pues, los criterios de Shuster y White



(1972) deben ser tenidos en cuenta con precaución a la hora de aplicarlos a la zona de estudio.

La figura 99 muestra la relación entre la presión parcial de  $\text{CO}_2$  y el índice de saturación en calcita para las composiciones medias de las aguas de cada punto acuífero muestreado. Drake y Harmon (1973) utilizan esta metodología para identificar diferentes tipos de aguas y flujos en acuíferos kársticos. Atendiendo a sus ideas, todos los puntos acuíferos corresponderían a la descarga de sistemas de flujo de tipo difuso o *diffuse flow*, con gran tiempo de contacto agua-roca, ya que sus aguas están sobresaturadas en calcita. Sin embargo, no todos los valores de presión parcial de  $\text{CO}_2$  encontrados en las aguas de Cabra-Alcaide son los normales para aguas propias de tales sistemas acuíferos. Así pues, las aguas subterráneas de la Zarza se asemejan mucho a aguas de escorrentía superficial, ya que se encuentran prácticamente equilibradas con la presión atmosférica. Las aguas de Zagrilla, Alhama, sondeo 93 y Marbella son más bien aguas de sistemas acuíferos con flujo en conducto o *conduit flow*.

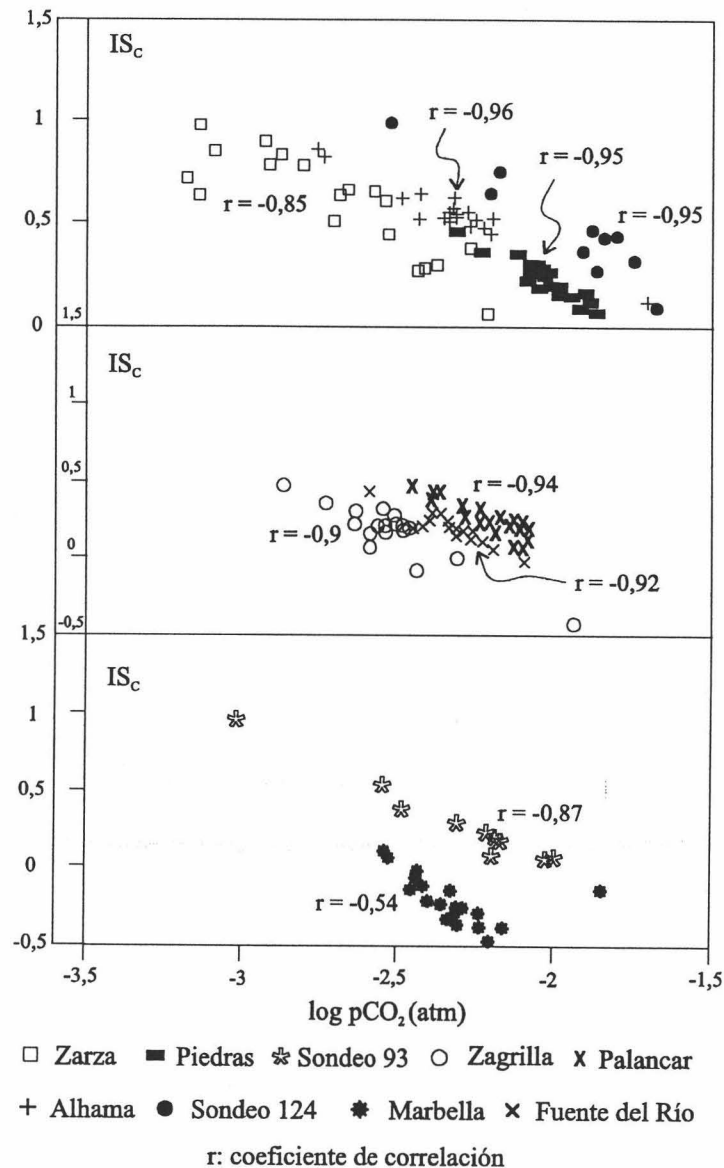


**Figura 99.-** Representación de la relación entre el valor medio del índice de saturación en calcita y la presión parcial media de  $\text{CO}_2$  para los puntos acuíferos del acuífero Cabra-Alcaide.

En la figura 100 presento la relación entre la presión parcial de  $\text{CO}_2$  y el índice de saturación en calcita. Se observa que la relación entre ambos parámetros no es muy buena en las aguas de Marbella, Zagrilla, Fuente Alhama, Palancar y sondeo 124, y que algunas muestras están en equilibrio o saturadas frente a la calcita. Este hecho lleva a pensar que la zona saturada de los subsistemas correspondientes juega un papel relevante en la evolución hidrogeoquímica estacional del agua subterránea, pudiéndose considerar que el sistema está cerrado al  $\text{CO}_2$  (Bakalowicz, 1979 y 1980).

En cambio, la relación del índice de saturación en calcita y la presión parcial de  $\text{CO}_2$  en los casos de Fuente del Río, Piedras, Zarza y sondeo 93, muestra una buena correlación entre ambos parámetros. Ello, según Lastennet (1995), es una característica de los sistemas fuertemente influenciados por la zona no saturada, donde los intercambios gaseosos son frecuentes, determinando así sistemas abiertos respecto al

CO<sub>2</sub>. Lastennet (1995), aplicando esta metodología pone de manifiesto el papel de la zona no saturada en el funcionamiento hidrodinámico de los manantiales de Vaucluse. A pesar de ello, la geometría y el carácter confinado que muestran los acuíferos que alimentan a Piedras y sondeo 93 no es concordante con la existencia de un sistema abierto al CO<sub>2</sub>; en estos casos se podría invocar la existencia de una fuente adicional de CO<sub>2</sub>, necesariamente profunda.



**Figura 100.-** Representación de la relación entre el índice de saturación en calcita y la presión parcial de CO<sub>2</sub>, para todos los puntos acuíferos del sistema hidrogeológico Cabra-Alcaide. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

Los valores del índice de saturación en dolomita comprendidos entre -0,5 y +0,5, indican que el agua está en equilibrio respecto a esta especie mineral (Plummer *et al.*, 1990), quiero recordar que este criterio, igual que en el caso del índice de saturación en calcita, de saturación respecto a la dolomita se mantendrá para el resto de los capítulos que siguen a continuación. En general, salvo algunas muestras que están ligeramente

sobresaturadas, predominan las aguas en equilibrio o subsaturadas de las aguas subterráneas frente a la dolomita en este acuífero. Respecto al yeso, se observa un estado claro de subsaturación, no alcanzándose nunca el equilibrio a pesar del incremento de los contenidos en sulfatos.

## **7- ÍNDICES DE MADUREZ**

El valor del índice de madurez depende directamente de los contenidos en calcio, magnesio y estroncio del agua subterránea (Tulipano y Fidelibus, 1991). La evolución espacial (para distintos puntos acuíferos) o temporal (para un mismo manantial) de los valores del índice de madurez permite cuantificar, a título comparativo, el grado de evolución geoquímica de las aguas subterráneas estudiadas. Los mayores tiempos de residencia del agua en los acuíferos se traducen en un aumento progresivo de la mineralización total de la misma. Además la concentración de algunos elementos es especialmente grande, como es el caso de los indicadores de tiempo de contacto agua-roca (magnesio y estroncio). Por ello algunos autores utilizan una relación iónica que involucra a estos iones (incluido calcio) para determinar el grado de madurez de un agua, o lo que es lo mismo, el tiempo relativo de contacto agua-roca. La madurez se entiende en términos de complejidad de los procesos hidrogeoquímicos desarrollados a lo largo de su evolución espacial y temporal (Plummer *et al.*, 1976; Tulipano y Fidelibus, 1984; Fidelibus y Tulipano, 1990; Vacher *et al.*, 1990; Giménez, 1994 y Pulido Bosch *et al.*, 1995 y 1996).

El índice de madurez se obtiene considerando un agua de referencia, la que presente menores concentraciones de calcio, magnesio y estroncio, y a partir de ésta se calculan, para cada muestra, las variaciones porcentuales de los contenidos en estroncio y de la suma de calcio y magnesio ( $IM = D r (Sr)/D r (Ca + Mg)$ , donde  $D$  corresponde a la diferencia entre dos concentraciones). Los valores más altos del índice corresponderían a aguas subterráneas más maduras y que han sido testigo de varios estados de evolución geoquímica. La comparación de los valores de este índice para distintas muestras permite clasificarlas según su tiempo de residencia en el seno del acuífero, en términos de velocidad de circulación desde la zona de recarga hasta alcanzar el punto acuífero en cuestión, o simplemente como la coexistencia de varios procesos hidrogeoquímicos (disoluciones y precipitaciones).

Los valores medios del índice de madurez, estimados a nivel medio del periodo comprendido entre Octubre de 1995 y Diciembre de 1996 (Tabla 18), revelan que las aguas más maduras por término medio son las correspondientes a las de la surgencia de Marbella, situada en el sector norte del macizo carbonatado.

Las aguas menos viejas son las que circulan por el manantial de las Piedras y las que surgen en el sondeo 93, mientras que las demás se distribuyen entre estos dos extremos.

## **8- RECAPITULACIÓN SOBRE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS PRINCIPALES**

El acuífero kárstico Cabra-Alcaide, a pesar de su mediana extensión, presenta una

gran variabilidad hidrogeoquímica, resultado de la notable complejidad hidrogeológica y litológica que lo caracteriza. Esta variabilidad espacial en el quimismo de las aguas subterráneas depende exclusivamente de los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar, a veces ligados al funcionamiento hidrodinámico, aunque en ocasiones no. En general, al tratarse de un sistema acuífero mayoritariamente carbonatado, las reacciones químicas más comunes son las de disolución de la calcita y dolomita, responsables en definitiva de la facies bicarbonatada cálcico-magnésica predominante.

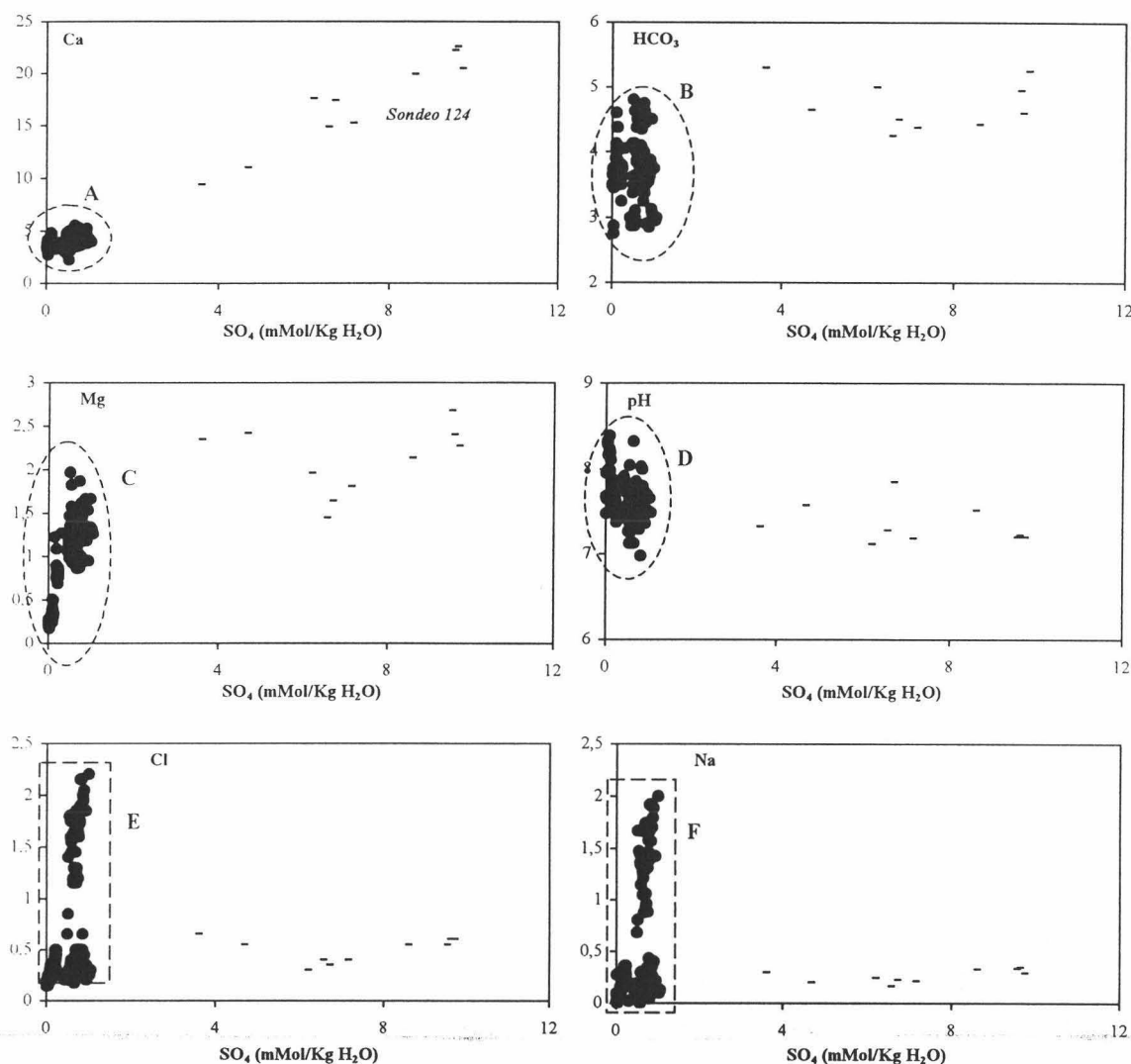
	r Ca	rMg	r(Ca+Mg)	r(Sr)	D r(Ca+Mg)	D r(Sr)	IM
Zarza	3,6	0,3	3,9	0,005			
F. del Río	3,4	0,8	4,2	0,006	0,3	0,0009	0,0030
Palancar	4,6	1,0	5,5	0,010	1,3	0,0043	0,0032
Alhama	4,2	1,2	5,4	0,010	0,1	0,0005	0,0039
Piedras	4,8	1,5	6,3	0,010	0,9	0,0000	0,00004
Sondeo 93-94	4,2	1,2	5,5	0,011	0,8	0,0005	0,0006
Marbella	4,0	1,5	5,5	0,012	0,0	0,0008	0,0205
Zagrilla	3,6	1,2	4,8	0,013	0,7	0,0014	0,0020
Sondeo 124	13,0	1,9	14,9	0,058	10,1	0,0454	0,0045

**Tabla 18.-** Índices de madurez calculados para las aguas subterráneas recogidas en los puntos de la red de control. Sistema hidrogeológico Cabra-Alcaide. IM: índice de madurez en %; D: diferencia; r: contenidos en meq/l.

En el subgrupo de aguas cálcicas, al cual pertenece la surgencia de la Zarza, la disolución de la calcita es mucho más intensa que la de dolomita (relación Ca/Mg muy alta), debido a que la cinética de disolución de éste último mineral es considerablemente más lenta que en el caso de la calcita (Plummer *et al.*, 1978; Busenberg y Plummer, 1982). La sobresaturación respecto a la calcita de las aguas de este manantial puede explicarse por fenómenos de desgasificación en la captación de la surgencia (aguas arriba del punto de muestreo).

El incremento de los contenidos en magnesio en los demás manantiales (subgrupo Ca-Mg) es en parte resultado de la mayor tasa de disolución de dolomita por tiempos de residencia más largos y mayor tiempo de contacto agua-roca. Este proceso parece tener gran importancia en los casos de Fuente del Río y las Piedras, en los cuales existe una buena correlación entre los iones bicarbonato y magnesio. No obstante, la influencia hidroquímica del substrato detrítico-evaporítico triásico es determinante en los equilibrios químicos del agua subterránea, de manera que la disolución del yeso de dicho substrato provoca una disolución adicional de dolomita de la roca acuífera y una tendencia hacia la precipitación de calcita. El incremento de la concentración de calcio en el agua, por disolución del yeso, provoca la precipitación de calcita por el efecto del ion común; al precipitar ésta, la concentración de carbonatos y bicarbonatos en el agua disminuye con lo que el pH baja produciendo subsaturación en dolomita, lo que da lugar a una disolución adicional de las dolomías acuíferas y al aumento de la concentración de magnesio en el agua. Por otra parte, existen evidencias litológicas de que se han producido procesos de dedolomitización (Martin, 1980), preferentemente en las partes más bajas de los materiales acuíferos liásicos; dando lugar a calizas oquersas. En las láminas delgadas de estas rocas se observan frecuentes pseudomorfos de calcita

que indican su distitución por dolomita (Martin, 1980). Schaad (1995) demuestra que la disolución de yesos en presencia de dolomita lleva a la formación de calizas oquerosas.



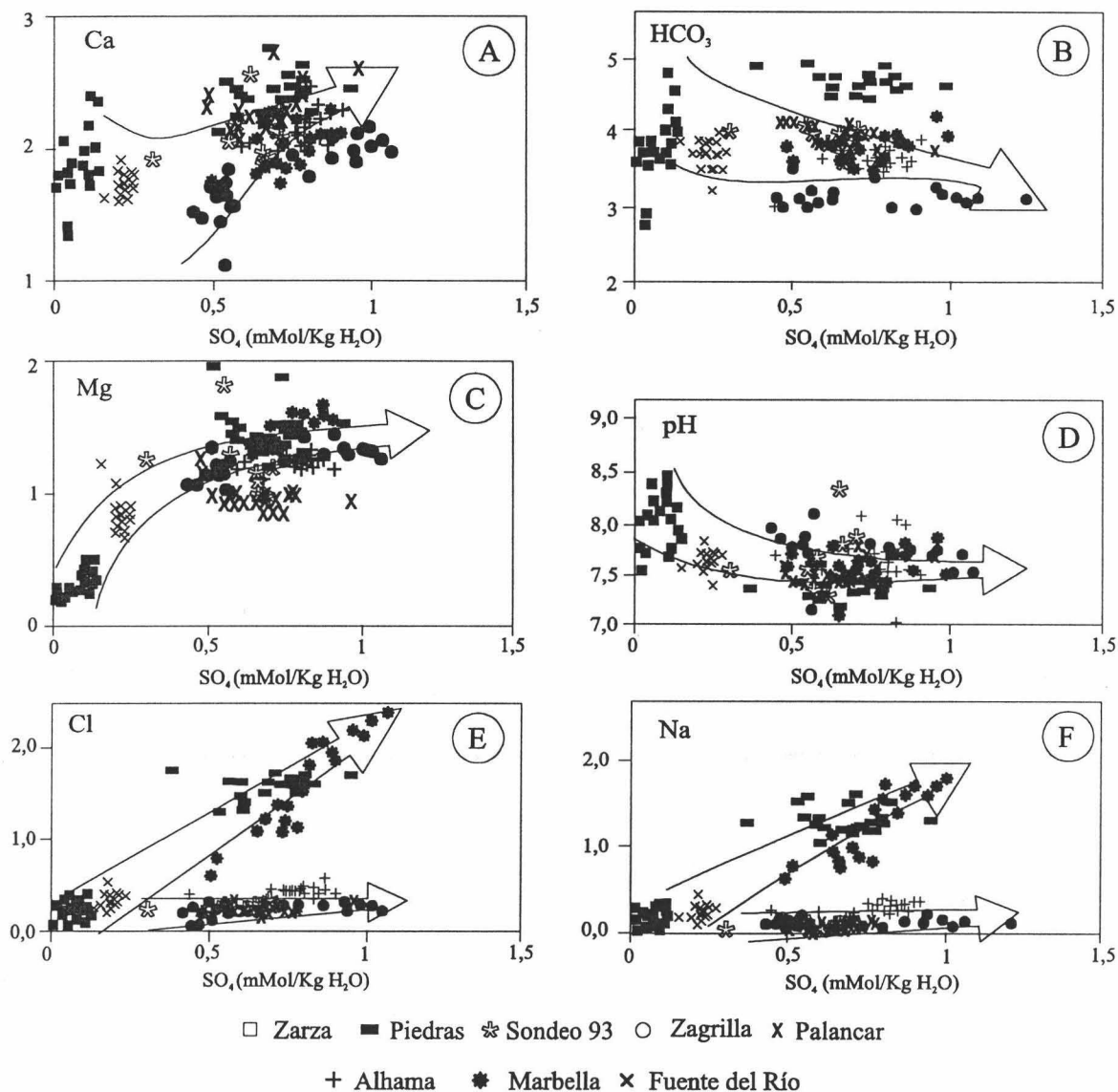
**Figura 101.-** Diagramas de dispersión entre contenidos en sulfatos y otros parámetros hidroquímicos determinados en las aguas del acuífero Cabra-Alcaide. los diferentes muestreos de los puntos acuíferos estudiados. Los valores iónicos en ordenadas vienen expresados en meq/l. A, B, C, D, E y F corresponden a la vista de detalle para las aguas relativamente menos mineralizadas en la figura 102.

Esta dedolomitización, ampliamente extendida en muchos de los acuíferos kársticos del sur de Córdoba (Bouamama *et al.*, 1996), es también un proceso hidrogeoquímico de gran relevancia en la evolución química temporal de las aguas de los manantiales de Alhama, Zagrilla, Marbella y Palancar, y de los sondeos 93 y 124, con diferentes grados de intensidad. Los altos contenidos de sulfatos de las aguas del sondeo surgente 124 permiten el desarrollo de un claro proceso de dedolomitización; los bicarbonatos experimentan una disminución apreciable de sus contenidos con la consiguiente bajada en los valores del pH (Figura 101). No obstante, en el resto de los manantiales se observa sólo una ligera disminución en el pH (Figura 102), y los bicarbonatos no muestran una tendencia clara, debido seguramente a la existencia de otros procesos hidrogeoquímicos de menos relevancia (Plummer *et al.*, 1990; Cardenal *et al.*, 1994),



que pueden producir un cierto enriquecimiento en este ion ( $\text{CO}_2$  de la descomposición de la materia orgánica o de origen profundo, intercambio iónico del calcio y/o magnesio por sodio, etc.).

Los altos contenidos en sodio y cloruros registrados en Marbella y las Piedras se explican por un aporte de sales desde masas de halita discontinuas localizadas en el mismo substrato triásico. Así parece sugerirlo el hecho de que la correlación entre sulfatos y cloruros o sodio es alta y de carácter positivo (Figura 102).

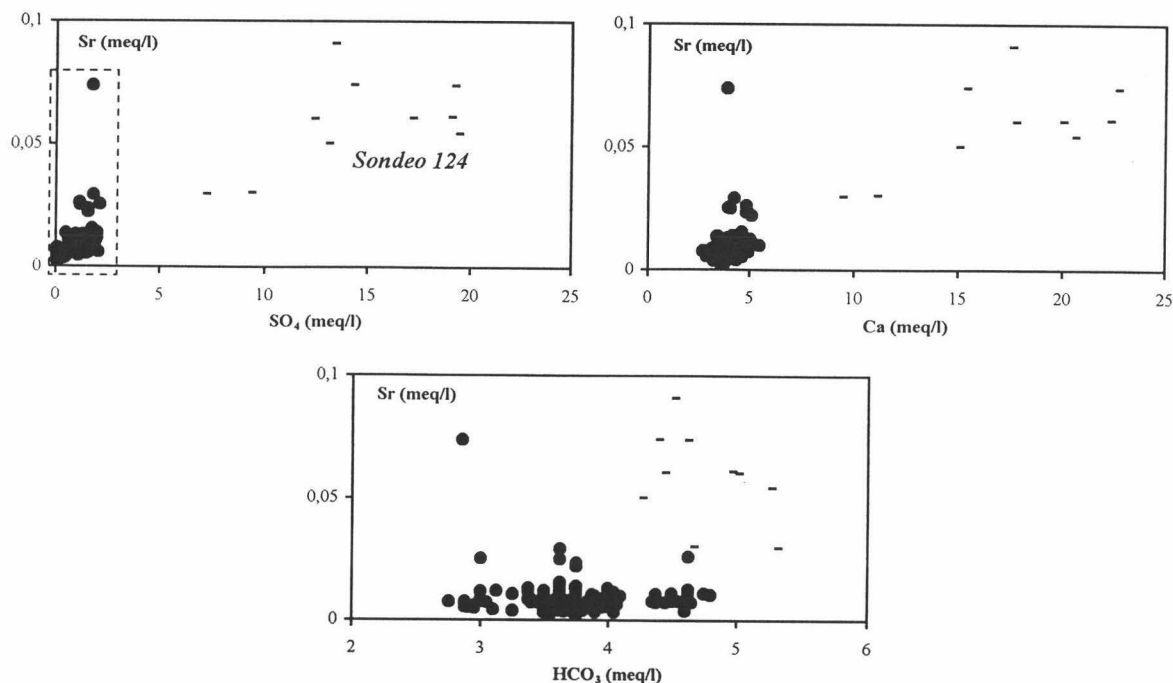


**Figura 102.-** Diagramas de dispersión entre contenidos en sulfatos y otros parámetros hidroquímicos obtenidos en los casos de todos los manantiales y el sondeo surgente 93. Los valores iónicos en ordenadas vienen expresados en meq/l.

El defecto en sodio detectado en las aguas subterráneas del sistema acuífero es explicable por la existencia, junto a dedolomitización y disolución de calcita y dolomita, de fenómenos que implican procesos de intercambio iónico entre este último y el calcio o el magnesio.



La celestina debe ser la principal fuente de suministro del estroncio del agua, a la vez que contribuye aportando parte de los sulfatos de las mismas. Este mineral debe estar ligado a las formaciones evaporíticas triásicas y en concreto a los yesos, como lo atestiguan las relaciones de correlación observadas en la figura 103. También Sanz de Galdeano *et al.*, (1984) describen mineralizaciones de celestina en el Trías del Subbético, asociadas en ocasiones con los yesos de la misma edad.



**Figura 103.-** Representación de la relación iónica entre los contenidos en bicarbonatos, calcio y sulfatos frente a los contenidos en estroncio para todos los puntos acuíferos estudiados y para el periodo de Octubre de 1995 - Diciembre de 1996.

## 9- CONSIDERACIONES FINALES

A la vista de los resultados antes expuestos, parecen estar cargados de razón los que, como Scanlon y Thrailkill (1987), piensan que la variabilidad hidrogeoquímica de las surgencias kársticas no permite establecer en muchos casos las características estructurales de los acuíferos que los alimentan, pues la composición química de las aguas subterráneas en el Karst no es únicamente función del comportamiento hidrogeológico, o -lo que es lo mismo- de la funcionalidad de la red kárstica y fisural (flujo difuso o en conducto). El estudio hidrogeoquímico e hidrodinámico del acuífero Cabra-Alcaide permite reforzar estas afirmaciones, sin dejar de tener en cuenta el grado de karstificación como un factor más.

El comportamiento hidrogeoquímico de los manantiales que drenan el acuífero se ve influido por el funcionamiento hidrodinámico de sus áreas de alimentación y éste a su vez por la extensión de la cuenca vertiente, los espesores de la franja de infiltración y de la zona saturada, la geometría del acuífero y la estructura fisural y kárstica. Los aspectos hidrodinámicos afectan fundamentalmente al tiempo de tránsito y contacto agua-roca, lo cual permite que se produzca una segregación de facies hidroquímicas en

el sentido del flujo, evolucionando de bicarbonatadas cálcicas a cálcico-magnésicas. En principio, este proceso es independiente de la litología, y sólo tiene que ver con la cinética de disolución de la calcita y la dolomita; ambos minerales forman parte de la roca acuífera.

Otras tendencias observadas en el sentido del flujo, hacia aguas sulfatadas cálcicas o cloruradas sódicas, son consecuencia de la influencia de los materiales del substrato triásico del acuífero, en principio poco permeable, aunque no tanto a la vista de las formas kársticas que desarrollan las evaporitas y los rendimientos en ciertas obras de captación ubicadas en esos materiales. El aporte de sulfatos desde estas rocas basales conlleva también un cierto proceso de dedolomitización que repercute considerablemente en la composición química de algunas aguas subterráneas.

La existencia de un substrato detrítico, bastante arcilloso a veces, y aguas de distinta salinidad en el seno del sistema acuífero kárstico Cabra-Alcaide parece favorecer los fenómenos de intercambio iónico de calcio y/o magnesio por el sodio, los cuales son de manifiesto en casi todos los manantiales y sondeos.

El empleo de diversos métodos hidroquímicos e hidrodinámicos, a la hora de establecer el tipo de flujo dominante en este acuífero, conduce a veces a resultados contradictorios, en ocasiones fácilmente explicables y en otras no. Así, el criterio de saturación o subsaturación en especies minerales, no parece tener aplicación en esta región, a causa de la escasez y variabilidad de las precipitaciones y la existencia de dedolomitización.

## Capítulo VI

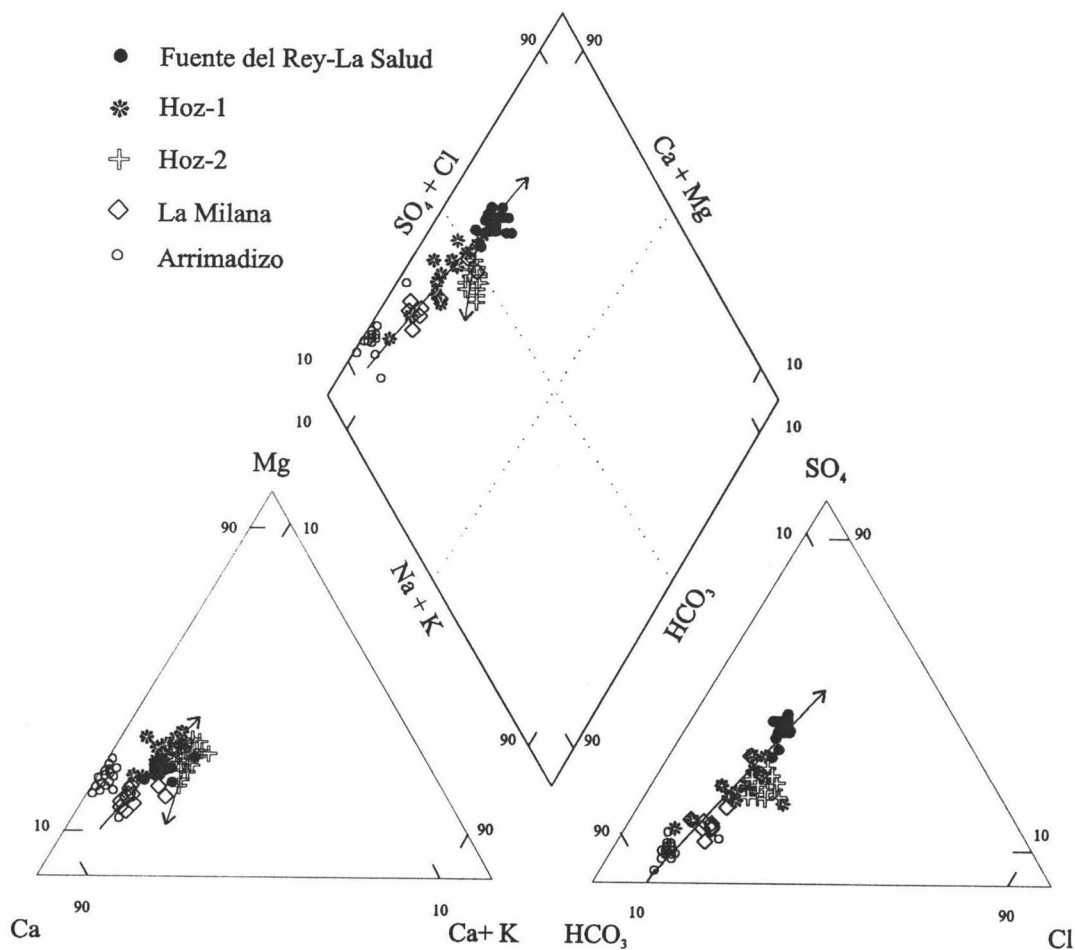
### VI- HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO RUTE- HORCONERA

## Capítulo VI

### VI- HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO RUTE-HORCONERA

#### 1- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS Y TENDENCIAS EVOLUTIVAS ESPACIALES A ESCALA GLOBAL

La representación gráfica en el diagrama de Piper de los resultados de los análisis químicos efectuados a las muestras recogidas en los manantiales que drenan el acuífero Rute-Horconera (Figura 104) permite clasificar las aguas subterráneas en dos grupos distintos de facies hidroquímicas. Así, todas las aguas subterráneas de los manantiales controlados en este sistema hidrogeológico kárstico son bicarbonatadas cálcico magnésicas, salvo las aguas del manantial Fuente del Rey-La Salud que corresponden a una facies sulfatada cálcica.



**Figura 104.-** Representación en diagrama de Piper de las aguas muestreadas en los distintos manantiales del acuífero Rute-Horconera. Las flechas resaltan las evoluciones y tendencias del quimismo del agua a nivel espacial y temporal.

En este sistema hay una clara tendencia evolutiva espacial hacia una facies sulfatada cálcica, definida por un enriquecimiento en el ion sulfato en el sector drenado por la Fuente del Rey-La Salud. Se pasa de aguas con prácticamente el 80 % de

bicarbonatos (Arrimadizo) a unas aguas con sólo un 40 % (los porcentajes se refieren al total aniónico), mientras que los sulfatos evolucionan de representar menos del 10 % de la composición total a un 40 %, igualando así a los bicarbonatos. Los contenidos en cloruros y sodio también experimentan un aumento a lo largo de esta secuencia, aunque en menor grado. Esta tendencia responde en parte a la conocida secuencia evolutiva de los aniones mayoritarios (Freeze y Cherry, 1979) propuesta inicialmente por Chebotarev (1955), según el cual el agua evoluciona a lo largo del flujo subterráneo y en función del tiempo de contacto agua-roca, de manera que existe un relevo en las especies aniónicas mayoritarias atendiendo a su concentración en meq/l.

La evolución espacial de las aguas subterráneas de éste sistema hidrogeológico parece estar controlada en buena medida, sin excluir otros factores, por la existencia del substrato triásico heterogéneo poco permeable, en el que la disolución de los yesos puede ser responsable del cambio de la facies hidrogeoquímicas propias de aguas subterráneas generadas en acuíferos carbonatados (bicarbonatadas cálcico-magnésicas) hacia la sulfatada cálcica. Los contenidos relativamente altos en sal en la mayoría de los manantiales estudiados encuentran su origen en la disolución de la halita de los materiales del Trías.

La variación hidrogeoquímica temporal es muy notable en el caso de la surgencia de La Milana y, sobre todo, en la surgencia de Hoz -1. Se observan variaciones de gran envergadura en los contenidos de la mayoría de iones mayoritarios y, fundamentalmente, de sulfatos, cloruros y sodio (Figura 104).

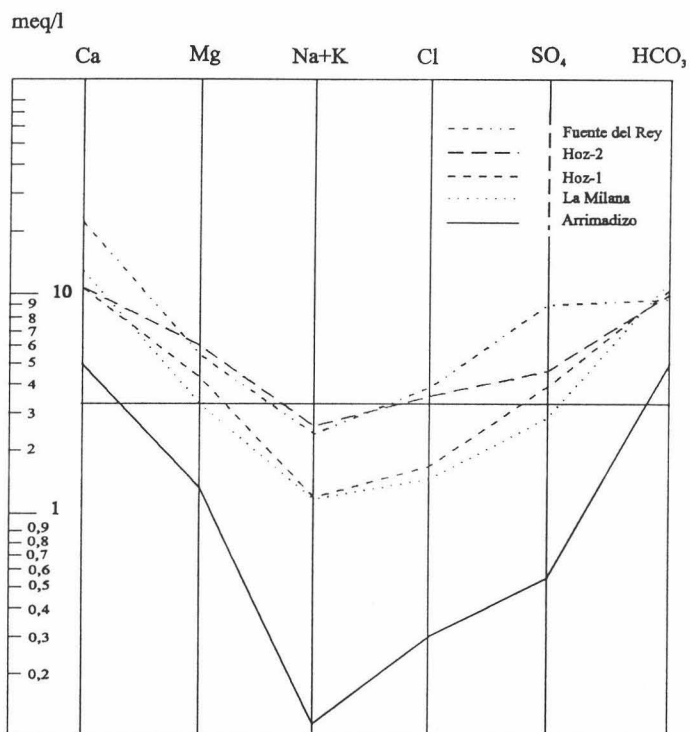
Las aguas subterráneas del manantial de Hoz-2, también muestran una cierta variación temporal de su composición química, marcada esencialmente por una disminución de las concentraciones en magnesio (Figura 104). Ello puede ser debido a fenómenos de dilución que han sufrido las aguas después de la recuperación del acuífero.

La figura 105 muestra la representación gráfica en el diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de la composición química media de las aguas de los distintos puntos acuíferos que conforman la red de control. La mineralización más baja, con diferencia, se presenta en el manantial del Arrimadizo, el más alto de todo el sistema (820 m s. n. m). Su facies es claramente bicarbonatada cálcico-magnésica, marcada por escasos contenidos en cloruros, sulfatos y sodio. En cambio, las aguas más mineralizadas corresponden a las recogidas en la Fuente del Rey-la Salud, las cuales presentan una facies sulfatada cálcica.

A nivel medio, el agua drenada por el manantial de Hoz-2 es muy parecida al agua de Fuente del Rey, aunque, en este último los contenidos en sulfatos y calcio son más altos. Así, la influencia de los procesos de disolución de yesos es menos acentuada en el caso de Hoz-2, cuyas aguas conservan su identidad original (bicarbonatada cálcico-magnésica).

El resto de los manantiales muestra aguas en estadios intermedios de la evolución hidrogeoquímica principal, presentando composiciones bastante semejantes entre sí.

En general, la evolución hidrogeoquímica espacial está marcada por un aumento de relevancia en los contenidos en todos los iones mayoritarios entre la surgencia del Arrimadizo y el resto, especialmente en magnesio, sodio, cloruros y sulfatos. Las formaciones geológicas del Trías y en concreto las masas de yesos juegan, pues, un papel determinante en la composición de las aguas del acuífero Rute-Horconera. Al igual que en otros acuíferos del área, la posibilidad de que parte del agua de infiltración circule preferentemente en contacto con los yesos del substrato, o incluso a través de ellos, es un factor muy importante a tener en cuenta, sin menospreciar la existencia de otros factores.



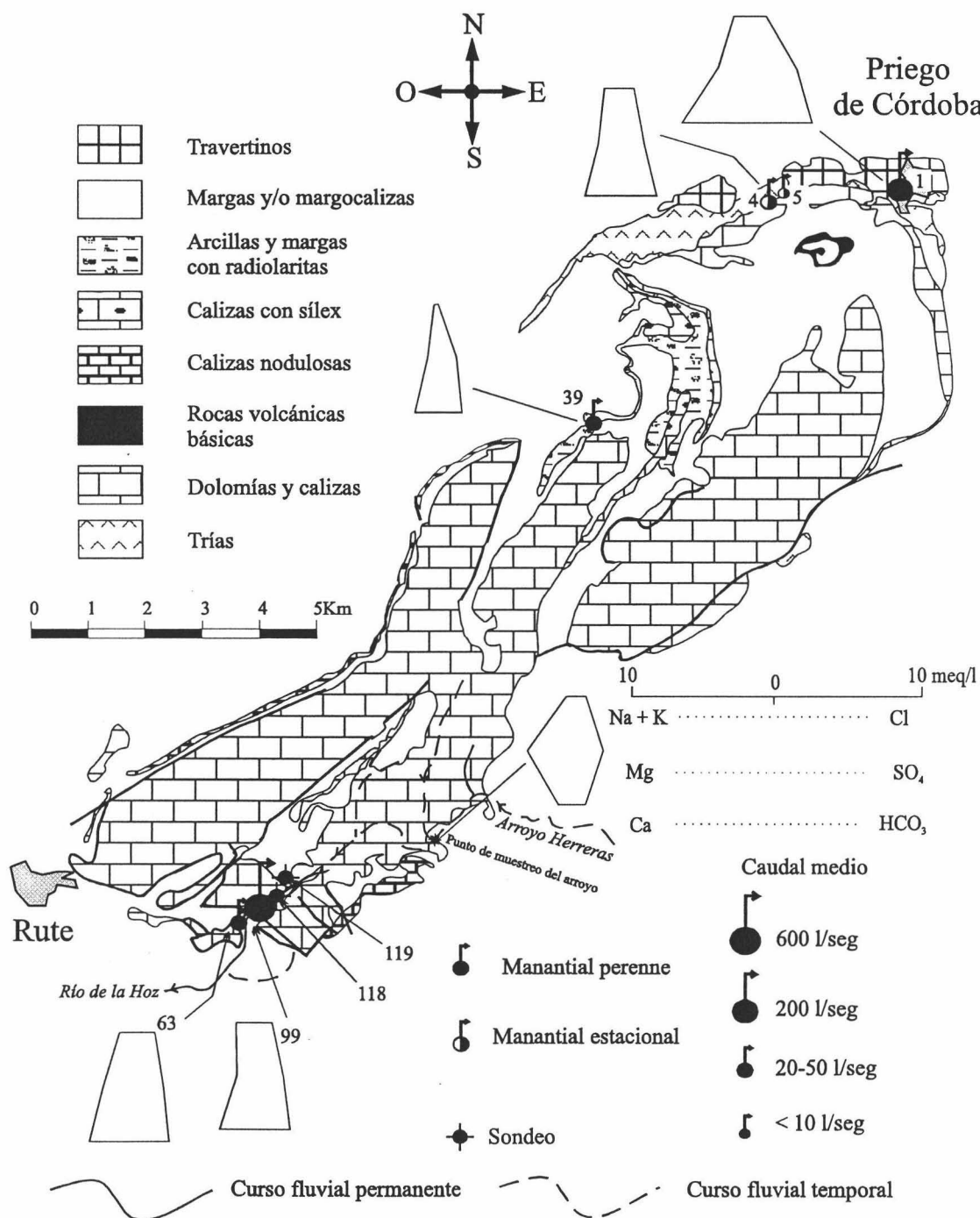
**Figura 105.**- Representación en diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de la composición media de las aguas muestreadas en los principales puntos acuíferos del acuífero Rute-Horconera.

En la figura 106 muestro la situación geológica de las surgencias que conforman la red de control hidrodinámico e hidrogeoquímico del sistema hidrogeológico Rute-Horconera, junto a los diagramas de *Stiff* modificados correspondientes a la composición media para el periodo de estudio (Octubre de 1995 - Abril de 1997). La naturaleza de las formaciones geológicas que hacen de “barrera” al flujo subterráneo es determinante de la morfología de los polígonos de *Stiff*.

El manantial del Arrimadizo surge en el contacto entre las calizas liásicas y los materiales impermeables de margas y calizas margosas cretácicas. El polígono correspondiente es el más delgado de todos, debido a la débil mineralización de sus aguas. No se aprecia gran influencia del substrato detrítico-evaporítico en este manantial.



Los demás polígonos muestran mayor superficie, sobre todo el manantial de Fuente del Rey en Priego de Córdoba, cuyas aguas manan justo en el contacto entre las formaciones permeables liásicas y los materiales del Trías germánico, rico en yesos y halita. En el caso de los manantiales del conjunto de la Hoz, el substrato debe encontrarse a más profundidad.

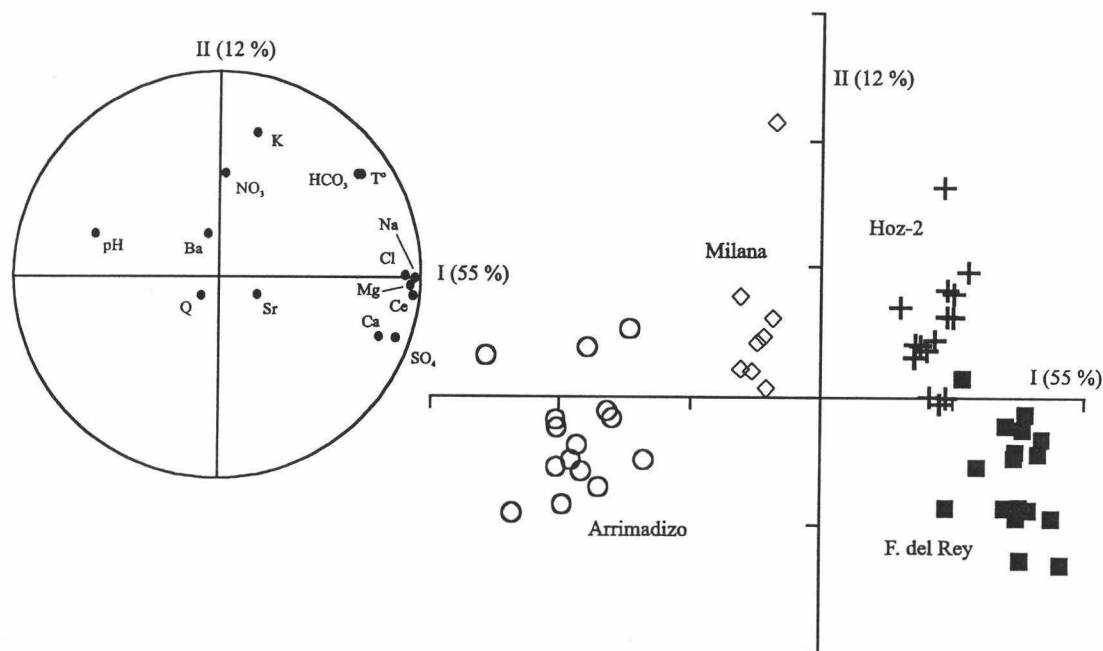


**Figura 106.-** Situación geológica de los puntos acuíferos de la red de control hidrodinámico e hidrogeoquímico en el sistema hidrogeológico kárstico Rute-Horconera, junto con la representación en diagrama de *Stiff* modificado de la composición química media de sus aguas (periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997).

## 2- ANÁLISIS MULTIVARIANTE DEL QUIMISMO DE LAS AGUAS

El tratamiento del conjunto de los datos analíticos (63 muestras) revela que cuatro factores son suficientes para explicar el 86 % de la variabilidad total del conjunto. El factor I explica el 55 % de la varianza total.

El factor I está determinado por la mineralización total, la cual correlaciona bien y positivamente con todos los mayoritarios a excepción del ion bicarbonato, sobre todo con cloruros, sodio y magnesio (Figura 107 a).



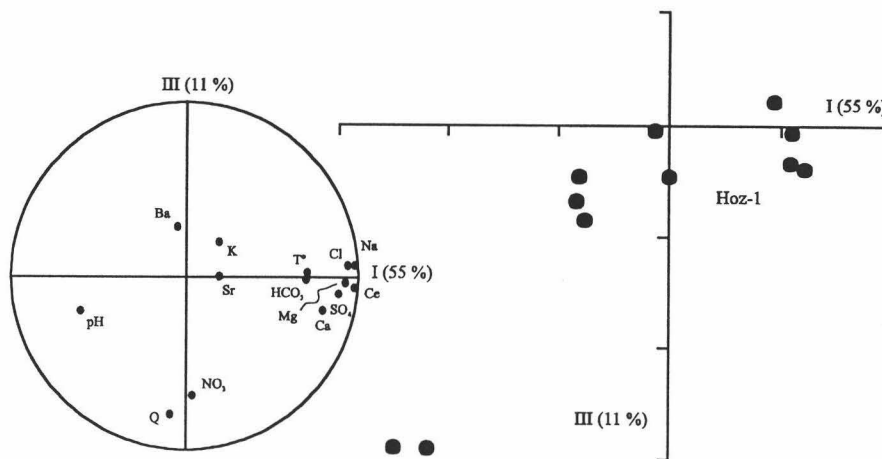
**Figura 107.-** Proyección de las variables (a) y observaciones -excepto el manantial Hoz-1- (b) para el conjunto de los manantiales del sistema hidrogeológico Rute-Horconera. Plano I y II.

El pH, también “pesa” sobre este factor y correlaciona negativamente con la conductividad eléctrica, sobre todo con los sulfatos y el calcio. La composición química de las aguas más mineralizadas depende fundamentalmente de la disolución de halita y yeso de las formaciones triásicas, lo que coincide con bajos valores de pH. Ello lleva a pensar que la disolución del yeso fomenta el desarrollo de procesos hidrogeoquímicos que tienen como efecto el descenso del pH.

El factor II (12 % de la varianza total) está condicionado por el ion potasio lo que da testimonio de su origen único; en parte también está condicionado por el ion nitrato.

El caudal y los nitratos “pesan” sobre el factor III (Figura 108 a), los cuales correlacionan bastante bien entre ellos, lo que sugiere procesos de contaminación de las aguas subterráneas a partir de aportes desde las superficies de los afloramientos del acuífero.

Respecto a las muestras, se observa que la evolución hidrogeoquímica del manantial kárstico de Hoz-1 está muy influenciada por la descarga que drena el mismo (Figura 108 b). La evolución estacional de las aguas subterráneas del Arrimadizo se ve afectada por las fluctuaciones de pH (Figura 107 b), mientras que las aguas subterráneas de las surgencias de Fuente del Rey y Hoz-2 presentan una mineralización relativamente extrema (Figura 107 b). La Milana, por su parte, muestra aguas de mineralización media dentro del conjunto estudiado (Figura 107 b).



**Figura 108.-** Proyección de las variables (a) y observaciones (b) correspondientes al manantial kárstico de Hoz-1 sobre los planos I y III.

### 3- EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA TEMPORAL DE LOS PRINCIPALES MANANTIALES DEL SISTEMA ACUÍFERO

#### 3.1- Fuente del Rey-Manantial de la Salud

El manantial de Fuente del Rey-la Salud (nº 1 del inventario) constituye el punto de descarga más importante del sector noreste del sistema hidrogeológico Rute-Horconera y se encuentra dentro del casco urbano de Priego de Córdoba. Las aguas surgen en el contacto mecanizado entre las dolomías liásicas y los materiales detrítico-evaporíticos triásicos.

El ACP aplicado a los datos analíticos de las aguas subterráneas tomadas en el manantial indica que existen cuatro factores principales que explican la variabilidad química temporal (72 %). Los dos primeros explican el 26 y 20 % de la varianza total, respectivamente.

En el plano I-IV (Figura 109 a) se observa que el factor I está determinado principalmente por el ion cloruro, los nitratos y el caudal. Estos dos últimos presentan cierta correlación positiva entre ellos, lo cual indica que los incrementos de caudal provocan un aumento en los contenidos en nitratos y, a su vez, que existe un proceso de lixiviado desde la superficie del acuífero en épocas de intensa recarga. Sin embargo, el cloruro presenta una correlación inversa con el caudal, lo que lleva a pensar en fenómenos de dilución de aguas más salinas y de largo tiempo de permanencia tras las

fuertes lluvias de comienzos de 1996. El origen de cloruro es la disolución de la halita del substrato triásico.

El factor IV (12 % de la varianza total) está relacionada principalmente con el ion sulfato, mostrando una independencia notable con los demás iones. Ello atestigua de su origen único, que puede ser la disolución de los yesos del substrato triásico. Los bicarbonatos se sitúan equidistantes a los dos ejes (I y IV), indicando que están afectados por dos fenómenos hidrogeoquímicos principales o un doble origen.

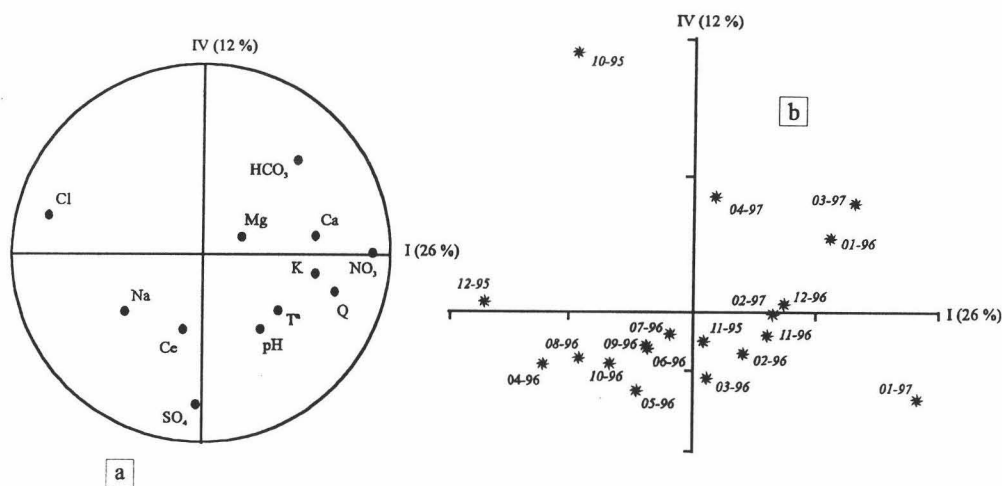


Figura 109.- ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-IV para la Fuente del Rey.

El factor II está condicionado fundamentalmente por el ion magnesio que se sitúa cerca del conjunto formado por calcio y bicarbonatos (Figura 110), lo que sugiere que la disolución de dolomita es responsable de los contenidos en el mismo. El sodio se desliga del cloruro, lo que permite pensar en procesos modificadores de su contenido original (disolución de halita) como pueden ser los de intercambio iónico.

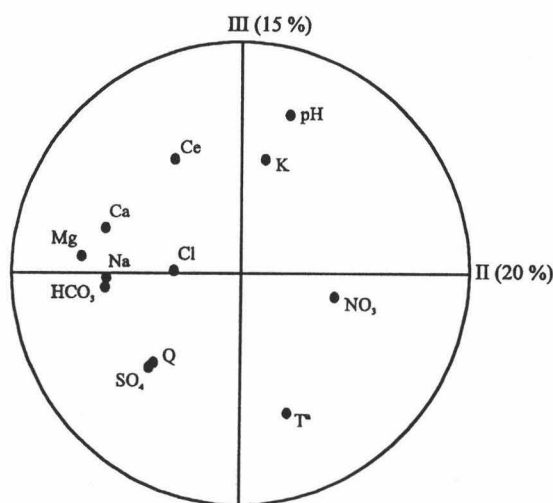


Figura 110.- ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas de la surgencia de Fuente del Rey en el plano II-III.

Sobre el factor III (15 % de la varianza total) pesan sobre todo el conjunto formado por pH y temperatura, los cuales presentan una correlación negativa entre sí, ello puede ser debido a la sucesión de periodos con drenaje de aguas de reciente infiltración más frías y otras propias del sistema acuífero relativamente más cálidas y cuyo pH es sensiblemente más bajo debido seguramente a fenómenos modificadores del quimismo.

Respecto al ACP de muestras, no se aprecia ninguna tendencia evolutiva clara en todo el conjunto, respondiendo la mayoría de las observaciones a la composición química media, sin embargo se pueden hacer algunas consideraciones: las muestras correspondientes a los meses de Enero de 1996 y 1997 y Marzo de 1997 sufren mayores grados de dilución al tiempo que los contenidos en nitratos aumentan (Figura 109 b), indicando que son los periodos de máxima recarga del sector drenado por este manantial.

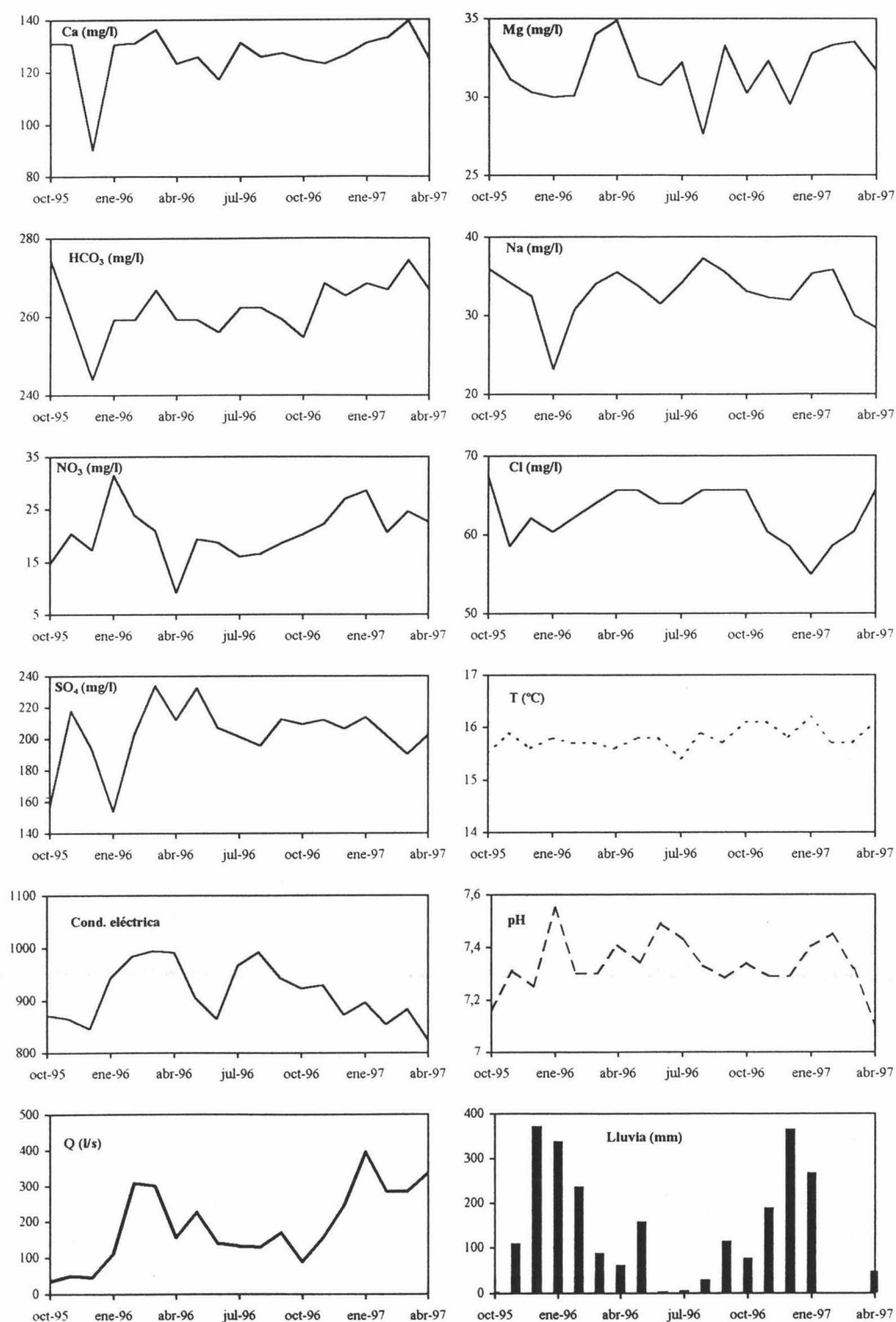
En la tabla 19 muestro la matriz de correlación entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados. La ausencia de correlación entre la conductividad eléctrica y los demás iones mayoritarios es generalizada; sin embargo, existen algunas relaciones de correlación interesantes entre algunos de los parámetros.

C.E	1																	
	C.E																	
Ca	0,3	1																
Mg	0,02	0,4	1															
Na	0,2	0,05	0,2	1														
K	0,08	0,3	0,08	-0,2	1													
NO <sub>3</sub>	-0,2	0,3	-0,2	-0,6	0,4	1												
HCO <sub>3</sub>	-0,06	0,7	0,5	0,1	0,2	0,2	1											
Cl	0,3	-0,1	-0,01	0,2	-0,5	-0,7	-0,2	1										
SO <sub>4</sub>	0,2	0,00	0,2	0,4	-0,05	-0,2	-0,2	0,00	1									
Q	0,00	0,4	0,3	-0,07	0,1	0,5	0,4	-0,4	0,4	1								
T°	-0,2	0,04	-0,2	-0,2	-0,08	0,5	0,07	-0,3	0,3	0,3	1							
												Q						
													T°					

**Tabla 19.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de la surgencia de Fuente del Rey. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

Cabe destacar la buena correlación entre el ion bicarbonato y el calcio, lo que significa que tienen un origen común en la disolución de la calcita. La "tímida" correlación entre el magnesio y el bicarbonato apunta en la disolución de dolomita como fuente de suministro del primero y parte del segundo. La correlación inversa entre cloruros y sodio con los nitratos significa que los aumentos de concentración en éstos coinciden con disminución en las concentraciones de aquéllos. Así pues las aguas de reciente infiltración provocan la dilución de las aguas propias del acuífero afectadas por la disolución de halita del substrato, lo que es una tendencia hacia la mejora de calidad hidroquímica, sin embargo provocan el aumento de las concentraciones en nitratos arrastrados desde la superficie de los acuíferos.

En la figura 111 muestro la evolución estacional de la conductividad eléctrica y de los iones mayoritarios junto a la de temperatura frente a la descarga del manantial de Fuente del Rey. Con la llegada de las primeras lluvias del año hidrológico 1995-96 se observa una disminución de la conductividad eléctrica.



**Figura 111.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de Fuente del Rey, respecto al caudal y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba).

Este descenso en la mineralización coincide con la disminución de los contenidos en calcio, magnesio, sodio, bicarbonatos y cloruros; sin embargo, las concentraciones en



nitratos y sulfatos aumentan. Se trata de una ligera dilución provocada por la llegada de aguas de infiltración rápida y de débil mineralización, aunque pueden tener contenidos considerables en algunos iones como son los nitratos arrastrados desde la superficie de los acuíferos y los sulfatos procedentes, quizá, de la disolución de masas de yesos triásicos.

En Enero de 1996 (principio de crecida), el valor de conductividad eléctrica experimenta un ligero aumento, coincidiendo con aumentos en los contenidos en nitratos procedentes de la superficie del acuífero, así como en calcio y en bicarbonatos resultado de la disolución preferente de calcita, debido probablemente a la gran agresividad del agua de infiltración. Los demás mayoritarios continúan su tendencia a la disminución en sus concentraciones.

En Febrero del mismo año, la mineralización total sigue aumentando, las concentraciones en sodio, cloruros y sulfatos lo hacen de igual manera, sin embargo, los contenidos en magnesio siguen disminuyendo, pero los nitratos rompen la tendencia al aumento y sus concentraciones disminuyen.

Las lluvias de Mayo provocan una importante disminución del valor de la mineralización total junto a un aumento apreciable del caudal que persiste hasta Junio. En ésta ocasión se registra una disminución de las concentraciones de parte de los iones mayoritarios, sin embargo, las de los iones calcio y sulfato aumentan paralelamente al caudal, lo que lleva a pensar en la disolución de yeso del substrato triásico.

Entrando el estiaje, el incremento del valor de conductividad eléctrica está justificado por el aumento sistemático en los contenidos de todos los mayoritarios, a excepción de los sulfatos y nitratos cuyas concentraciones disminuyen ligeramente. Durante la crecida del año 1996-97 la mineralización total disminuye, apreciándose una cierta dilución de las aguas del manantial, principalmente en los iones asociados a la disolución de rocas evaporíticas (sulfatos, cloruros y sodio).

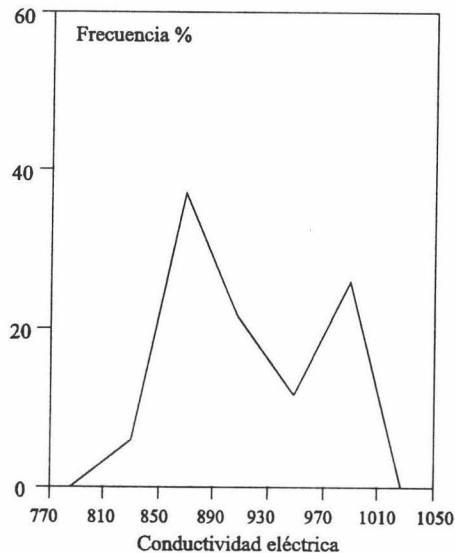
En general, los aumentos de conductividad eléctrica que coinciden con incrementos en el caudal se justifican por altas concentraciones en calcio, bicarbonatos y nitratos y disminución en los demás iones. Se observa, pues, que durante la crecida son los procesos de disolución de calcita, relativamente rápidos en el tiempo, los más relevantes.

En estiaje, sin embargo, los aumentos de conductividad eléctrica son debidos a incrementos en los iones sodio, cloruros y magnesio; este último es un buen indicador de largos tiempos de contacto agua-roca. En ésta situación hidrodinámica se produce el drenaje preferente de aguas propias del sistema acuífero bastante equilibradas. Así se asiste a la disolución de dolomita que necesita largos tiempos de permanencia traduciéndose en flujos largos y probablemente más profundos, y halita.

Las diluciones que acompañan a los aumentos de caudal se caracterizan por la disminución de las concentraciones de algunos mayoritarios (Cl, Na y Mg) y el incremento, por el contrario, de los contenidos en bicarbonatos, calcio, nitratos y en ocasiones en sulfatos. El incremento en estos últimos puede estar en relación con la

disolución de yesos, coincidiendo con momentos de intensa recarga. Los nitratos se ven arrastrados desde la superficie de los acuíferos, los cuales son claramente indicadores de procesos de contaminación externos a los sistemas acuíferos.

La distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica en el manantial de Fuente del Rey es multimodal (Figura 112), con lo cual, aunque el coeficiente de variación calculado para la misma es relativamente bajo (Tabla 20), no permite hacer apreciaciones sobre el comportamiento hidrogeológico del subsistema acuífero drenado por este manantial.



**Figura 112.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial de Fuente del Rey.

El bajo coeficiente de variación obtenido para la temperatura de las aguas de la surgencia de la Fuente del Rey (Tabla 20), junto con la poca variabilidad temporal (rango de 0,7 °C) sugiere un comportamiento hidrodinámico cercano al de sistemas carbonatados fisurados.

### **3.2- Manantial de La Milana**

El manantial de la Milana (nº 4 del inventario) está situado en una gruta excavada en travertinos. En los episodios más húmedos surge a modo de “trop plein” otro manantial denominado “Duende de la Milana” (nº 5 del inventario). Igual que la Fuente del Rey-La Salud las aguas subterráneas surgen en el contacto entre las dolomías liásicas y las formaciones geológicas poco permeables del Trías.

La aplicación del tratamiento multivariante de análisis en componentes principales revela que el 79 % de la varianza total es explicable por tres factores, correspondiendo el 52 % sólo al primer factor (I).

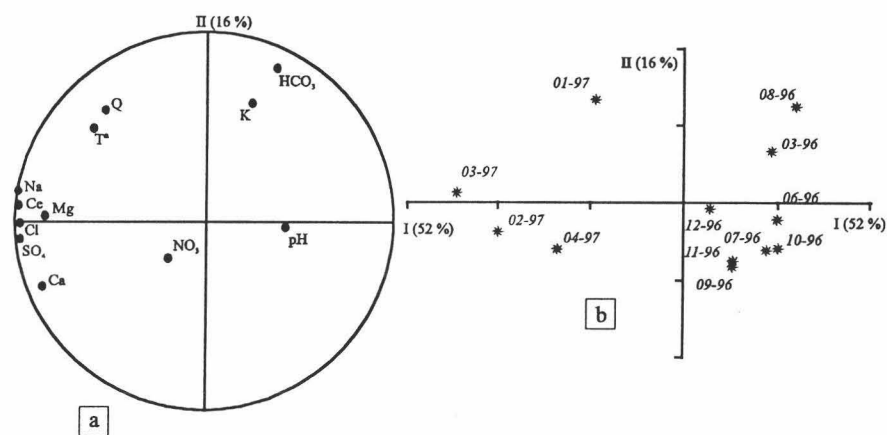
La representación de los datos analíticos en el plano I-II (Figura 113 a) muestra que el factor I está condicionado por la mineralización total, la cual se correlaciona bien con el conjunto de mayoritarios formado por el calcio, sulfatos, cloruros, magnesio y sodio.

Este último ion se desliga del cloruro, mientras que éste se sitúa cerca del ion magnesio. Este hecho lleva a pensar en procesos modificadores de los contenidos en sodio involucrando al magnesio, pudiendo tratarse de un proceso de intercambio iónico.

		Fuente del Rey	La Milana	Arrimadizo	Hoz-2	Hoz-1	Aº. Herreras
Ca	Rango	90-139	80-119	52-73	74-100	62-90	57-137
	Media	126,58	95,72	66,48	85,76	81,05	108
	CV	8,06	11,59	7,07	7,93	9,37	21
Mg	Rango	28-35	12-27	7-15	25-33	18-32	6-17
	Media	31,71	17,72	10,54	29,97	25,58	12,00
	CV	5,80	21,29	24,56	6,26	18,32	22
Na	Rango	23-37	9-30	0-8	26-35	5-27	6-19
	Media	32,89	15,86	1,67	31,55	16,94	11
	CV	9,91	53,40	100,39	7,94	38,69	31
K	Rango	0-2	0-5	0-2	0-4	0-2	0-3
	Media	0,80	0,73	0,50	1,27	0,59	1,3
	CV	90,83	173,42	147,27	73,45	104,57	77
NO <sub>3</sub>	Rango	9-32	9-36	8-24	11-29	15-38	36-64
	Media	20,70	27,52	17,40	20,53	23,34	51
	CV	24,90	26,50	22,59	24,40	25,40	17
HCO <sub>3</sub>	Rango	244-275	267-290	191-252	252-290	238-267	122-366
	Media	262,46	280,85	224,82	271,12	250,41	399
	CV	2,74	2,84	6,79	3,38	4,14	21,00
Cl	Rango	55-67	18-48	5-26	53-71	11-67	8-25
	Media	62,59	28,25	7,81	58,32	34,55	16
	CV	5,42	40,14	57,77	8,14	44,40	26,00
SO <sub>4</sub>	Rango	154-234	37-133	6-29	84-114	34-133	32-62
	Media	203,04	65,76	18,35	99,22	87,20	47
	CV	9,95	53,86	38,41	10,71	32,01	20,00
C. Eléctr.	Rango	995-825	552-761	345-454	699-812	433-804	450-752
	Media	913,63	625,75	383,32	741,83	628,13	609
	CV	6,01	11,54	7,81	5,01	18,02	13,00
Q (l/s)	Rango	35-400	3-67	1-142	21-55	157-2093	8-1088
	Media	188,95	22,56	50,60	30,67	585,50	352
	CV	56,42	86,41	101,69	33,70	100,95	146
T (°C)	Rango	15,5-16,2	15,3-16,3	12,3-14,4	18,2-19,3	15,5-18,2	17,6-9,7
	Media	15,79	15,78	13,52	18,59	16,90	13,5
	CV	1,36	0,30	3,26	1,27	3,81	26
PH	Rango	7,1-7,6	7,3-7,7	7,2-8,4	7,3-7,7	7,9-7,4	8,2-8,8
	Media	7,33	7,44	7,63	7,42	7,60	8,4
IS <sub>C</sub>	Rango	-0,25	0,1/0,5	-0,2/0,9	0,07/0,4	0,09/0,5	1/1,5
	Media	0,15	0,22	0,18	0,17	0,27	1,3
LogpCO <sub>2</sub>	Rango	-2,1/-1,8	-2,4/-1,9	-3,2/-1,9	-2,3/-1,9	-2,6/-2	-3,5/-2,7
	Media	-2,00	-2,07	-2,36	-2,05	-2,28	-3,03
Sr	Rango	4-1	0,7-0,3	0,1-1	0,4-1,7	0,3-0,8	0,3-0,5
	Media	1,58	0,46	0,29	0,65	0,60	0,4
Ca/Mg	Rango	1,8-3	2,7-4,3	2,5-6	1,4-2,3	1,6-2,5	2,8-9
	Media	2,45	3,32	4,06	1,75	1,96	6

**Tabla 20.-** Síntesis de los datos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos de las surgencias que conforman la red de control del sistema acuífero Rute-Horconera. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. Valores de concentración en mg/l. C. Eléctr.: conductividad eléctrica en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C. CV: coeficiente de variación en %. IS<sub>C</sub>: índice de saturación en calcita. pCO<sub>2</sub> en atmósferas.

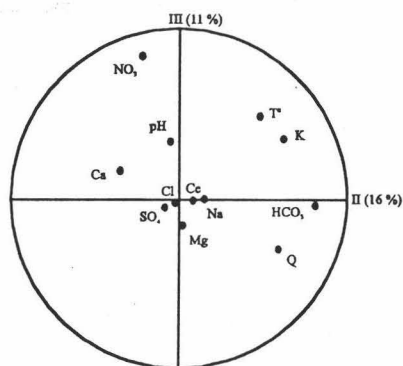
El pH, aunque con menor importancia, muestra cierto peso sobre este factor, correlacionando negativamente con el resto de los mayoritarios o mineralización total, especialmente con los sulfatos lo que lleva a pensar en la existencia de procesos de dedolomitización.



**Figura 113.-** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-II para la surgencia de La Milana. Periodo Marzo de 1996 - abril de 1997.

El factor II (16 % de la varianza total) está determinado fundamentalmente por el ion bicarbonato, mostrando una independencia casi total y un poco rara con los demás mayoritarios, especialmente con la conductividad eléctrica, debido seguramente a su origen múltiple. El caudal y la temperatura condicionan en parte este factor.

Sobre el factor III pesa el ion nitrato (Figura 114), que presenta una independencia clara de los demás parámetros, lo que avala su origen externo al sistema acuífero.



**Figura 114.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas de la surgencia de La Milana en el plano II-III.

En la figura 113 b muestro la representación gráfica de la distribución de las muestras recogidas en el manantial de la Milana en el plano I-II. Se observa que las aguas subterráneas más mineralizadas son las recogidas a los principios del año 1997.

En la tabla 21 muestran la matriz de correlación entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas recogidas en el manantial de La Milana. Excepción hecha del ion bicarbonato y nitrato, que no presentan ninguna relación de correlación con la mineralización total, el resto correlaciona muy bien con la misma, especialmente los cloruros, sodio y sulfatos; el calcio y magnesio muestran coeficientes de correlación algo menores.

C.E	1																			
	C.E																			
Ca	0,8	1																		
Mg	0,8	0,7	1																	
Na	0,97	0,8	0,8	1																
K	-0,08	-0,2	-0,4	-0,1	1															
NO <sub>3</sub>	0,1	0,2	0,00	0,1	-0,1	1														
HCO <sub>3</sub>	-0,3	-0,5	-0,2	-0,2	0,5	-0,3	1													
Cl	0,97	0,8	0,7	0,97	-0,2	0,1	-0,4	1												
SO <sub>4</sub>	0,95	0,9	0,8	0,9	-0,2	0,1	-0,4	0,98	1											
Q	0,5	0,05	0,5	0,6	-0,08	-0,1	0,2	0,5	0,4	1										
T°	0,6	0,3	0,5	0,6	0,2	0,5	0,1	0,5	0,4	0,5	1									
												Q								
													Q							
														Q						
															Q					
																Q				
																	Q			
																		Q		
																			Q	
																				T°

**Tabla 21.-** Matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de La Milana. Periodo Marzo de 1996 - Abril de 1997.

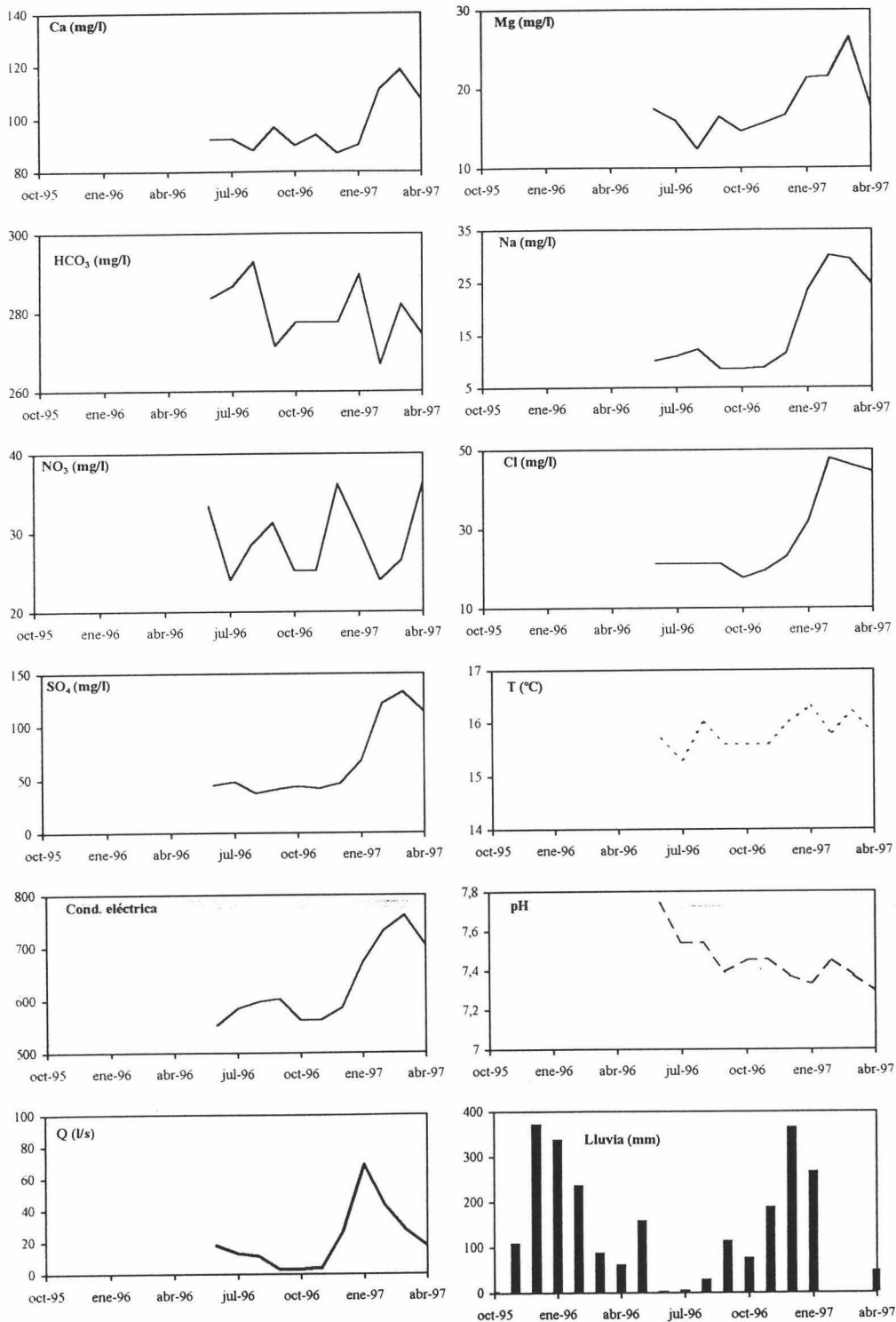
Los coeficientes de correlación calculados entre el sulfato, calcio y magnesio son altos lo que sugiere la existencia en el seno del acuífero de procesos de disolución de yeso de las formaciones de edad triásica, responsables a su vez de la disolución de dolomita. Estos hechos apuntan hacia el desarrollo de fenómenos de dedolomitización. La correlación negativa que muestra el ion bicarbonato respecto al calcio, y en parte frente a sulfatos, refuerza esa misma idea.

Los iones cloruro y sodio pueden provenir de la disolución de la halita del substrato triásico, ya que presentan una correlación alta entre ellos y ambos con el sulfato (también calcio y magnesio).

En la crecida del año hidrológico 1996-97 se observa un incremento espectacular en el valor de la mineralización total, este incremento está justificado por el aumento sistemático en los contenidos de todos los mayoritarios (Figura 115), sin embargo, el contenido en nitratos aumenta en Diciembre de 1996, aunque sus concentraciones disminuyen inmediatamente después. Todo ello ilustra sobre el drenaje de aguas más mineralizadas con mayores tiempos de contacto agua-roca, resultado del fenómeno conocido como *flujo pistón* descrito por varios autores en otros acuíferos (Marjolet y Salado, 1975; Mudry *et al.*, 1979; Kiraly y Müller, 1979; Mudry, 1982).

La tendencia de aumento general de la conductividad eléctrica persiste durante parte de la decrecida, concretamente hasta Marzo de 1997. A partir de este momento, ésta se rompe por una ligera disminución acompañada por la reducción en los contenidos de todos los mayoritarios, salvo el ion nitrato, cuya concentración aumenta considerablemente. Ello sugiere la llegada tardía de las aguas de nueva infiltración, menos mineralizadas, cuando el manantial está ya a finales de la decrecida o en el agotamiento. Este hecho puede ser explicable por la situación hidrogeológica de la

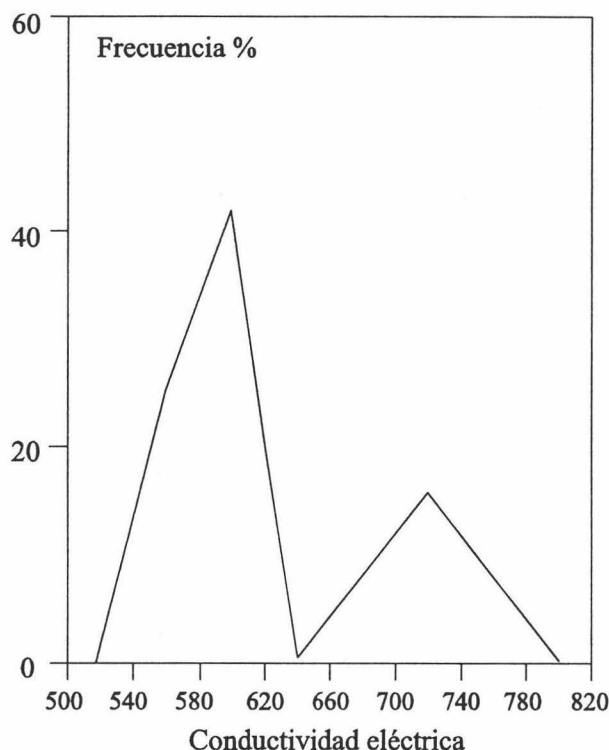
surgencia en un sector confinado, con lo cual se explica el desplazamiento necesariamente previo de las aguas más viejas y propias del sistema acuífero.



**Figura 115.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de La Milana, respecto a la descarga y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). Periodo Marzo de 1996 - Abril de 1997.



Salvo en el caso de los bicarbonatos, los coeficientes de variación calculados para los distintos parámetros fisicoquímicos de las aguas subterráneas de La Milana son relativamente altos (Tabla 20), concretamente el de la conductividad eléctrica, lo que sugiere un comportamiento hidrogeológico poco regulador. Sin embargo, la distribución de frecuencias de la misma es bimodal lo cual pone en duda lo dicho anteriormente (Figura 116).



**Figura 116.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial de La Milana.

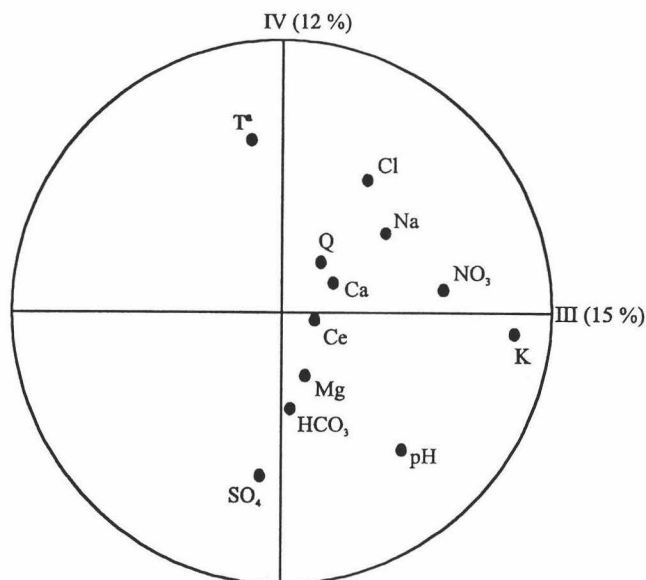
Respecto a la evolución estacional de la temperatura, se observa que durante la crecida el valor de este parámetro experimenta un cierto incremento, coincidiendo con el aumento de la conductividad eléctrica antes comentado. En cambio, en la decrecida no se observa una tendencia clara; no obstante, en Abril de 1997 la disminución de temperatura coincide con la llegada tardía de aguas relativamente renovadas y que no han tenido tiempo suficiente para equilibrarse con la roca encajante. Estos datos parecen acordes con lo dicho anteriormente para la evolución estacional de la mineralización total.

El rango de variación en el valor de temperatura para la surgencia de La Milana es relativamente bajo ( $1^{\circ}\text{C}$ ), lo que junto al bajo coeficiente de variación calculado para este parámetro (Tabla 20), sugiere un comportamiento hidrogeológico poco kárstico o poco transmisor de esta parte del acuífero.

El pH de las aguas drenadas por la surgencia de La Milana presenta una evolución estacional caracterizada por una tendencia decreciente en el período de muestreo (Figura 115). Destaca en concreto la disminución del pH durante la crecida, coincidiendo con el aumento en los contenidos en sulfatos, calcio y magnesio, lo que



En el plano III-IV (Figura 118), se observa que el factor III es explicable por el peso de los iones nitrato y potasio, aunque para este último los valores son poco fiables ya que varios valores son nulos con lo que hay que tener las debidas precauciones a la hora de la interpretación. Esta asociación sugiere procesos de polución de las aguas subterráneas por aportes desde la superficie de los acuíferos, aunque exceptuando el pastoreo de cabras y ovejas, en la zona de alimentación no existen fuentes potenciales de contaminación.



**Figura 118.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas del manantial del Arrimadizo en el plano III-IV.

Las muestras presentan una evolución estacional marcada por las variaciones de la descarga del manantial (Figura 117 b). Así, se observa que las aguas recogidas en los meses del periodo de recarga muestran un mayor grado de dilución.

En el caso de la surgencia del Arrimadizo la conductividad eléctrica presenta una buena correlación con los iones magnesio y sulfato, los cuales también correlacionan bastante bien entre ellos (Tabla 22). Por otra parte, se observa una tímida correlación negativa entre la mineralización total y el caudal de la surgencia lo que significa que la recarga pluviométrica juega un papel importante en la evolución geoquímica del agua subterránea provocando diluciones de la misma. La correlación negativa entre el caudal y los contenidos en sulfatos y magnesio apuntan en el mismo sentido. En el resto de los iones se observa una manifiesta falta de correlación.

En la figura 119 muestro la evolución estacional de la mineralización total del agua subterránea del manantial del Arrimadizo junto con la de los iones mayoritarios, temperatura, pH y caudal. Durante la crecida del año 1995-96 la conductividad eléctrica experimenta una ligera disminución con la consiguiente disminución en los contenidos de la mayor parte de los iones mayoritarios, sin embargo los bicarbonatos y sulfatos aumentan en Noviembre de 1995 y los nitratos lo hacen en Diciembre del mismo año. Se trata de un fenómeno de dilución resultado de la llegada relativamente rápida de las

aguas de nueva infiltración, ricas en nitratos lixiviados desde la zona subcutánea del acuífero.

Al inicio del estiaje se nota un aumento progresivo en el valor de la mineralización total explicable por el incremento en los contenidos de todos los iones, aunque las trayectorias descritas por los iones cloruro y sodio son poco claras. En este momento predominan las aguas propias del sistema acuífero, con largos tiempos de contacto con el medio rocoso.

C.E	1																	
		C.E																
Ca	0,05	1																
			Ca															
Mg	0,7	0,08	1															
				Mg														
Na	0,04	-0,04	-0,2	1														
					Na													
K	0,4	-0,08	0,2	0,3	1													
						K												
NO <sub>3</sub>	-0,05	0,6	0,1	-0,06	0,3	1												
							NO <sub>3</sub>											
HCO <sub>3</sub>	0,4	0,5	0,3	0,1	0,01	0,3	1											
								HCO <sub>3</sub>										
Cl	0,2	0,1	0,4	0,06	0,3	0,1	-0,4	1										
									Cl									
SO <sub>4</sub>	0,5	0,2	0,8	-0,2	0,08	-0,1	0,3	0,3	1									
										SO <sub>4</sub>								
Q	-0,5	-0,1	-0,7	0,2	-0,03	0,2	-0,2	-0,3	-0,3	1								
											Q							
T°	0,4	0,07	0,3	0,07	0,08	-0,03	0,01	0,4	0,2	-0,4	1							
												T°						

**Tabla 22.-** Matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de la surgencia del Arrimadizo.

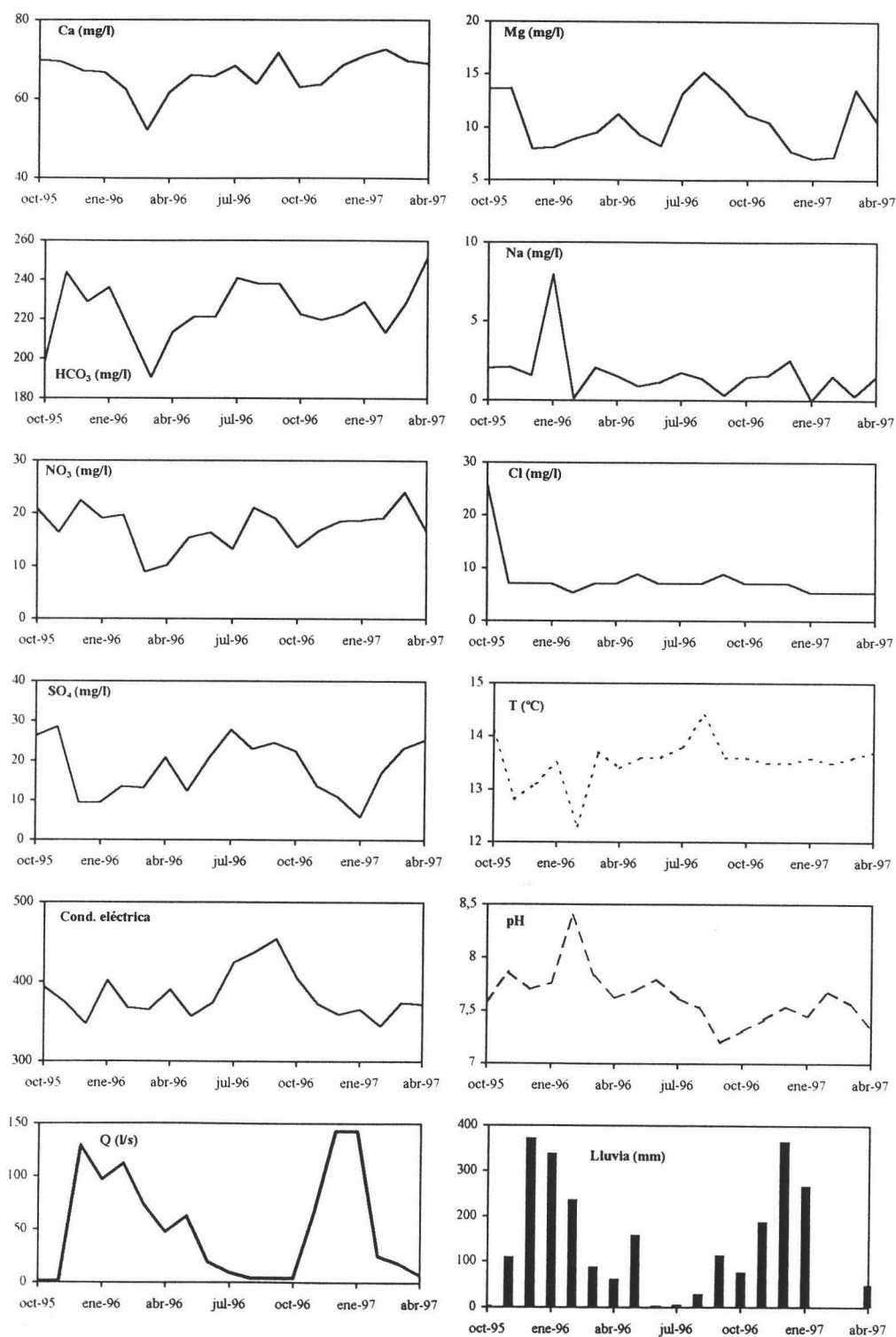
La crecida de 1996-97 se caracteriza por una disminución general de la mineralización total, coincidiendo con un descenso en los contenidos en sulfatos y magnesio, lo que atestigua de la llegada de aguas de reciente infiltración menos mineralizadas. Por el contrario, el incremento de las concentraciones en sodio y especialmente en los contenidos en nitratos, permite pensar en procesos de lavado del suelo y arrastre de éstos hasta la zona saturada del acuífero.

Los aumentos en los contenidos de calcio y bicarbonato durante el incremento del caudal pueden ser debidos al gran poder agresivo del agua de infiltración que provoca mayores tasas de disolución de calcita, vista su facilidad de reacción con el agua. La tendencia ascendente del pH durante estos meses refuerza esta misma idea.

El valor del coeficiente de variación calculado para la conductividad eléctrica, aunque relativamente bajo, no permite postular sobre el comportamiento hidrogeológico del subsistema drenado por esta surgencia ya que la distribución de frecuencias es también bimodal (Figura 120).

La evolución estacional de la temperatura de las aguas subterráneas del Arrimadizo muestra descensos en su valor coincidiendo con aumentos del caudal (Figura 119). Así el descenso del valor de ésta en Noviembre de 1995 y Febrero de 1996 están relacionados con los aumentos de caudal, lo que es explicable por la llegada rápida de aguas de reciente infiltración que no han tenido tiempo suficiente para equilibrarse térmicamente con la roca.

En estiaje, la tendencia general es hacia el aumento de temperatura de las aguas, resultado del largo tiempo de contacto agua-roca con lo que el agua se encuentra relativamente más equilibrada con el medio rocoso acuífero.

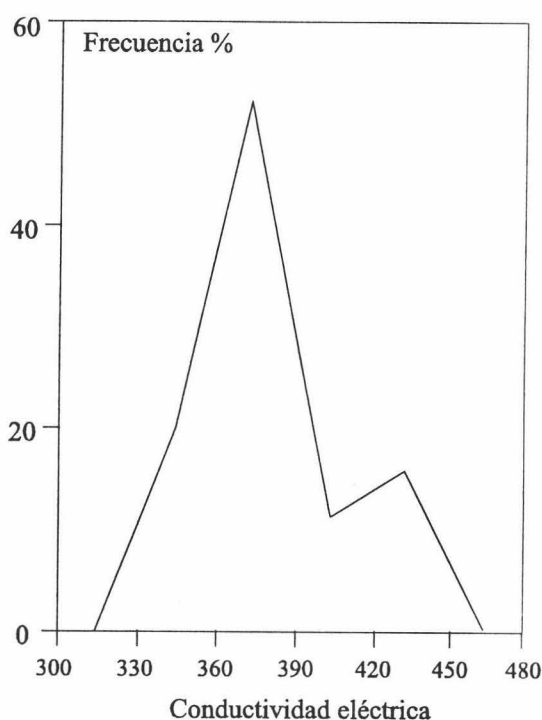


**Figura 119.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas del Arrimadizo, respecto al caudal y precipitaciones (estación Santa Rita, Priego de Córdoba).

El coeficiente de variación calculado para la temperatura de las aguas subterráneas de la surgencia del Arrimadizo es relativamente alto (Tabla 20), junto con el gran rango de variación (2,1 °C) lo que lleva a pensar en un comportamiento hidrogeológico poco regulador y más cercano al de sistemas acuíferos bien kárstificados.

### 3.4- Manantial Hoz-1

El manantial kárstico de Hoz-1 (nº 99 del inventario) constituye el punto de descarga más caudaloso de todo el área de estudio, drenando el sector sudoeste del sistema hidrogeológico Rute-Horconera. La evolución estacional de la geoquímica de sus aguas es espectacular, mostrando la sucesión de épocas con aguas relativamente poco mineralizadas (episodios lluviosos) y periodos de aguas muy mineralizadas (en estiaje). La hidrotermometría sigue las mismas pautas que la mineralización total.



**Figura 120.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial del Arrimadizo.

El tratamiento de los datos analíticos en componentes principales revela que el 82 % de la variabilidad total del conjunto es explicable por tres factores, correspondientes al primero de ellos el 58 % de la varianza total.

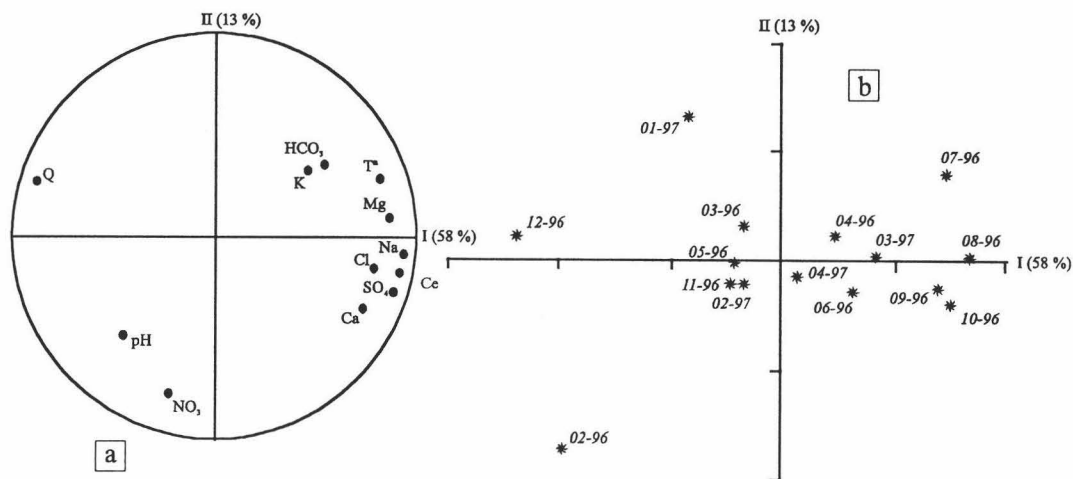
La representación gráfica en el plano I-II (Figura 121 a) muestra que el factor I está determinado por el conjunto formado por la conductividad eléctrica, su temperatura y el caudal del manantial; este último oscila en sentido opuesto a aquéllos, lo que significa que los incrementos de caudal implican fenómenos de dilución de las aguas propias del acuífero kárstico y recarga de aguas más frías de renovación. La mineralización total, por contra, muestra una alta correlación positiva con muchos de los iones mayoritarios y la temperatura, disminuyendo sus valores como respuesta a los aumentos de caudal. El ion bicarbonato se aleja un tanto de éste eje, con lo que hay que pensar que sus



contenidos están influenciados por otros procesos hidrogeoquímicos distintos de una simple dilución.

Al factor II (13 % de la varianza total) aparecen ligados el ion nitrato (lógicamente, ya que su origen es externo al sistema acuífero) y en parte el pH. Este último informa sobre el carácter agresivo del agua subterránea, indicando las relaciones de intercambio de gases ( $\text{CO}_2$ ) con las aguas de infiltración.

Las variaciones de la conductividad eléctrica están estrechamente relacionadas con las variaciones en el contenido en sulfatos del agua, pues ambos aparecen muy próximos entre sí en el ACP (Figura 121 a).



**Figura 121.-** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I, II para el manantial Hoz-1. Período Febrero de 1996 - Abril de 1997.

En la figura 121 b se observa que la evolución hidroquímica temporal del manantial está determinada principalmente por las variaciones en el caudal y los cambios en la mineralización total. Así pues, las muestras recogidas en los meses de recarga muestran claros indicios de dilución ya que emigran hacia el lado izquierdo de la figura. Otros se sitúan en posiciones intermedias dependiendo de los grados de mezcla con aguas de reciente infiltración, mientras que las más mineralizadas se dan en los meses de estiaje.

En la tabla 23 muestro la matriz de correlación calculada para los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas recogidas mensualmente en el manantial kárstico de Hoz-1. Destaca, a diferencia del manantial Hoz-2, la sólida correlación existente entre la mineralización total y la mayoría de los parámetros fisicoquímicos estudiados.

El caudal correlaciona fuertemente y con signo negativo con la conductividad eléctrica. Ello indica evidentes fenómenos de dilución del agua subterránea de la surgencia a lo largo del periodo de estudio según las épocas de recarga. De la misma manera lo hacen los demás mayoritarios que definen la mineralización total del agua subterránea e incluso la temperatura.

Destacan también las buenas correlaciones entre el calcio y sulfatos, los cuales a su vez muestran una alta correlación con el conjunto del sodio y los cloruros. Esto hace pensar que parte del calcio es resultado de la disolución de los yesos del substrato triásico, así como que los cloruros y el sodio provienen de éste seguramente a partir de la disolución de halita.

La ausencia de correlación entre cloruros y magnesio, mientras que es alta entre aquél y el calcio, sugiere la existencia de procesos de intercambio iónico entre el calcio y el sodio.

C.E	1																	
Ca	0,7	1																
Mg	0,8	0,5	1															
Na	0,9	0,7	-0,3	1														
K	0,3	0,3	-0,1	0,4	1													
NO <sub>3</sub>	-0,09	-0,06	-0,3	-0,2	-0,4	1												
HCO <sub>3</sub>	0,3	0,3	-0,2	0,5	0,5	-0,2	1											
Cl	0,7	0,6	0,04	0,8	0,4	-0,09	0,4	1										
SO <sub>4</sub>	0,96	0,7	0,07	0,9	0,2	-0,02	0,3	0,7	1									
Q	-0,8	-0,8	-0,6	-0,9	-0,4	-0,02	-0,5	-0,7	-0,9	1								
T°	0,8	0,5	0,7	0,8	0,3	-0,4	0,5	0,6	0,7	0,6	1							

**Tabla 23.-** Matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del manantial Hoz-1.

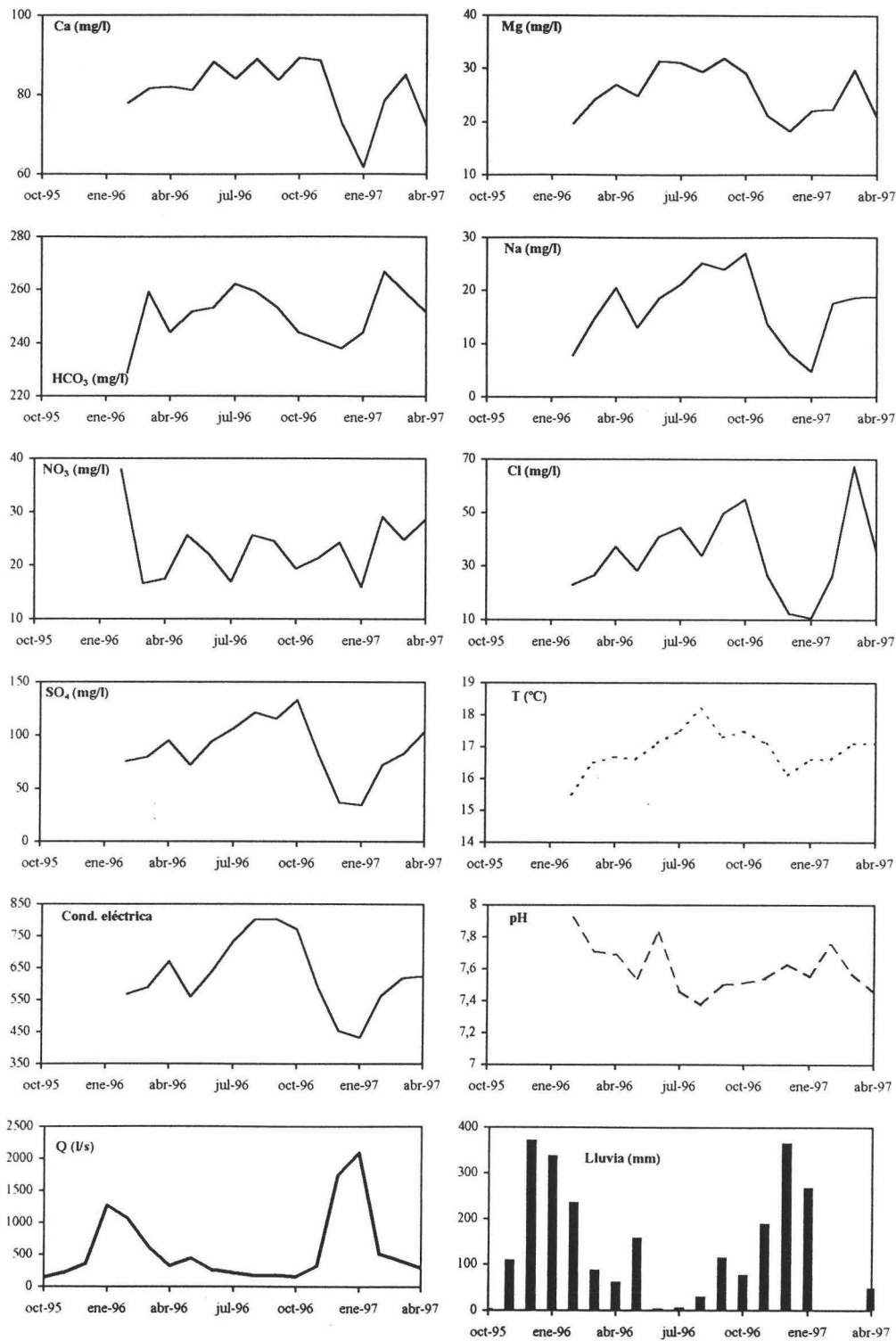
En la figura 122 muestro la evolución estacional de la conductividad eléctrica y de todos los mayoritarios analizados en las aguas del manantial kárstico de Hoz-1, junto a la temperatura, pH y el caudal de la surgencia.

Las precipitaciones ocurridas en Mayo de 1996 provocan un incremento del caudal de la surgencia, junto con una dilución importante del contenido salino. La disminución de su valor es debida al descenso en las concentraciones de magnesio, sodio, cloruros, sulfatos y en menor medida de las del calcio; en cambio, los contenidos en bicarbonatos y nitratos aumentan. La temperatura del agua también experimenta una ligera disminución.

Durante el estiaje de 1995-96, la mineralización total muestra una tendencia al aumento general, coincidiendo con un incremento progresivo de la temperatura del agua. Las concentraciones de todos los mayoritarios presentan la misma tendencia, sin embargo las de los iones bicarbonato y calcio no son tan evidentes.

Durante la crecida correspondiente al año hidrológico de 1996-97 se observa un descenso paulatino en los contenidos de todos los iones con la consiguiente disminución de la mineralización total, salvo en el caso de los nitratos. La temperatura sigue las mismas sendas evolutivas de la mineralización. Así pues, es evidente el fenómeno de dilución de las aguas drenadas por el manantial Hoz-1, debido a la llegada relativamente rápida de las aguas de reciente infiltración (a través del arroyo Herreras fundamentalmente), menos mineralizadas y más frías debido a los cortos tiempos de tránsito entre el área de recarga y la zona de drenaje.

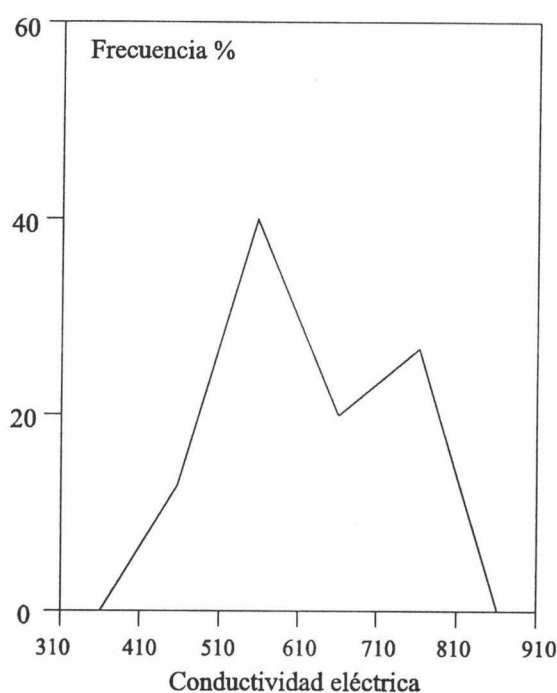
Tras los meses de lluvia de este ciclo se observa una recuperación relativamente rápida y progresiva de la mineralización, de las concentraciones de los iones mayoritarios y de la temperatura de las aguas subterráneas, similar a lo ocurrido en el estiaje del año anterior.



**Figura 122.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del manantial Hoz-1 respecto al caudal y precipitaciones. Periodo Febrero de 1996 - Abril de 1997.

El sistema acuífero ligado al manantial Hoz-1, pues, muestra una escasa capacidad de homogeneización del quimismo de las aguas y diversas modalidades de flujo subterráneo. Un hecho similar ponen de manifiesto Esteller y Morell (1996) para la surgencia de Font de Sant Josep en el acuífero de la Plana de Castellón.

Los coeficientes de variación calculados para la conductividad eléctrica y la mayoría de los iones mayoritarios de éstas aguas son bastante altos (Tabla 20), lo que sugiere un comportamiento hidrodinámico de tipo kárstico o en conducto. Sin embargo, la distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica es multimoda (Figura 123) con lo que es arriesgado utilizar esos valores para inferir los aspectos hidrodinámicos del acuífero en este sector.



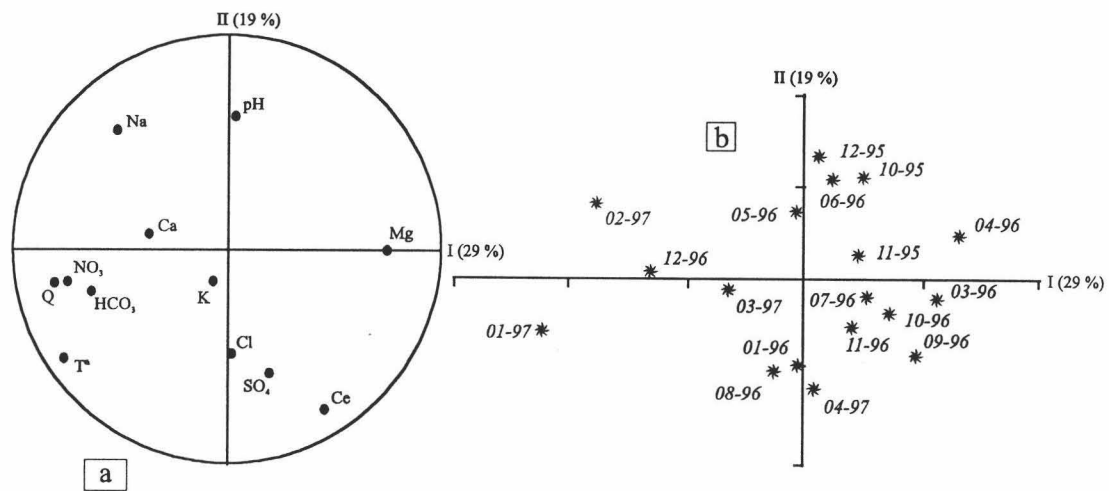
**Figura 123.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial de Hoz-1.

El coeficiente de variación calculado para éste parámetro (Tabla 20), junto al gran rango de variación del mismo (2,7 °C), sugiere un comportamiento hidrodinámico en conducto, típico de un acuífero bien karstificado y zonas transmisivas de circulación preferente.

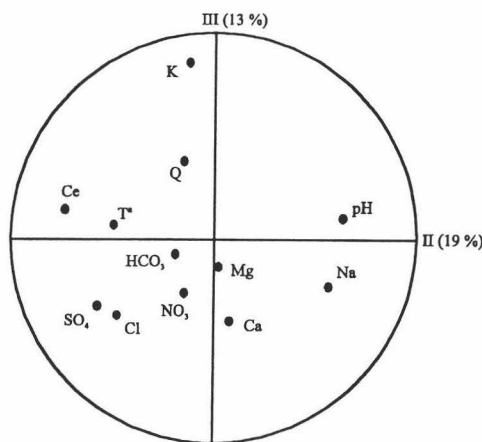
### **3.5- Manantial Hoz-2**

El manantial de Hoz-2 (nº 63 del inventario) es una surgencia relativamente pequeña y se sitúa en el extremo sudoeste de la unidad hidrogeológica Rute-Horconera, en una situación geológica bastante curiosa, a escasos metros aguas abajo del manantial kárstico de Hoz-1.

Aplicando el ACP a los datos analíticos de las aguas de la surgencia de Hoz-2 resultan cuatro factores que explican un 71 % de la varianza total. En el plano I-II (Figura 124 a), se observa que el factor I (29 % de la varianza total) está determinado por el caudal, la temperatura y el conjunto constituido por los iones nitrato y bicarbonato. Estos parámetros muestran una correlación positiva entre ellos lo que significa que los aumentos de caudal van acompañados de incrementos en la temperatura y en las concentraciones de los iones antes citados. El magnesio también tiene incidencia sobre este factor, sin embargo, sus variaciones son contrarias a las de los demás parámetros sobre todo respecto al caudal.



**Figura 124.-** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-II para la surgencia de Hoz-2.

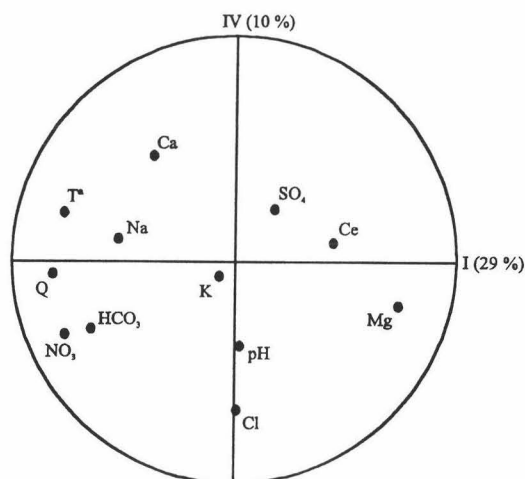


**Figura 125.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas de la surgencia de Hoz-2 en el plano II-III.

El factor II (19 % de varianza total) está determinado por el pH y las variaciones en los contenidos de sulfatos. La conductividad eléctrica también pesa en parte sobre éste factor. El potasio por sí solo explica la variabilidad del factor III (13 % de la varianza total), como se puede ver en la figura 125.

En el plano I-IV (Figura 126) se ve que el factor IV (10 % de varianza total) es explicable por el ion cloruro que muestra una independencia del ion sodio debido probablemente a fenómenos de intercambio iónico que pueden afectar a éste último.

En la tabla 24 muestro la matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas del manantial Hoz-2. Destaca la correlación negativa entre la mineralización total y el ion sodio lo que significa que a incrementos en el valor de conductividad eléctrica les corresponde una disminución de la concentración de éste.



**Figura 126.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas de la surgencia de Hoz-2 en el plano I-IV.

C.E	1											
		C.E										
Ca	-0,07	1	Ca									
Mg	0,3	-0,3	1	Mg								
Na	-0,7	0,2	-0,3	1	Na							
K	0,2	-0,3	-0,1	-0,1	1	K						
NO <sub>3</sub>	-0,3	0,3	-0,3	0,4	0,02	1	NO <sub>3</sub>					
HCO <sub>3</sub>	-0,2	0,1	-0,2	0,1	-0,06	0,5	1	HCO <sub>3</sub>				
Cl	0,2	-0,2	0,04	-0,3	-0,2	0,4	0,1	1	Cl			
SO <sub>4</sub>	0,4	-0,1	0,07	-0,2	-0,2	-0,05	-0,1	0,2	1	SO <sub>4</sub>		
Q	-0,2	0,1	-0,6	0,2	0,3	0,5	0,5	-0,06	-0,1	1	Q	
T°	0,04	0,2	-0,7	0,1	0,09	0,5	0,5	0,04	0,2	0,7	1	T°

**Tabla 24.-** Matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de Hoz-2.

El ion magnesio muestra una alta correlación negativa con la temperatura y el caudal, lo que es de difícil interpretación debido a que éste ion es indicador del tiempo de contacto agua-roca, siendo más lógico que la correlación con la temperatura sea positiva, en el caso de que la haya. Destaca también la buena correlación positiva entre caudal y temperatura, con lo que es posible pensar que en crecida se produce el desagüe de aguas más calientes con mayores tiempos de contacto agua-roca o simplemente aguas que han descrito flujos relativamente profundos.



En el resto de los casos la ausencia de correlación es generalizada, sin embargo existen tímidas correlaciones entre bicarbonatos y nitratos y entre éstos, el caudal y la temperatura.

En la figura 127 presento las series temporales de los distintos parámetros fisicoquímicos analizados para las aguas subterráneas de la surgencia Hoz-2 junto con el caudal y la precipitación.

En Enero de 1996 se observa un incremento del valor de la conductividad eléctrica coincidiendo con la punta de crecida, el cual se explica por el aumento en las concentraciones de los iones calcio, cloruros y sulfatos. También se observa un aumento en el valor de la temperatura de las aguas, lo que lleva a pensar en el desagüe de aguas más mineralizadas y más calientes, propias del sistema acuífero y con largos tiempos de contacto agua-roca. La disminución de los contenidos en nitratos apunta en el mismo sentido. El descenso del contenido en sodio puede ser debido a procesos de intercambio iónico a favor del calcio.

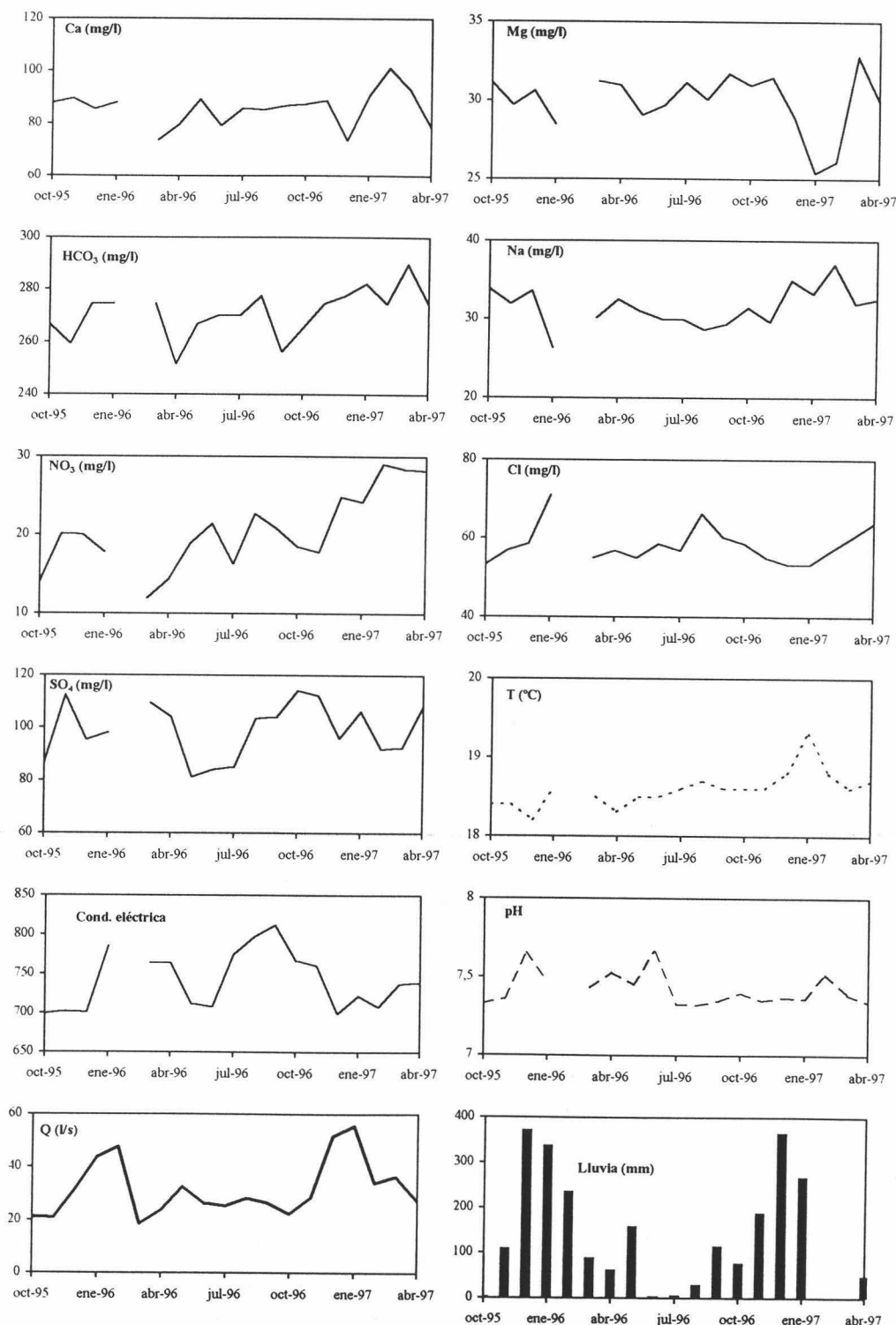
El aumento del caudal en Mayo de 1996 como respuesta a las fuertes lluvias caídas en el mismo mes, provoca una ligera dilución de las aguas subterráneas drenadas por Hoz-2. La disminución de la mineralización total está justificada por un declive en los contenidos iónicos en magnesio, sodio, cloruros y sulfatos. El resto de iones experimenta un notable aumento en sus concentraciones, como en nitratos, los cuales dependen del arrastre desde la superficie del acuífero y la infiltración del arroyo de las Herreras; por el contrario el calcio y los bicarbonatos dependen de la disolución de la calcita, relativamente rápida en el tiempo y relacionada directamente con el carácter agresivo de las aguas de infiltración.

Al comienzo del estiaje, la evolución temporal de la mineralización, parece indicar la llegada de aguas de tiempos de permanencia en el acuífero cada vez mayores. Así pues, se observa que el aumento de su valor va acompañado por el aumento en los contenidos de gran parte de los iones mayoritarios; la concentración en nitratos por su parte disminuye, lo que es acorde con la misma hipótesis. Algo similar se deduce de la evolución estacional de la temperatura, la cual muestra un incremento progresivo conforme va avanzando el estiaje.

En la época de recarga del año hidrológico de 1996-97, entre Noviembre y Diciembre de 1996, las lluvias caídas en la zona permiten una importante recuperación del caudal de la surgencia Hoz-2, mientras que la mineralización total disminuye notablemente. Este descenso se justifica por la disminución en las concentraciones de los iones calcio, magnesio, cloruros y sulfatos. Algunos de los iones mayoritarios, como los bicarbonatos, el sodio y los nitratos aumentan sus concentraciones. Sobre todo estos últimos, parecen indicar la llegada de aguas de nueva infiltración, menos mineralizadas. La evolución paralela entre sodio y bicarbonatos, algo inusual, puede estar favorecida por procesos de intercambio iónico en los que se involucraría el ion calcio; la disminución de la concentración de éste último apunta en ese mismo sentido.

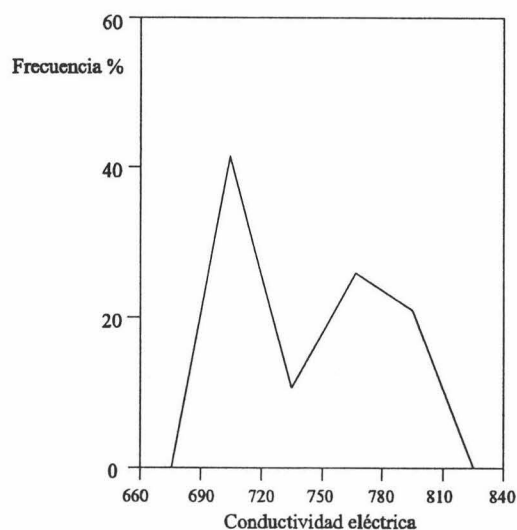
El coeficiente de variación estimado para la conductividad eléctrica de las aguas de este manantial es el más bajo de los manantiales que conforman la red de drenaje del

sistema hidrogeológico Rute-Horconera (Tabla 20). La distribución de frecuencias de los valores de la misma es bimodal (Figura 128), con lo que ese coeficiente de variación no sirve para establecer el modelo conceptual de funcionamiento del subsistema hidrogeológico drenado.



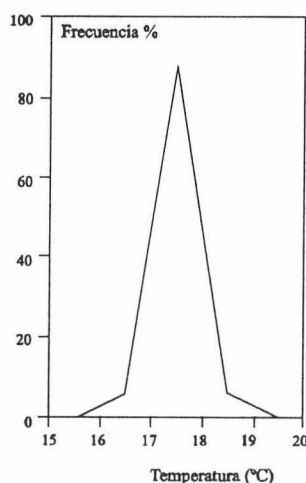
**Figura 127.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de la surgencia Hoz-2 respecto al caudal y la precipitación.

Exceptuando los aumentos puntuales en el valor de la temperatura del agua, probablemente debidos al desagüe de aguas más viejas y propias del acuífero carbonatado, la evolución estacional de la temperatura (Figura 127) consiste en un incremento de temperatura a lo largo del periodo de estiaje. En cambio, en los meses de otoño e invierno (época de recarga), las aguas experimentan una ligera disminución de su temperatura.



**Figura 128.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en la surgencia de Hoz-2.

En general, las aguas del manantial de Hoz-2 muestran gran constancia térmica, como lo atestigua el coeficiente de variación calculado para la misma (1,27 %). En la figura 129 se observa que la distribución de frecuencias para la temperatura es unimodal, simétrica y con predominio de aguas relativamente cálidas, lo que lleva a pensar en un gran poder regulador de la zona saturada sobre las aguas de infiltración y por consiguiente pensar en un sistema hidrogeológico de comportamiento hidrodinámico próximo al de sistemas fisurados y en un contexto hipotermal.



**Figura 129.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de temperatura en la surgencia de Hoz-2.

#### 4- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL

En la figura 130 presento los índices de saturación respecto a la calcita, dolomita y yesos frente a los contenidos totales en sulfatos. Sólo dos muestras que fueron recogidas en el manantial del Arrimadizo en época de recarga presentan subsaturación en calcita. Una decena de muestras procedentes en parte de ese mismo manantial, así como de los manantiales Hoz-2 y Fuente del Rey, presenta un estado de saturación o equilibrio respecto a la calcita. El resto de las muestras, sea cual sea el manantial, está sobresaturado en ese mineral. Según las ideas de Schuster y White (1972) este comportamiento hidrogeoquímico indica que el mecanismo de flujo predominante en el acuífero Rute-Horconera es de tipo difuso (*diffuse flow*) o poco kárstico. La existencia de periodos en que el agua surge con índices de saturación en calcita relativamente bajos, sobre todo en épocas de intensa recarga pluviométrica y para el caso del manantial del Arrimadizo, parece indicar la existencia de ciertas estructuras más transmisivas (probablemente situadas por encima de la posición anual del nivel piezométrico) en el subsistema de la Loma de las Chozas, es decir, el que alimenta a ese manantial. Las fuertes oscilaciones del caudal que registra el manantial del Arrimadizo, anteriormente comentadas, así como la existencia de puntos de drenaje de tipo “trop plein” en el entorno del mismo, confirma esta hipótesis.

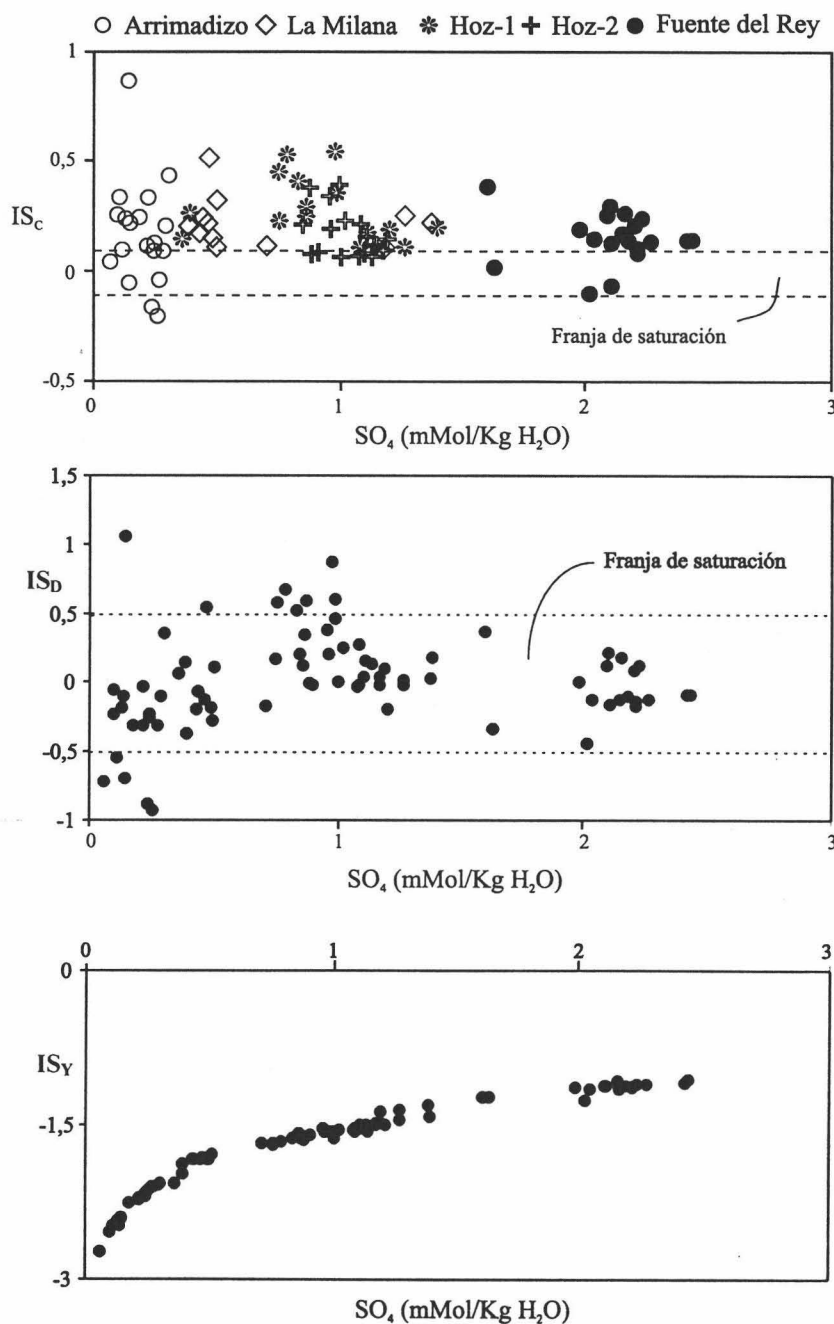
Langmuir (1971) sostiene que en acuíferos carbonatados el agua subterránea no se sobresatura de modo significativo en calcita y dolomita. En su caso, la mayor parte de las muestras recogidas en los acuíferos carbonatados de Pennsylvania se encuentran subsaturadas en calcita y dolomita. Sin embargo, en el acuífero de Madison, donde los procesos predominantes son los de dedolomitización, Plummer *et al.* (1990) encuentran que la mayoría de las aguas están ligeramente sobresaturadas en calcita y en equilibrio o saturadas frente a la dolomita, algo similar a lo que ocurre en el acuífero Rute-Horconera.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, la mayoría de los manantiales del acuífero que nos ocupa presenta indicios de desarrollo de procesos de dedolomitización, los cuales son responsables en parte de los altos índices de saturación en calcita. El estado de sobresaturación respecto a este mineral en las aguas del manantial del Arrimadizo no debe de estar muy relacionado con estos procesos, dados los bajos contenidos en sulfatos de las aguas. Los valores relativamente bajos de la presión parcial de CO<sub>2</sub> respecto a los demás manantiales (Figura 131), los cuales se traducen en un pH elevado, pueden ser, sin embargo, el motivo de la sobresaturación, a pesar de la escasez de mineralización total de estas aguas.

Los altos índices de saturación encontrados en las aguas subterráneas menos mineralizadas (contenidos inferiores en sulfatos) de La Milana y Hoz-1 son explicables, igual que en el caso del Arrimadizo, por bajos valores de presión parcial de CO<sub>2</sub> (Figura 131).

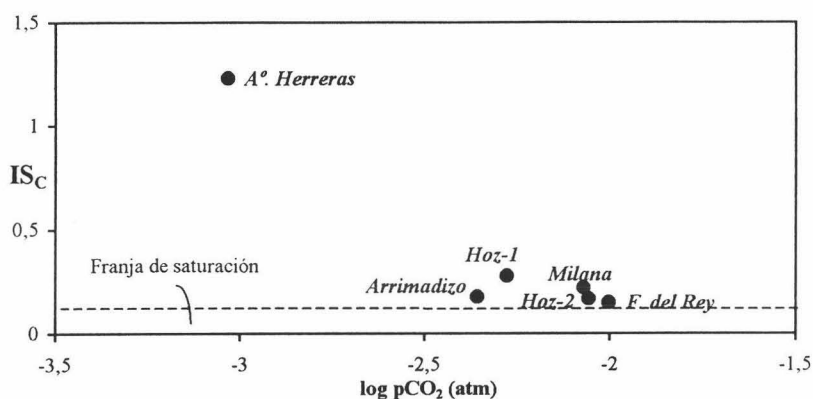
Así pues, los criterios de Shuster y White (1972) deben ser tenidos en cuenta con mucha precaución en el caso de acuíferos carbonatados ligados a evaporitas, como ocurre en el caso del acuífero Rute-Horconera.

La figura 131 inspirada en Drake y Harmon (1973), muestra la relación entre la presión parcial de  $\text{CO}_2$  y el índice de saturación en calcita, para valores medios calculados a partir de los muestreos mensuales realizados en todos los puntos acuíferos que conforman la red de control del sistema hidrogeológico Rute-Horconera; también recoge los datos referentes a las aguas superficiales del arroyo Herreras. Con esta metodología, estos autores identifican diferentes tipos de aguas y flujos y creen que para ello es suficiente el uso de esos dos parámetros característicos.



**Figura 130.-** Representación de la relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita y yeso y el contenido total en sulfatos disueltos para todas las muestras tomadas en la red de control del sistema acuífero Rute-Horconera. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

Las aguas del Arroyo Herreras a su entrada en el cañon de La Hoz muestran los valores más altos en el índice de saturación respecto a la calcita, coincidiendo con la presión parcial de CO<sub>2</sub> más baja. Los fenómenos de desgasificación que sufre el arroyo parecen ser la causa de tales grados de saturación en esta especie mineral (Jacobson y Langmuir, 1970 y Drake y Harmon, 1973).



**Figura 131.-** Representación de la relación entre el valor medio del índice de saturación en calcita y la presión parcial media de CO<sub>2</sub> para los puntos acuíferos principales del acuífero Rute-Horconera.

Atendiendo a las ideas de Drake y Harmon (1973), todos los puntos acuíferos corresponderían a la descarga de sistemas acuíferos de flujo de tipo difuso (*diffuse flow*), con gran tiempo de contacto agua-roca, ya que sus aguas están sobresaturadas en calcita. Sin embargo, no todos los valores de presión parcial de CO<sub>2</sub> encontrados son los normales para aguas que circulan por tales sistemas acuíferos. Así pues, las aguas subterráneas drenadas por el manantial kárstico Hoz-1, debido a sus valores relativamente bajos de presión parcial de CO<sub>2</sub>, serían más propias de sistemas hidrogeológicos de flujo en conducto (*conduit flow*).

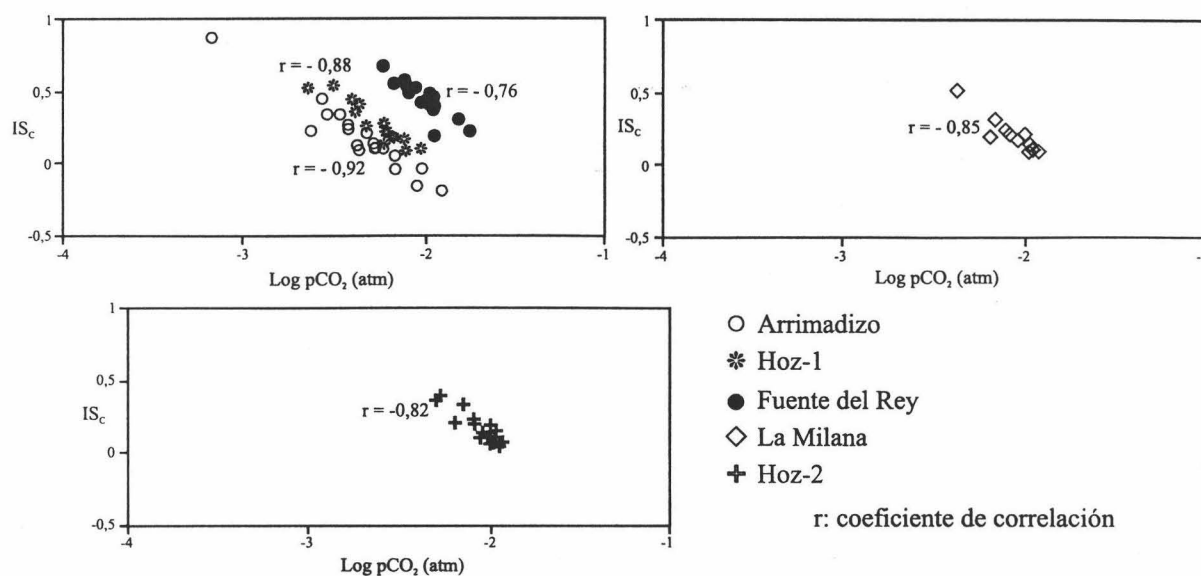
En la figura 132 presento la relación entre la presión parcial de CO<sub>2</sub> y el índice de saturación en calcita, para los distintos muestreos y puntos acuíferos del acuífero Rute-Horconera. Los puntos de representación gráfica correspondientes al Arrimadizo y Hoz-1 están perfectamente alineados mostrando una buena correlación entre los dos parámetros. Esta relación es característica de sistemas fuertemente influenciados por la zona no saturada o zona de infiltración, donde los intercambios gaseosos son frecuentes determinando así sistemas abiertos respecto al CO<sub>2</sub> (Bakalowicz, 1979 b y 1980). En cambio, la relación entre el índice de saturación y la presión parcial de CO<sub>2</sub> en las surgencias de Fuente del Rey, la Milana y Hoz-2 es relativamente menos buena. Este hecho lleva a pensar que la zona saturada de los subsistemas correspondientes juega un papel relevante en la evolución hidrogeoquímica estacional, pudiéndose considerar que el sistema es cerrado respecto al CO<sub>2</sub>. Con esta metodología Lastennet *et al.* (1995) muestran la influencia de la zona no saturada en el funcionamiento de sistemas acuíferos kársticos del sector norte de Vaucluse (Francia).

Salvo algunas muestras recolectadas en el manantial del Arrimadizo durante épocas de recarga, las cuales están subsaturadas y 7 muestras que están ligeramente sobresaturadas, el estado de equilibrio o de saturación de las aguas subterráneas del



acuífero frente a la dolomita es generalizado (Figura 130). Ello es debido seguramente a la existencia de los procesos de dedolomitización antes citados.

Respecto al yeso (Figura 130), se observa un estado claro de subsaturación en todos los casos. Aunque es de resaltar que, a medida que se incrementa el contenido en sulfatos, el grado de saturación respecto a esta especie mineral es lógicamente mayor, siendo el más alto en el caso de la Fuente del Rey, pero nunca llega al equilibrio.



**Figura 132.-** Representación de la relación entre el índice de saturación en calcita frente a la presión parcial de  $\text{CO}_2$  para cada manantial.

## 5. ÍNDICES DE MADUREZ

Las aguas más maduras del manantial de Fuente del Rey corresponden a las recogidas en Noviembre de 1995 (Tabla 25), como resultado de la larga sequía que vino a finalizar a finales de ese año. Por el contrario, las más jóvenes son las que transitan por la surgencia en Febrero de 1996 coincidiendo con la punta de crecida correspondiente al año hidrológico de 1995-96. El resto de las muestras, presenta valores intermedios de éste índice dependiendo del grado de mezcla con las aguas de débil mineralización y de reciente infiltración.

Respecto al manantial Hoz-1, se observa que las aguas más renovadas o más jóvenes transitan por el manantial en los meses correspondientes a la época de aguas altas o crecida (Tabla 26). Por contra, durante el estiaje las aguas drenadas por esta surgencia kárstica son cada vez más “maduras”, como ocurre en Octubre y Agosto de 1996, aguas que muestran la fracción de mezcla con aguas nuevas de reciente infiltración más baja de todas.

Las aguas más maduras de la surgencia Hoz-2 corresponden a las recogidas en Noviembre de 1995 (Tabla 27) coincidiendo con la fase final de la larga sequía que ha conocido la zona de estudio con lo que las aguas que circulan por la surgencia han tenido tiempo suficiente para la culminación de distintos procesos hidrogeoquímicos de disolución y precipitación. El índice de madurez calculado para Enero de 1996 es

relativamente bajo, lo que indica que se trata de agua menos madura, con reducidas fases de disolución-precipitación.

Las demás aguas están en fases intermedias, debido a distintos grados de dilución en función de los periodos de recarga. Las aguas menos maduras son las que circulan en Agosto y Marzo de 1996.

	r (Ca+Mg)	r Sr	D r (Ca+Mg)	D r (Sr)	IM
F. del Rey 06-96	8,387	0,025			
F. del Rey 11-96	8,816	0,025	0,429	0,001	0,002
F. del Rey 08-96	8,555	0,026	0,261	0,000	0,001
F. del Rey 12-96	8,739	0,026	0,184	0,000	0,002
F. del Rey 10-96	8,721	0,026	0,018	0,000	0,013
F. del Rey 05-96	8,850	0,028	0,129	0,001	0,010
F. del Rey 07-96	9,199	0,028	0,349	0,000	0,001
F. del Rey 09-96	9,096	0,029	0,103	0,001	0,008
F. del Rey 12-95	6,989	0,038	2,106	0,009	0,004
F. del Rey 02-96	9,026	0,039	2,037	0,001	0,001
F. del Rey 01-96	8,989	0,039	0,038	0,001	0,014
F. del Rey 10-95	9,302	0,041	0,313	0,002	0,005
F. del Rey 04-96	9,023	0,041	0,279	0,000	0,001
F. del Rey 03-96	9,607	0,042	0,584	0,001	0,002
F. del Rey 11-95	9,093	0,090	0,514	0,047	0,092

**Tabla 25.-** Índices de madurez calculados para las aguas subterráneas muestreadas en la surgencia de Fuente del Rey. Periodo Octubre de 1995 - Diciembre de 1996. IM: índice de madurez; D: diferencia; r: contenidos iónicos en meq/l.

	r (Ca+Mg)	r Sr	D r (Ca+Mg)	D r (Sr)	IM
Hoz-1 02-96	5,506	0,011			
Hoz-1 03-96	6,064	0,016	0,559	0,0043	0,008
Hoz-1 04-96	6,316	0,018	0,252	0,0027	0,011
Hoz-1 05-96	6,100	0,012	0,217	0,0058	0,027
Hoz-1 06-96	6,990	0,013	0,890	0,0011	0,001
Hoz-1 07-96	6,750	0,012	0,240	0,0014	0,006
Hoz-1 08-96	6,862	0,016	0,111	0,0043	0,038
Hoz-1 09-96	6,809	0,016	0,053	0,0007	0,013
Hoz-1 10-96	6,861	0,014	0,052	0,0020	0,039
Hoz-1 11-96	6,162	0,016	0,699	0,0020	0,003
Hoz-1 12-96	5,140	0,006	1,022	0,0097	0,010

**Tabla 26.-** Índices de madurez calculados para las aguas subterráneas del manantial kárstico Hoz -1. Periodo Febrero de 1996 - Diciembre de 1996. IM: índice de madurez; D: diferencia; r: contenidos iónicos en meq/l.

En la tabla 28 presento los valores del índice de madurez medios calculados para los puntos acuíferos controlados. Se observa que las aguas menos maduras, o las que menos fases de precipitaciones y disoluciones han registrado, son las que transitan por las surgencias de la Milana y Hoz-1.

Las aguas subterráneas drenadas por el manantial Fuente del Rey son las más maduras, debido al desarrollo de varios estados de evolución hidrogeoquímica, especialmente aquellos relacionados con fenómenos de disolución de yeso del substrato triásico y que dan lugar a procesos de dedolomitización.

	r (Ca+Mg)	r Sr	D r (Ca+Mg)	D r (Sr)	IM
Hoz-2 06-96	6,398	0,008			
Hoz-2 10-96	6,914	0,011	0,517	0,0027	0,0052
Hoz-2 08-96	6,726	0,011	0,189	0,0000	0,0001
Hoz-2 07-96	6,846	0,011	0,120	0,0002	0,0018
Hoz-2 09-96	6,935	0,011	0,089	0,0001	0,0009
Hoz-2 11-96	7,017	0,011	0,082	0,0001	0,0009
Hoz-2 05-96	6,849	0,012	0,168	0,0005	0,0030
Hoz-2 12-96	6,054	0,012	0,795	0,0009	0,0011
Hoz-2 04-96	6,529	0,016	0,475	0,0032	0,0067
Hoz-2 03-96	6,250	0,016	0,279	0,0000	0,0001
Hoz-2 01-96	6,740	0,017	0,490	0,0014	0,0029
Hoz-2 12-95	6,779	0,017	0,039	0,0003	0,0083
Hoz-2 10-95	6,946	0,018	0,167	0,0005	0,0033
Hoz-2 11-95	6,918	0,038	0,028	0,0200	0,7266

**Tabla 27.-** Índices de madurez calculados para las aguas subterráneas muestreadas en la surgencia de Hoz-2. Periodo Octubre de 1995 - Diciembre de 1997. IM: índice de madurez; D: diferencia; r contenidos iónicos en meq/l.

	r(Ca+Mg)	r Sr	D. r(Ca+Mg)	D. rSr	IM
Arrimadizo	4,151	0,007			
La Milana	5,790	0,010	1,639	0,003	0,002
Hoz-1	6,320	0,014	0,530	0,003	0,006
Hoz-2	6,707	0,015	0,387	0,001	0,003
F. del Rey	8,826	0,036	2,119	0,021	0,010

**Tabla 28.-** Índices de madurez medios calculados para las aguas subterráneas recogidas en los puntos de la red de control. Sistema hidrogeológico Rute-Horconera. IM, índice de madurez en %; D, diferencia; r, contenidos en meq/l.

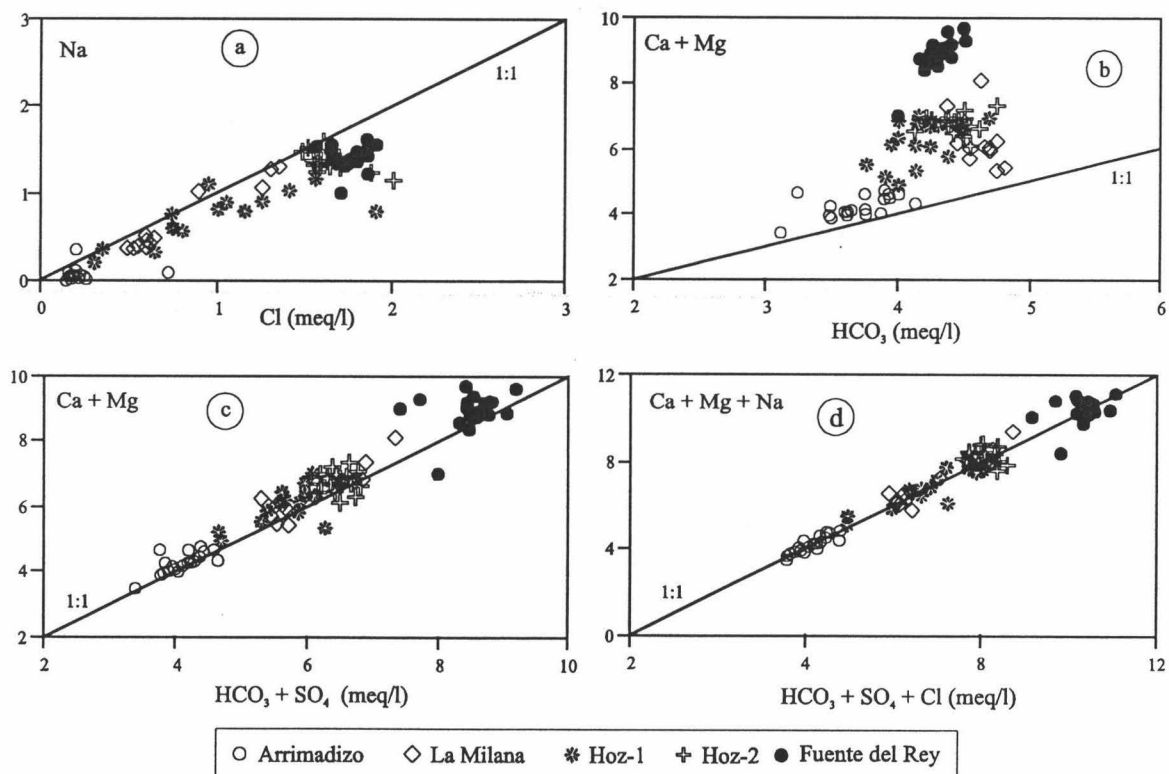
## 6- RELACIONES IÓNICAS

A fin de clasificar la existencia de ciertos procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en el seno del acuífero Rute-Horconera, y corroborar algunas hipótesis planteadas anteriormente, he analizado algunas relaciones iónicas (Figura 133) más relevantes para el conjunto de las aguas muestreadas en el acuífero a nivel espacial y temporal.

En la figura 133 a se observa que la nube de puntos de representación gráfica de la relación Na-Cl muestra un ligero desajuste respecto a la línea correspondiente a la relación iónica 1:1, lo que sugiere la existencia de procesos modificadores de los contenidos en el ion sodio, ya que el cloruro es conservativo. Estos procesos son esencialmente de intercambio iónico del sodio del agua con el calcio y/o magnesio procedentes de rocas arcillosas asociadas al substrato triásico del acuífero.

Todos los puntos de representación gráfica de la figura 133 b se sitúan por encima de la recta correspondiente a la relación iónica 1:1 entre los contenidos en el ion bicarbonato y la suma calcio y magnesio. Se trata de un exceso de cationes respecto a los bicarbonatos lo que significa que la disolución de calcita y dolomita, responsable del contenido de estos últimos, por sí sola no es suficiente para explicar las concentraciones de los cationes calcio y magnesio. Por ello, represento la suma de éstos frente a la suma de bicarbonatos y sulfatos (Figura 133 c). Se observa, pues, que la nube de puntos se acerca más a la línea 1:1, pero persiste un cierto desajuste; aunque algunos puntos, especialmente los correspondientes al Arrimadizo, se alinean perfectamente. Este hecho muestra que los procesos de dedolomitización, junto a la disolución de calcita y dolomita, tampoco son suficientes para explicar el defecto de aniones respecto al calcio y magnesio.

En la figura 133 d muestro la relación iónica entre las sumas  $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na}$  y  $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 + \text{Cl}$ ; se observa que en ésta ocasión el ajuste es casi perfecto entre el total de cationes y el de aniones con la recta 1:1. Así pues, se puede ver que los excesos de calcio y magnesio observados en los pasos anteriores están equilibrados por el defecto en el ion sodio respecto al ion cloruro observado en la figura 133 a. Efectivamente, los fenómenos de intercambio iónico involucran, en general, cationes como calcio, magnesio y sodio, y en ocasiones incluso estroncio.



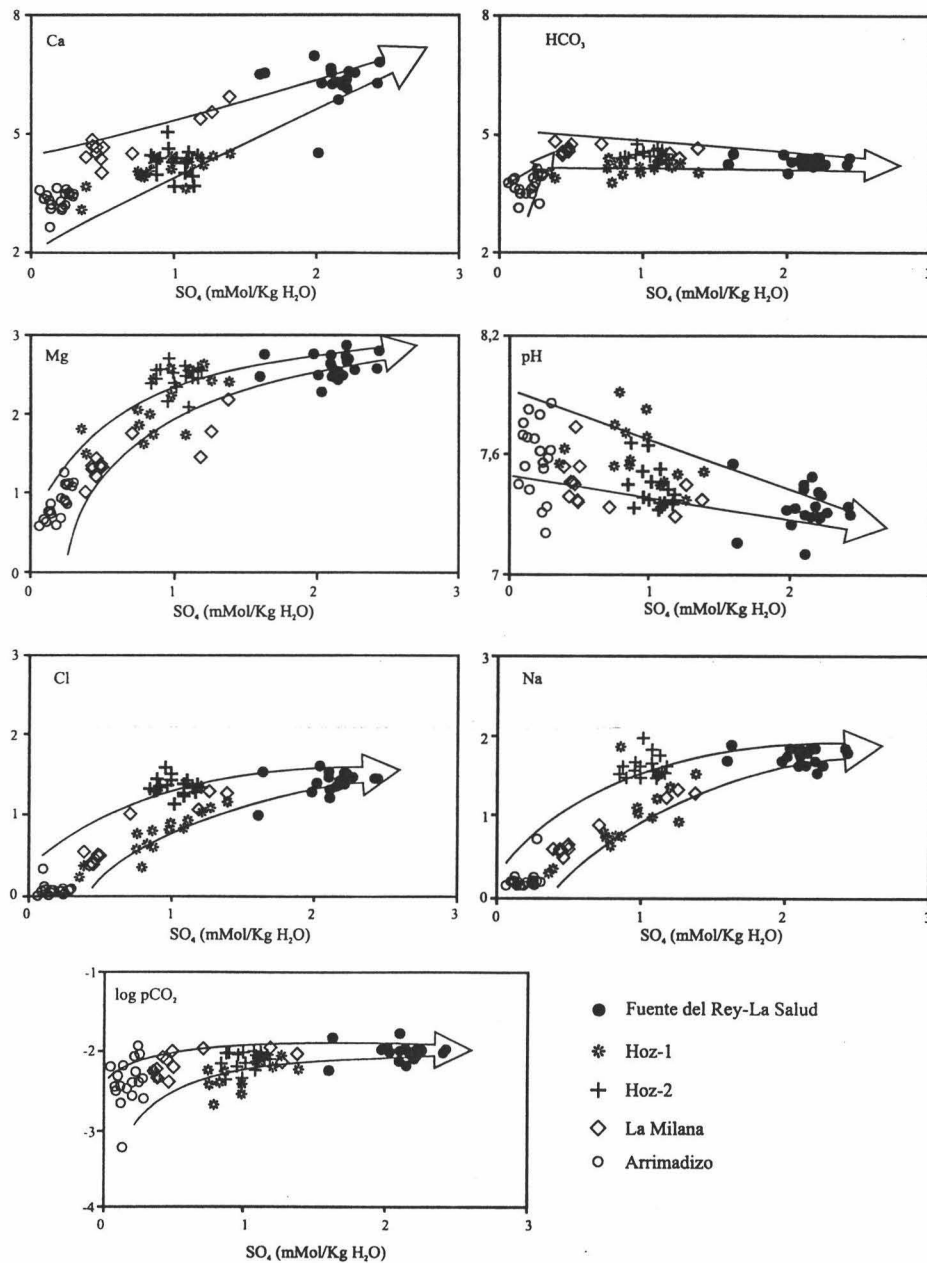
**Figura 133.-** Diversas relaciones iónicas en las aguas muestreadas en el sistema hidrogeológico Rute-Horconera. Valores en meq/l.

Así pues, parece que además de la disolución de calcita, dolomita y yesos, deben de coexistir procesos de intercambio iónico entre el ion sodio, calcio y/o magnesio, los

cuales permiten explicar el exceso en cloruros, o lo que es lo mismo, el defecto en el ion sodio de las aguas subterráneas de los distintos puntos acuíferos que conforman la red de drenaje del sistema hidrogeológico Rute-Horconera.

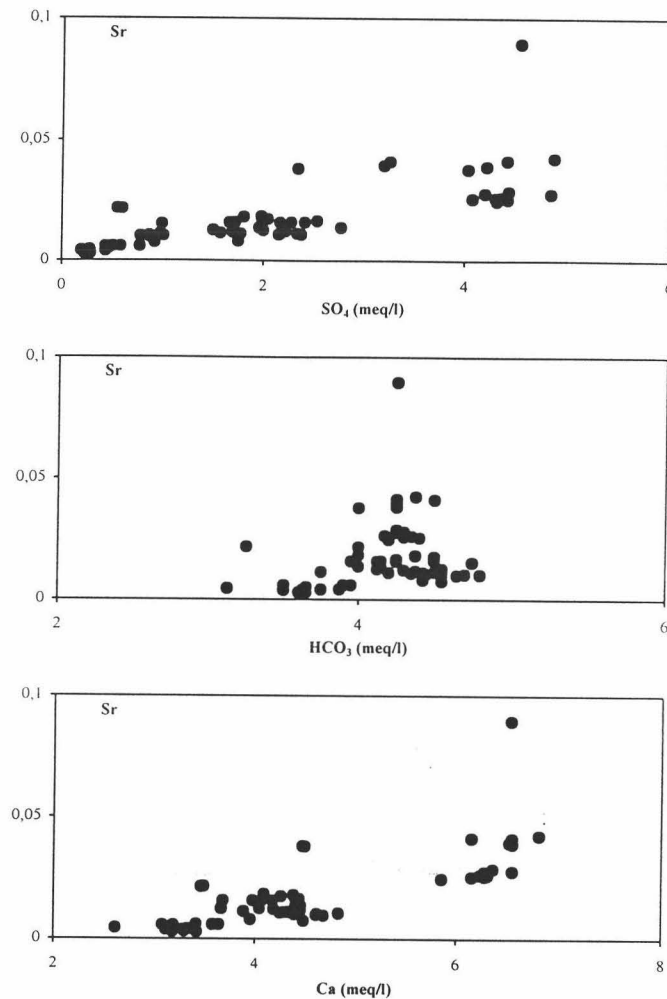
## 7- RECAPITULACIÓN SOBRE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS PRINCIPALES

En la figura 134 represento los valores de pH,  $\log pCO_2$  y los contenidos totales en calcio, magnesio y bicarbonatos frente a las concentraciones totales en sulfatos de todas las muestras recogidas en el acuífero Rute-Horconera.



**Figura 134.-** Diagramas de dispersión entre contenidos en sulfatos y otros parámetros hidroquímicos determinados en las aguas del acuífero Rute-Horconera. Los valores iónicos en ordenadas vienen expresados en meq/l.

Se observa un aumento sistemático en las concentraciones de calcio y magnesio a medida que se incrementa el contenido total en sulfatos. Salvo para algunas muestras de escasa mineralización correspondientes al manantial del Arrimadizo, se observa una ligera disminución de la concentración en ion bicarbonato acompañando al incremento en sulfatos. El valor del pH, por su parte, registra la misma tendencia con mayor claridad.



**Figura 135.-** Representación de la relación iónica en escala logarítmica entre los contenidos en bicarbonatos, calcio y sulfatos frente a los contenidos en estroncio (meq/l) para todos los puntos acuíferos estudiados y para el periodo Octubre de 1995 - Diciembre de 1996.

Estas tendencias son la consecuencia del desarrollo de procesos de dedolomitización, ya descritos por varios autores en otros acuíferos (Hanshaw *et al.*, 1978; Back *et al.*, 1983 y Plummer *et al.*, 1990). Las aguas subterráneas del manantial del Arrimadizo son el resultado de la disolución de calcita y dolomita, las cuales son las reacciones químicas más comunes en acuíferos carbonatados (calizas y dolomías). Los bajos valores de sulfatos son resultado de la disolución de pequeñas cantidades de yeso, bien del substrato triásico o, más probablemente, de minúsculos enclaves de ese mineral dispersos entre toda la masa carbonatada. En los demás manantiales, con una disolución avanzada de yeso, especialmente en el caso de Fuente del Rey, los



contenidos en calcio aumentan considerablemente provocando procesos de precipitación de calcita y la consiguiente disminución del valor del pH del agua. En su caso, ésta disminución del pH induce a un incremento de la presión parcial de  $\text{CO}_2$ , aunque en el gráfico correspondiente es clara debido a la influencia de la zona no saturada en ciertos casos. La disminución de las concentraciones de carbonatos y bicarbonatos, junto con el descenso del pH, se traduce en una subsaturación en dolomita, lo que da lugar a la disolución de ésta y al aumento de la concentración de magnesio disuelto en agua. En general, las masas de yesos y dolomita disueltas superan las cantidades de calcita precipitadas, lo que se traduce en un incremento neto en los contenidos de calcio disuelto en el agua.

A nivel espacial, el proceso de dedolomitización parece bastante claro y no deja lugar a dudas. A nivel temporal no es tan evidente, probablemente debido al número relativamente bajo de muestras y a la participación de otros procesos que enmascaran el fenómeno (aporte de  $\text{CO}_2$  desde el suelo, cambios notables en el sistema de flujos, etc.).

Los contenidos en sodio y cloruros de las aguas más ricas en estos iones (Fuente del Rey y Hoz-1), muestran buena correlación con las concentraciones en sulfatos (Figura 134), lo que lleva a pensar que la fuente más común de sal en estas aguas subterráneas es la halita del substrato triásico. Los defectos en sodio observados en las aguas de todos los manantiales respecto al cloruro son debidos a fenómenos de intercambio iónico a favor del calcio y/o magnesio con las formaciones arcillosas del mismo substrato, tal y como se describió en el epígrafe VI.6.

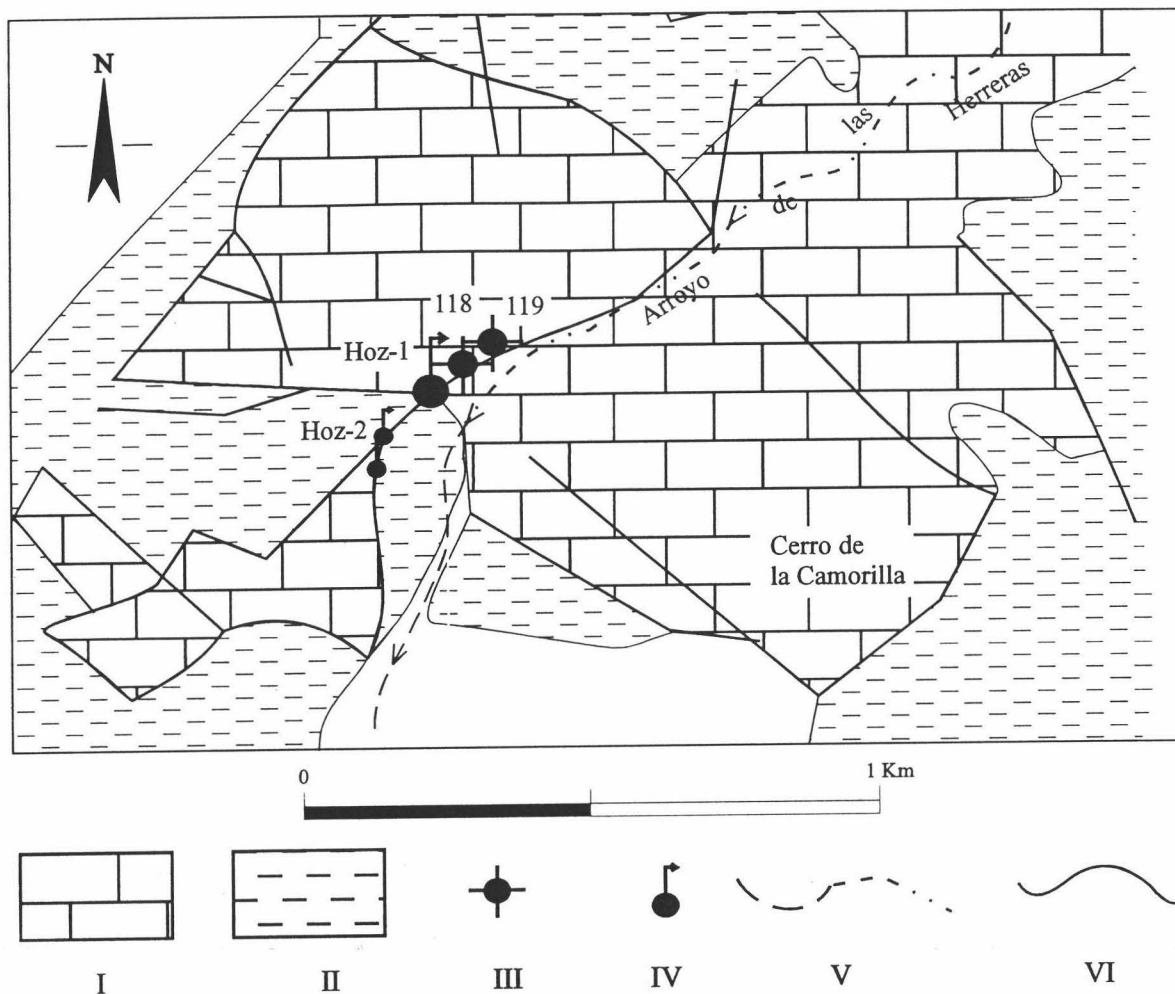
La celestina relacionada con las masas de yesos del Trías (Sanz de Galdeano *et al.* 1984) es la responsable de las concentraciones del ion estroncio de las aguas estudiadas y parte de los sulfatos disueltos, tal y como lo atestigua la buena correlación observada entre el contenido en estroncio con los de calcio y sulfatos (Figura 135). La ausencia de correlación entre los bicarbonatos y el estroncio apunta en el mismo sentido.

## **8- EL PROCESO DE MEZCLA DE AGUAS EN EL ENTORNO DE LOS MANANTIALES DEL RÍO DE LA HOZ**

En la naturaleza, la mezcla entre diferentes tipos de aguas es un fenómeno muy extendido (Mazor, 1985), hasta el punto de que en el mismo manantial se puede asistir al drenaje de distintas aguas a lo largo del año hidrológico, dependiendo de varios factores como los geológicos (Mazor *et al.*, 1990; Appelo y Postma, 1993). Así, Lawrence *et al.* (1976) ponen de manifiesto la mezcolanza de dos tipos de aguas en el acuífero carbonatado de Lincolnshire (Inglaterra) y lo describen como el factor determinante de la hidrogeoquímica del mismo. Scanlon (1989) también encuentra que los fenómenos de mezcla son de gran relevancia en los cambios temporales de las facies hidrogeoquímicas de algunas aguas de los manantiales kársticos de Inner Bluegrass (Kentucky).

El objetivo de esta sección es el análisis de la evolución hidrogeoquímica y térmica de los dos manantiales que asignan el río de la Hoz, situados a escasos metros de distancia, los cuales constituyen el sistema principal de drenaje en el sector sudoeste del acuífero kárstico Rute-Horconera, y, a su vez, están relacionados con aguas superficiales

que discurren por el arroyo Herreras (Figura 136). Se pretende demostrar que la evolución de la temperatura del agua subterránea y de la composición hidroquímica de la surgencia Hoz-1 es el resultado de la mezcla entre distintas aguas suficientemente identificadas.



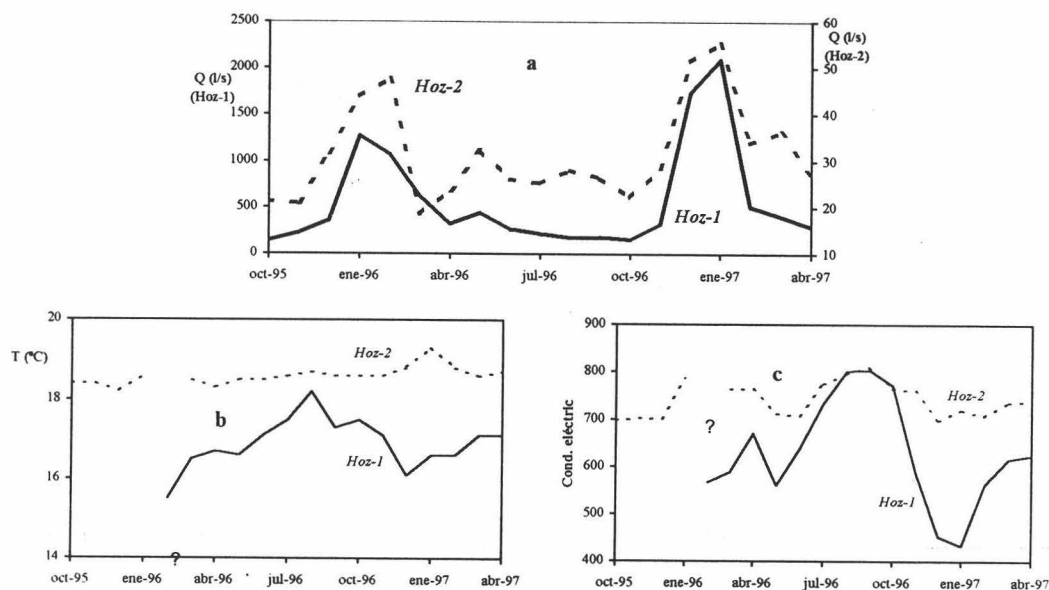
**Figura 136.-** Situación geológica de los manantiales del Río de la Hoz, junto al trazado del curso superficial temporal del arroyo de las Herreras.

El manantial de Hoz-1 y la surgencia de Hoz-2, asociadas a los niveles acuíferos carbonatados del sistema acuífero kárstico de Rute-Horconera, han sido objeto de un seguimiento hidroquímico e hidrodinámico mensual durante aproximadamente un año y medio, junto con las aguas superficiales del arroyo Herreras. Durante este período de control, aunque las tendencias evolutivas estacionales son *grosso modo* semejantes en las dos surgencias, se han observado importantes diferencias en las características fisicoquímicas de sus aguas y en su caudal, coincidiendo en general con los episodios lluviosos y con volúmenes de recarga muy importantes. En determinados momentos, las características fisicoquímicas en ambos casos convergen y la composición del agua muestra grandes semejanzas, especialmente durante los meses de estiaje y en ausencia de recarga alóctona del sistema acuífero kárstico.

### 8.1- Evolución temporal del caudal, temperatura y conductividad eléctrica

La evolución temporal de la descarga en las dos surgencias estudiadas (Figura 137 a) muestra tendencias muy similares ( $r = 0,83$ ), salvo pequeñas excepciones que son debidas principalmente a la aparición de picos de caudal de poca importancia en la surgencia Hoz-2.

La superficie de los afloramientos carbonatados que constituyen el área de recarga del manantial Hoz-2 no justifican los caudales drenados por el mismo (caudal medio de 29 l/s durante el periodo Octubre de 1995 y Abril de 1997), lo que permite pensar en una alimentación adicional procedente de otros sectores de la Sierra de Rute. Respecto al manantial Hoz-1, aparte de registrar un caudal medio mucho mayor (590 l/s), el rango de variación de la descarga es muy alto (Tabla 20). Este hecho viene muy bien reflejado por el valor de su razón  $Q_{\text{máximo}}/Q_{\text{mínimo}}$  del orden de 14, mientras que en la surgencia Hoz-2 no supera el valor de 3.



**Figura 137.-** Crónicas de caudal, temperatura y conductividad eléctrica en los manantiales Hoz-1 y Hoz-2. Periodo Octubre-1995 a Abril-1997.

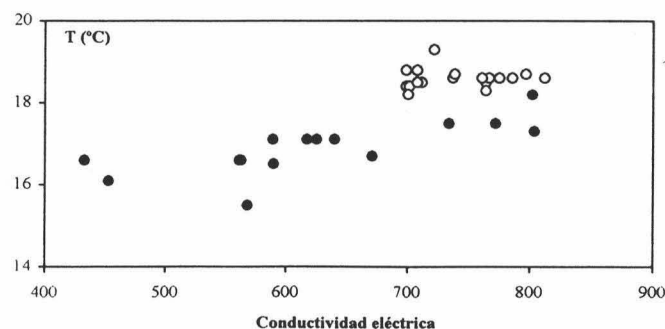
Varios autores utilizan la temperatura de las aguas subterráneas para la caracterización de los distintos tipos de flujo y la organización estructural de la red de drenaje en los acuíferos kársticos, estableciendo de hecho las relaciones de los manantiales con la zona saturada y la infiltración (Schneider, 1962; Girona, 1978; Crowther y Pitty, 1982; Botton, 1984; Roy y Benderitter, 1986; Lastennet, 1994). La temperatura del agua subterránea es un buen indicador de flujos rápidos a través de zonas transmisivas como pueden ser las fracturas de las rocas carbonatadas (Shuster y White, 1971 y Bakalowicz, 1995). En el caso de las surgencias del Río de la Hoz, el análisis de los valores de este factor puede ofrecer una información de gran valor interpretativo. La temperatura de las aguas subterráneas en la surgencia Hoz-2 muestra valores relativamente más altos. Además, la evolución temporal, como en el caso de la descarga, es muy regular. El coeficiente de variación de la temperatura en esta surgencia es muy bajo ( $CV = 1,3\%$ ), hecho que contrasta fuertemente con los altos

valores de éste en Hoz-1 (CV = 3,8%). Por otro lado, se observa que las temperaturas más bajas en Hoz-1 se dan en los meses más lluviosos (Figura 137 b), coincidiendo con la llegada rápida de las aguas de infiltración de lluvia y desde el arroyo Herreras más frías. Pasadas las precipitaciones, las temperaturas aumentan hasta llegar al valor máximo de 18,2 °C (0,5 grados más bajo que el valor medido en Hoz-2, el mismo día del mismo mes) en el mes de Agosto de 1996.

En la figura 137 c presento la evolución temporal de la conductividad eléctrica en ambas surgencias. Un primer hecho a destacar es la elevada correlación de la conductividad eléctrica entre los dos manantiales investigados, reflejada por las mismas tendencias evolutivas de este parámetro ( $r = 0,81$ ). En Agosto y Septiembre de 1996, después del periodo de estiaje, la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas drenadas por ambos manantiales llega a su máximo y los valores son semejantes. Sin embargo, como respuesta a las lluvias caídas en Octubre de 1996, este parámetro físico-químico disminuye en ambos manantiales debido a la dilución provocada por la llegada de aguas de rápida infiltración, al igual que ocurría con la temperatura. En la surgencia Hoz-1, la más caudalosa, la amplitud de variación de la mineralización es mucho mayor que en el caso de la surgencia Hoz-2, hecho reflejado también por los valores del coeficiente de variación calculados para ambas (Tabla 20). En ausencia de precipitaciones, la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas de Hoz-1 se incrementa bruscamente y se observa la tendencia hacia la recuperación de los valores anteriores a la época de recarga.

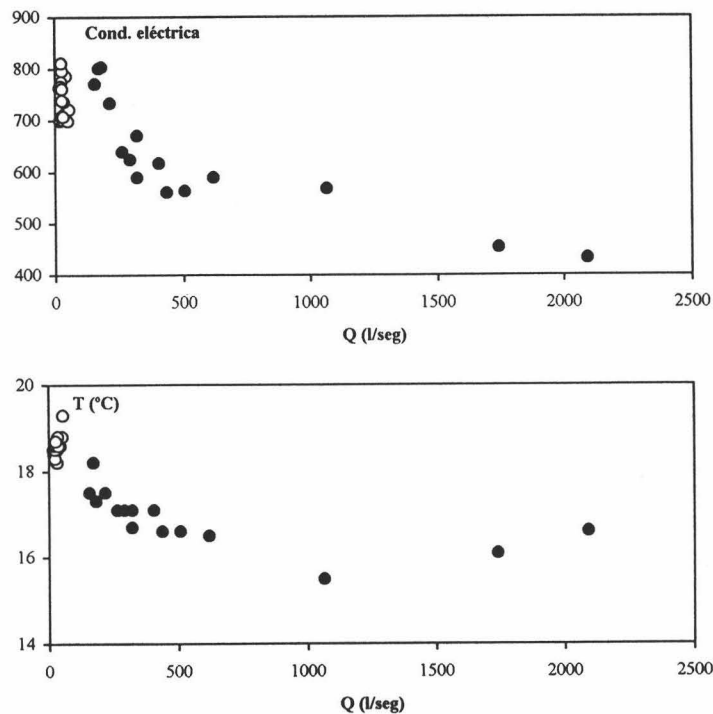
## 8.2- Variaciones conjuntas del caudal, temperatura y conductividad eléctrica

En la figura 138 se puede apreciar cómo al representar la temperatura en función de la conductividad eléctrica de las aguas en los dos manantiales, ambas correlacionan positivamente en el caso de Hoz-1 ( $r=0,8$ ), mientras que en la otra surgencia no se puede deducir ninguna tendencia clara, sólo, que las fluctuaciones en la temperatura son muy pequeñas y poco relevantes. Se han representado los datos a la misma escala para apreciar cómo la evolución térmica y la composición química del agua de Hoz-1 se va asemejando a la de Hoz-2, después de los episodios lluviosos y a lo largo de la época de estiaje, en ausencia de cualquier influencia hidrodinámica externa.



**Figura 138.-** Representación de la relación entre conductividad eléctrica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) y temperatura de las aguas de los manantiales investigados. Los círculos vacíos corresponden a Hoz-2.

Como se aprecia en la figura 139, tanto la conductividad eléctrica como la temperatura muestran una correlación negativa con la descarga en Hoz-1 ( $r = -0,8$  y  $r = -0,6$ , respectivamente). A medida que aumenta el caudal drenado por este manantial, la temperatura y la conductividad eléctrica disminuyen siguiendo una curva exponencial. Estos hechos parecen confirmar las ideas de Custodio (1986) y Dreiss (1989), quienes piensan que el agua drenada por un manantial kárstico constituye una mezcla de proporciones variables en el tiempo entre aguas propias del acuífero -con gran tiempo de residencia en el mismo y equilibradas térmicamente con la roca acuífera (caso de las aguas de Hoz-2)- y aguas de renovación infiltradas recientemente tras los episodios lluviosos, menos mineralizadas y más frías.



**Figura 139.-** Representación de la relación entre conductividad eléctrica y temperatura con la descarga en las surgencias Hoz-1 (puntos negros) y Hoz-2 (puntos vacíos).

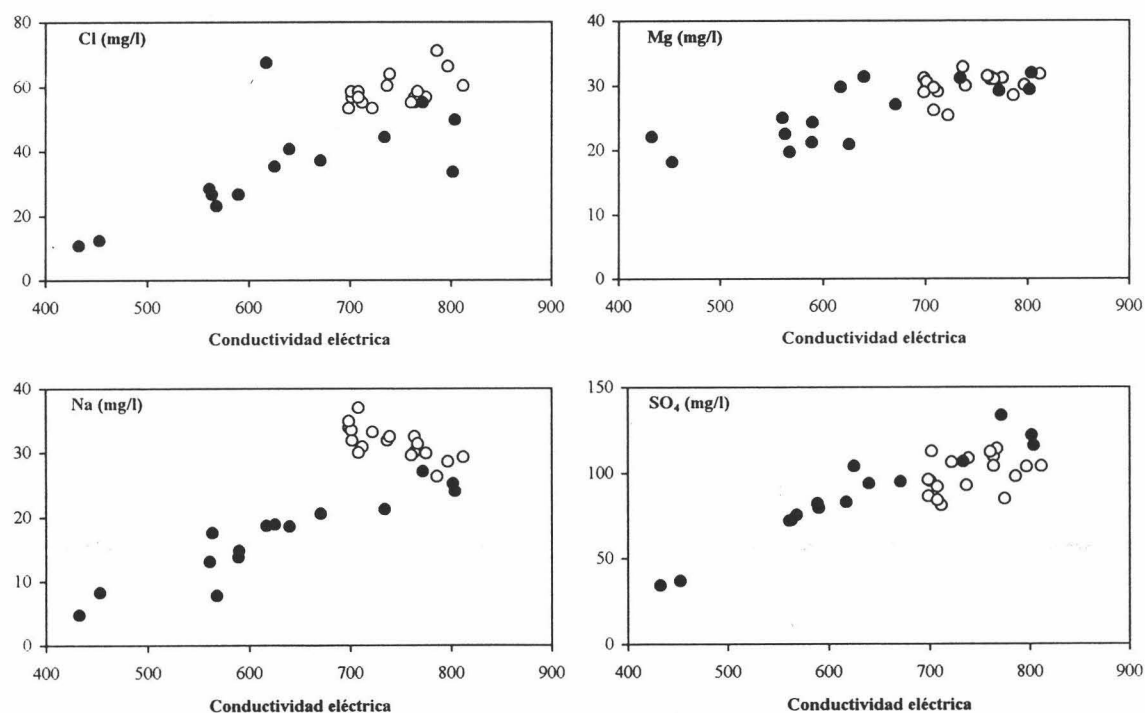
### 8.3- Variación en los componentes mayoritarios

Como se ha comentado anteriormente, las aguas en las surgencias estudiadas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas, aunque con tendencias en algún momento de la evolución hidrogeoquímica hacia la facies sulfatada-cálcica (Figura 104). En todo caso en ambos manantiales los aniones dominantes son, por orden decreciente: bicarbonatos, sulfatos y cloruros; mientras que los cationes son: sodio, magnesio y calcio. La correlación positiva (Figura 140) entre la concentración en sulfatos, sodio y magnesio, y cloruros y conductividad eléctrica en manantial Hoz-1 (coeficiente de correlación de 0,96, 0,92, 0,81 y 0,78, respectivamente), sugiere fenómenos de mezcla entre dos aguas, una relativamente más mineralizada y algo más caliente y otra menos mineralizada y más fría. Esta última es un agua de infiltración rápida, con un escaso grado de interacción con la roca carbonatada del sistema acuífero kárstico. Además, es la responsable de que se produzca una gran dilución de las aguas subterráneas drenadas por ambos manantiales en época de crecida, resultado de su llegada masiva y



rápida a favor de una importante red transmisiva, sobre todo en la zona de influencia de la surgencia Hoz-1, correspondiente al cañón del río de La Hoz.

Basándose sobre los contenidos en el ion cloruro, de carácter conservativo, he procedido al cálculo de la mezcla teórica entre la composición media del agua superficial que fluye a través del río Herreras y el agua subterránea más mineralizada de la surgencia Hoz-2 (muestra de Agosto 1996). La representación gráfica de los datos analíticos de las aguas subterráneas drenadas por el manantial kárstico Hoz-1 respecto a la línea de mezcla teórica revela el posible fenómeno de mezcla, es decir, la equivalencia de las aguas de este manantial con las de Hoz-2 en época de estiaje y la influencia de la infiltración rápida a partir del arroyo de las Herreras sobre su quimismo en los episodios lluviosos o de recarga (Figura 141). Sin embargo, es de suponer que existirán procesos hidrogeoquímicos adicionales: como puede ser la precipitación de calcita, debido al gran rango de diferencia en el estado de saturación de las dos aguas, aparte del mero hecho de mezcla (Hanshaw y Back, 1979; Appelo y Postma, 1993).



**Figura 140.-** Representación de la relación entre la conductividad eléctrica y algunos iones mayoritarios analizados en las aguas de los manantiales Hoz-1 y Hoz-2.

Los excesos en sulfatos que muestra Hoz-1 deben estar en relación con la disolución de los yesos del substrato triásico, tal y como lo sugiere el mayor desajuste de la nube de puntos para menores fracciones de mezcla.

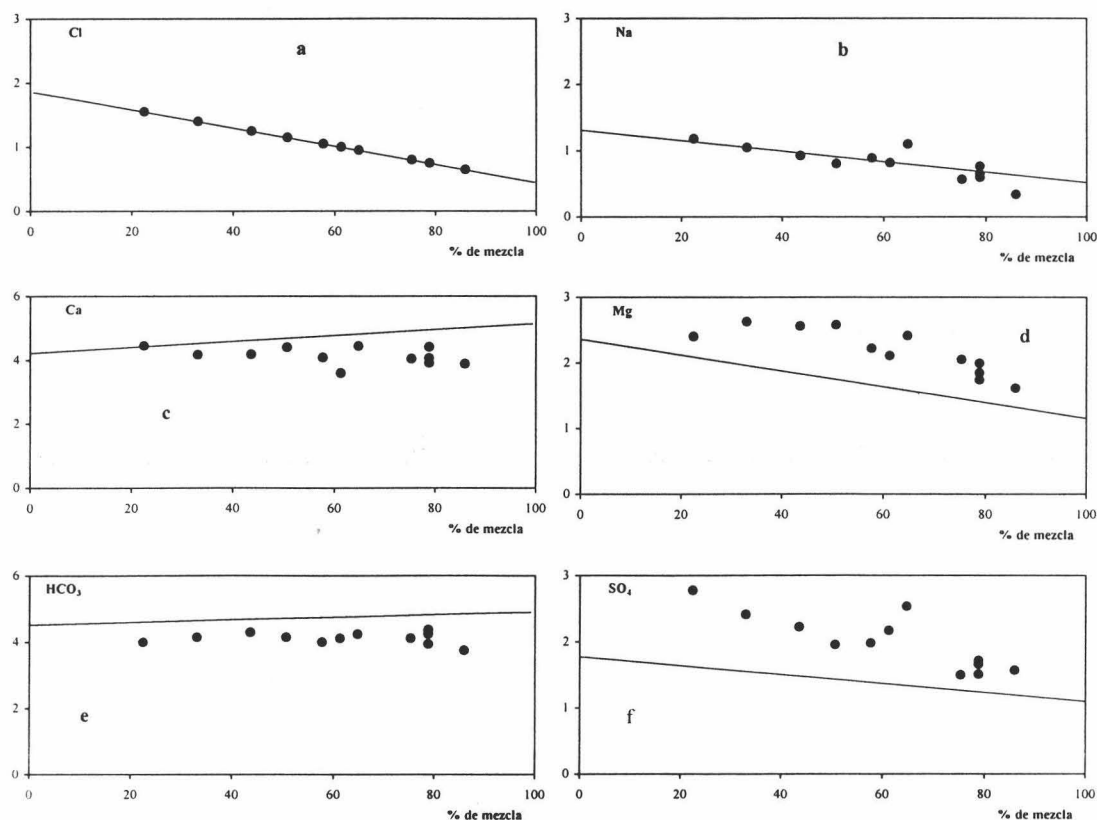
El desarrollo de la dedolomitización por la disolución de los yesos induce la disolución de la dolomita y el consiguiente incremento en los contenidos en el ion magnesio. También en calcio, pero, al parecer, los procesos de precipitación de calcita son más pronunciados en este manantial, con lo que el resultado es un defecto de éste último respecto a la línea de mezcla teórica.



### 8.4- Modelo conceptual (hidrogeoquímico e hidrogeológico) del sector de La Hoz

El seguimiento hidrodinámico e hidroquímico con paso de tiempo mensual en el conjunto de los manantiales del Río de la Hoz junto con del Arroyo Herreras, permite avanzar en el conocimiento del comportamiento hidrogeológico e hidrogeoquímico del sector sudoeste del acuífero kárstico Rute-Horconera.

La evolución hidrogeoquímica del manantial principal, Hoz-1, responde claramente a fenómenos de mezcla entre dos tipos de agua de características fisicoquímicas dispares. El primero corresponde al agua original y propia del acuífero kárstico, drenada conjuntamente por los manantiales Hoz-1 y Hoz-2, relativamente caliente ( $18,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y mineralizada ( $800\text{ }\mu\text{S/cm}$ ), de facies química definida fundamentalmente por los contenidos en sulfatos, magnesio, cloruros y sodio ( $100, 30, 30$  y  $66\text{ mg/l}$ , respectivamente), resultado de tiempos relativamente largos de interacción con el acuífero y las formaciones poco permeables del substrato triásico, situado a profundidades considerables.



**Figura 141.-** Representación de la relación entre las concentraciones de varios iones determinados para las aguas del manantial Hoz-1 respecto a la línea de mezcla teórica entre las aguas subterráneas drenadas en Agosto de 1996 por la surgencia Hoz-2 y la composición media de las aguas superficiales del Arroyo Herreras. Valores iónicos en meq/l.

La otra fracción de mezcla, presente en Hoz-1, debe corresponder al agua superficial que discurre a través del Arroyo de las Herreras, infiltrada en el cañón de la

sólo la interconexión entre un punto de pérdida de agua y otros de surgencia en un sistema acuífero, o el establecimiento de los límites de la cuenca subterránea, sino también la evaluación de la velocidad del flujo y la consiguiente emulación del tránsito de un contaminante y la determinación de las modalidades de circulación del agua. *A priori*, estos fueron los objetivos que se plantearon en nuestra campaña de trazado, aunque, desgraciadamente no se han podido alcanzar tales ambiciones.

### **9.1- Metodología**

Se ha utilizado para la realización del ensayo de trazado una solución de cloruro de litio (LiCl de peso molecular 42,39 y una riqueza del 98 %), ya que el litio presenta varias ventajas respecto a otros trazadores: es de fácil determinación con precisión hasta 1 ppb; sus contenidos son bastante bajos en las aguas naturales; su interacción con el terreno es menor respecto a otros cationes utilizados; presenta una buena tasa de restitución en medios kársticos; no es tóxico a las concentraciones utilizadas; y finalmente es fácil de adquirir.

Se han utilizado unos 25,6 kg de cloruro de litio equivalentes a 4,2 kg de litio, resultando un volumen total de disolución de 56 litros. Durante la preparación de la solución se adaptaron muchas precauciones, debido a que la reacción es exotérmica y se pueden provocar graves quemaduras; además el contacto con la piel y ojos podría producir ciertas irritaciones.

La inyección de la solución trazadora se efectuó en un pozo (número 121 del inventario) situado a cota 720 m y a unos 3 km al NE del manantial Hoz-1, el Miércoles 4 de Junio de 1997 a las 22 horas y 25 minutos. El día anterior a la inyección se habían registrado algunas precipitaciones (11 mm), igual que el día posterior (Jueves 5 de Junio de 1997).

El tiempo de observación fue de un mes (Miércoles 04-06-97 a Viernes 04-07-97). Se tomaron 79 muestras en el manantial Hoz-1, 4 diarias con un intervalo de 6 horas durante las dos primeras semanas, 2 diarias en la tercera semana y una por día la última semana. En Hoz-2 se tomaron 30 muestras con una frecuencia de una por día. El punto de inyección se ha muestreado 4 veces en el período de muestreo.

Los análisis se han llevado a cabo en la Universidad Jaume I de Castellón de la Plana. Lamentablemente, no se pudieron conseguir precisiones en los análisis superiores a más o menos 10 ppb.

### **9.2- Resultados**

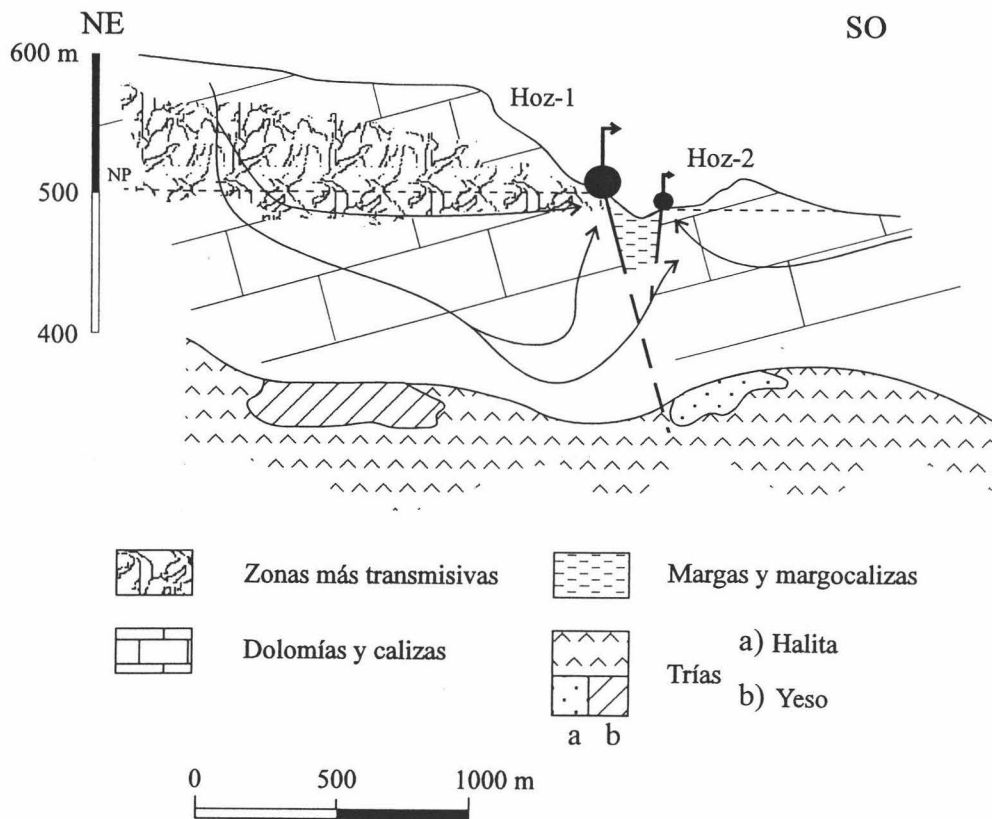
Debido a la poca precisión de los análisis químicos de las muestras es difícil aventurarse y sacar conclusiones definitivas. Sin embargo, se pueden avanzar algunos datos de interés al menos para próximos ensayos, más afortunados y planificados a raíz de los resultados obtenidos en este.

La salida del trazador por el manantial Hoz-1 ha quedado bastante patente con un pico de 0,12 mg/l (Figura 143), el cual se produce tan sólo 13 horas después de la

Hoz durante los episodios lluviosos. Se trata de aguas relativamente menos mineralizadas (conductividad eléctrica media de  $600 \mu\text{S}/\text{cm}$ ), cuya composición está determinada por los contenidos en calcio y bicarbonatos (100 y 300 mg/l respectivamente) y son más frías ( $13,5^\circ\text{C}$ ).

En la figura 142 muestro las condiciones hidrogeológicas bajo las cuales es posible tal fenómeno de mezcla. Las temperaturas más altas en el caso de la surgencia Hoz-2 deben estar en relación con flujos relativamente más profundos, por la existencia de una barrera geológica entre éste y el manantial Hoz-1, situado a unos 200 m aguas arriba (Castillo y Padilla, 1993).

La llegada rápida de las aguas de infiltración a lo largo del curso temporal del arroyo Herreras es explicable por la existencia de una red kárstica más transmisiva a lo largo del cañón de la Hoz. Así lo atestigua la respuesta hidrodinámica más rápida en el tiempo del manantial Hoz-1 y sobre todo el gran rango de variación de su descarga, con lo que éstas aguas carecen de tiempos suficientes para equilibrarse térmicamente con la roca acuífera.

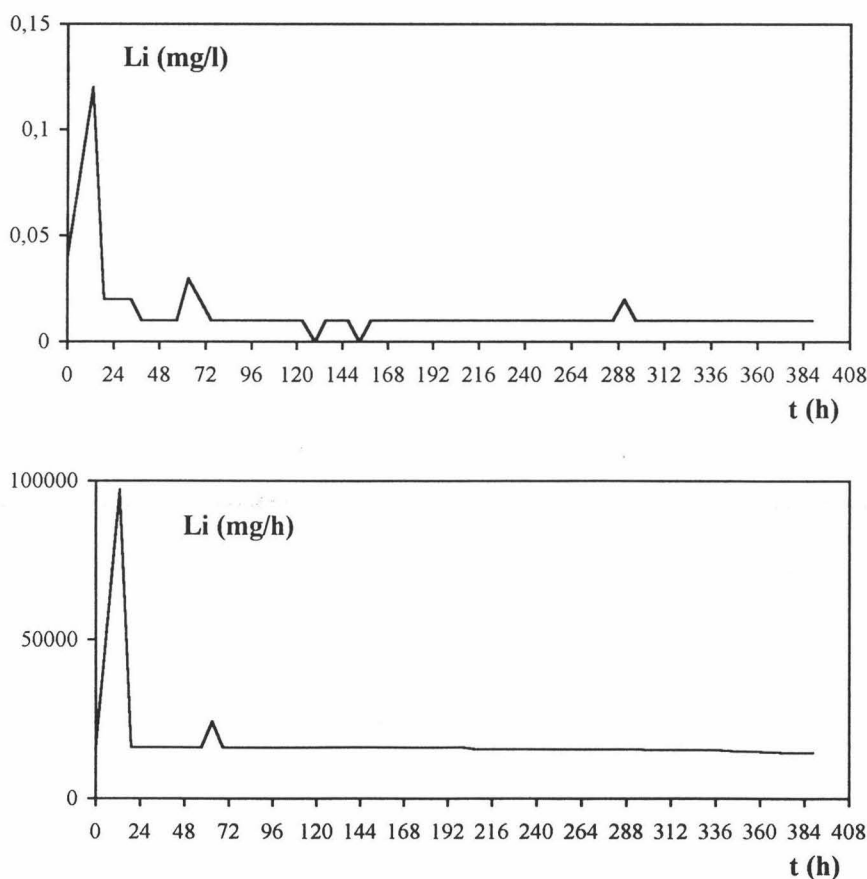


**Figura 142.-** Esquema explicativo de la situación hidrogeológica del conjunto de manantiales del Río de la Hoz y de los procesos de mezcla que se producen.

## 9- ENSAYO DE TRAZADO EN EL SECTOR DE LOS MANANTIALES DEL RÍO DE LA HOZ

La utilización de pruebas de trazado artificial está bastante extendida en la hidrogeología kárstica (Lepiller y Mondain, 1986). Esta técnica permite comprobar, no

inyección. Así, queda demostrada la interconexión entre el punto de inyección (pozo n° 121), situado cerca de la entrada del Arroyo de las Herreras al cañón de la Hoz, y el manantial Hoz-1, situado a unos 3 km aguas abajo. La velocidad media de tránsito estimada es muy alta (231 m/h), si se compara con los datos expuestos por algunos autores como Lepiller y Mondain (1986) y Antigüedad *et al.* (1990). Se ha comentado con anterioridad que el momento de la inyección coincidió con algunas precipitaciones, las cuales en parte deben de ser responsables de la alta velocidad de tránsito registrada, de acuerdo con Lepiller y Mondain (1986). Aunque, también hay que pensar en la existencia dentro del acuífero de estructuras bastante transmisivas, que puedan por si mismas permitir grandes velocidades de circulación desde las áreas de recarga hasta el punto de surgencia. Estos datos también coinciden con las deducciones hechas en el capítulo III. La tasa de restitución de trazador es relativamente baja (30 %), explicable, sobre todo, por la baja frecuencia de recogida de muestras durante las primeras horas del muestreo, aunque en los días siguientes a la inyección también se produjo un bombeo imprevisto en el pozo de inyección, lo cual ha debido afectar a la cantidad de trazador inyectada.



**Figura 143.-** Curvas de concentración de litio y flujo másico en el trazado del sector del Río de la Hoz correspondiente a 1997.

En relación con la vulnerabilidad del acuífero a la contaminación, se puede deducir que una contaminación producida en un radio de 3 km llegaría al manantial en muy poco tiempo, y en el intervalo de 15 horas. Llama la atención la existencia de fuentes potenciales de contaminación (Cortijada del Lanchar) situadas en el área de recarga del manantial Hoz-1, justo en las proximidades del punto de inyección de trazador, así

como la existencia de pérdidas en el arroyo de las Herreras entre ese punto y el manantial Hoz-1.

No se observa el paso de trazador por la surgencia Hoz-2, aunque a la luz de los datos hidrogeológicos expuestos en el capítulo III y en el epígrafe 8 del presente, se debería registrar la salida de una cierta cantidad de litio, aunque fuese poca. Esta ausencia de paso de trazador tiene su explicación en lo siguiente: no se ha detectado el paso de trazador por una mala elección de la frecuencia de recogida de muestras (1 muestra diaria); las lluvias acaecidas al principio del ensayo provocan un flujo de crecida esencialmente somero, de manera que no se ha producido una buena dispersión en profundidad de la solución trazadora. Esta última hipótesis parece la más verosímil, ya que la salida del trazador por Hoz-2 dependerá de un tránsito más profundo de las aguas, tal y como se deduce del modelo conceptual antes expuesto (Figura 142).



## **Capítulo VII**

### **VII- HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO DE GAENA**

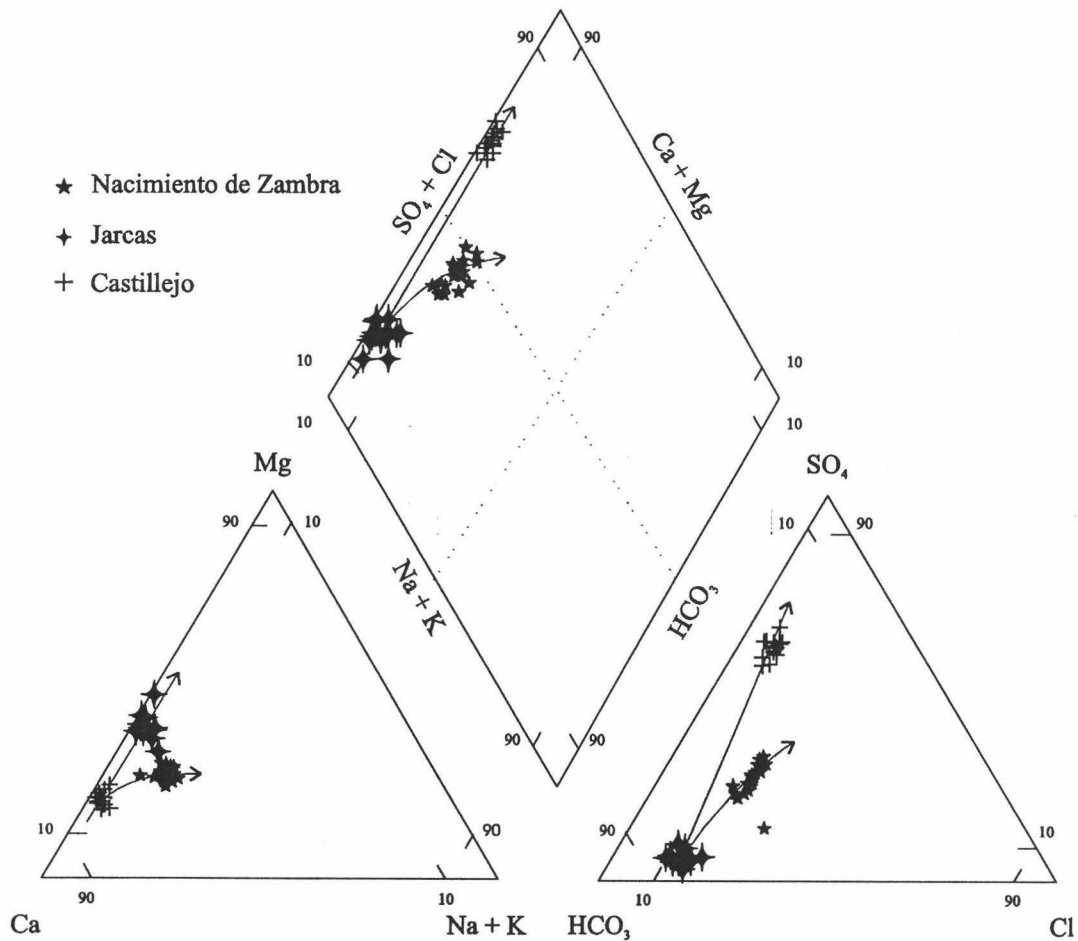


## Capítulo VII

### VII- HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO DE GAENA

#### 1.- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS Y TENDENCIAS EVOLUTIVAS

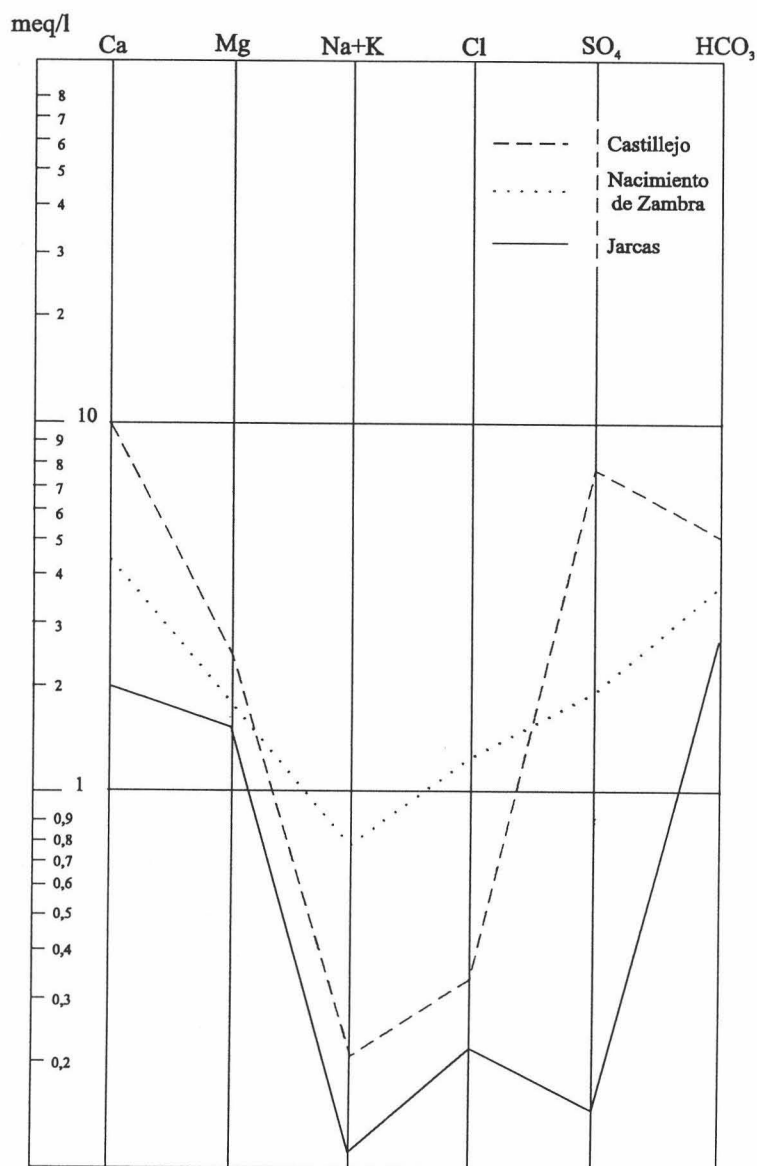
La representación gráfica en el diagrama de Piper (Figura 144) de los resultados analíticos de todas las aguas recolectadas en los principales manantiales del sistema hidrogeológico de Gaena, con paso de tiempo mensual, permite distinguir dos grandes grupos de aguas subterráneas de facies hidroquímicas suficientemente identificadas: bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas cálcicas.



**Figura 144.-** Representación en diagrama de Piper de las aguas muestreadas en los distintos manantiales del acuífero Gaena. Las flechas resaltan las evoluciones y tendencias del quimismo del agua a nivel espacial y temporal.

Las aguas subterráneas drenadas por el manantial de Jarcas son claramente bicarbonatadas cálcico-magnésicas con predominio de los iones calcio y magnesio entre los cationes y del ion bicarbonato entre los aniones. Se trata de la facies hidroquímica más común en las aguas subterráneas propias de acuíferos carbonatados en los que

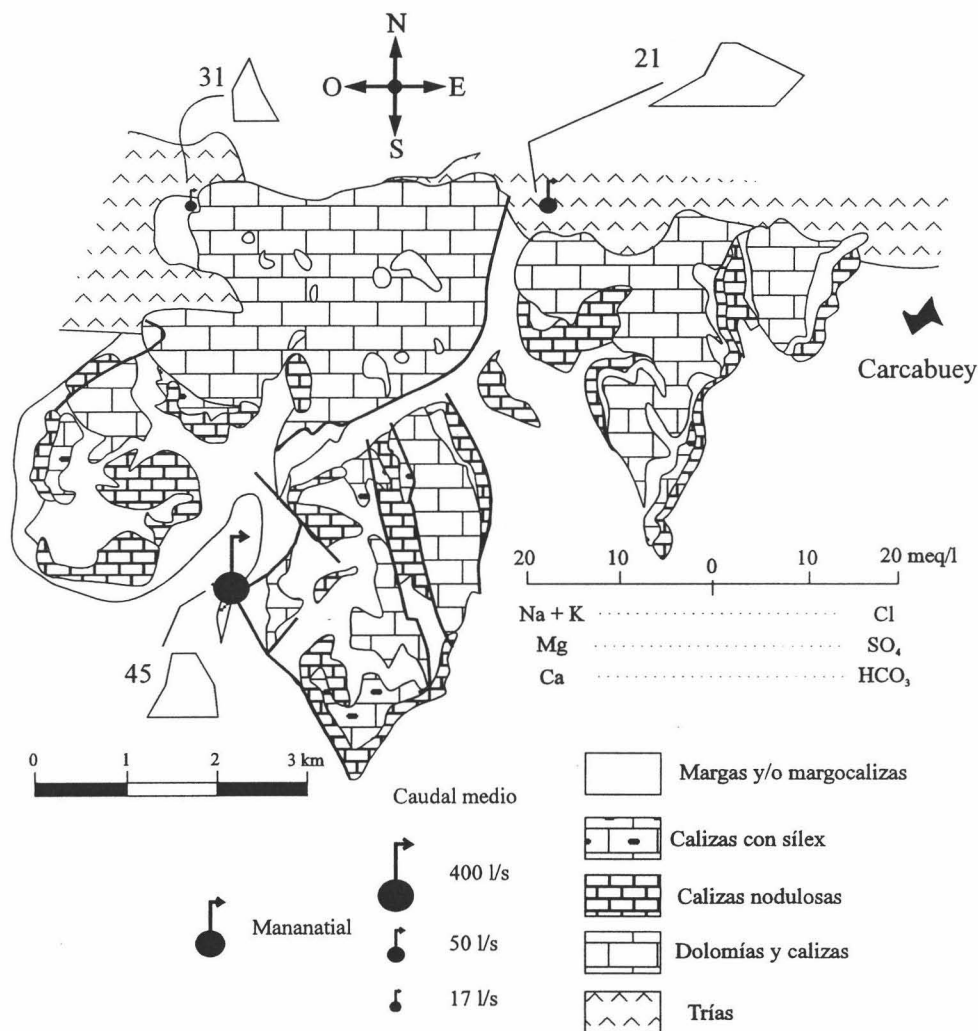
predominan las reacciones de disolución de calcita y dolomita. En cambio, las aguas del manantial del Castillejo son de facies sulfatada cálcica, resultado del aumento sistemático en los contenidos totales en calcio y sulfatos respecto a una composición de partida semejante a la de Jarcas. Este enriquecimiento relativo en estos iones está directamente relacionado con la influencia del substrato triásico detrítico evaporítico situado bajo las formaciones acuíferas permeables liásicas (Figura 146).



**Figura 145.-** Representación en diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de la composición media de las aguas muestreadas en los principales puntos acuíferos del acuífero de Gaena.

Las aguas del Nacimiento de Zambra muestran estados evolutivos intermedios entre los antes citados, aunque la facies hidroquímica predominante es la bicarbonatada cálcico-magnésica. En algún momento de la evolución estacional de su composición química, sus aguas rozan la facies sulfatada cálcica, gracias a un enriquecimiento relativo en sulfatos -y en menor medida en cloruros- respecto al ion bicarbonato.

La evolución hidrogeoquímica espacial de los manantiales que conforman la red de control del sistema acuífero de Gaena está marcada por la heterogeneidad litológica del substrato triásico, rico en yesos y en ocasiones en halita, y por su influencia variable sobre las aguas subterráneas de los acuíferos carbonatados liásicos. Así pues, se pasa de una facies hidrogeoquímica claramente bicarbonatada cálcico-magnésica (Jarcas), propia de aguas subterráneas generadas en acuíferos carbonatados, a aguas sulfatadas cálcicas (Castillejo) con una clara influencia de la disolución de los yesos del substrato triásico. Las aguas del Nacimiento de Zambra se encuentran en un estado intermedio entre ambos extremos, si bien con una influencia adicional de la disolución de halita.



**Figura 146.-** Situación geológica de los puntos acuíferos de la red de control hidrodinámico e hidrogeoquímico en el sistema hidrogeológico de Gaena, junto con la representación en diagrama de *Stiff* modificado de la composición química media de las aguas muestreadas en los mismos (periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997).

El la figura 145 muestro una representación en el diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de la composición media de las aguas recogidas en los manantiales principales del acuífero de Gaena. Se observa una traslación de las líneas que representan la composición química de cada manantial a lo largo de la escala logarítmica del diagrama, como resultado de una mineralización cada vez mayor de unas aguas respecto a otras. Las aguas menos mineralizadas corresponden a las drenadas por Jarcas, de facies

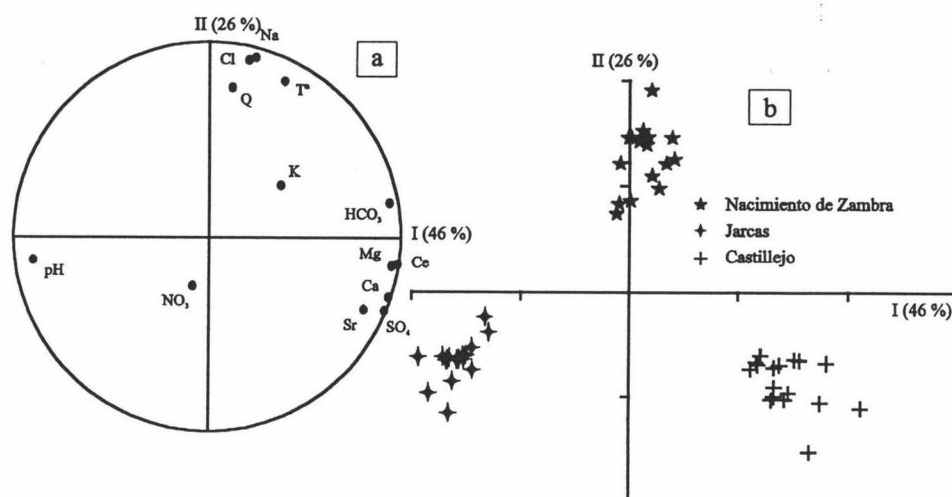
bicarbonatada cálcico-magnésica. Los mayores grados de mineralización de los demás manantiales están en relación con un enriquecimiento relativo en prácticamente todos los mayoritarios. Especial mención merecen los altos contenidos en sulfatos y calcio en el Castillejo, y en cloruros y sodio en El Nacimiento de Zambra, tal y como se ha comentado anteriormente.

Algo similar se deduce de la morfología de los diagramas de *Stiff* modificados que aparecen en la figura 146. La posición geológica del manantial del Castillejo (nº 20 del inventario), cuyas aguas surgen directamente en materiales triásicos, explica la influencia de la disolución de éstos sobre su quimismo.

## 2- ANÁLISIS MULTIVARIANTE DEL QUIMISMO DE LAS AGUAS

La aplicación del tratamiento estadístico multivariante en componentes principales al conjunto de los datos analíticos de las aguas subterráneas recogidas en los tres manantiales más importantes del sistema hidrogeológico de Gaena revela que tres factores son suficientes para explicar el 81 % de la varianza total, correspondiendo un 46 % sólo al factor I.

En el plano I-II del ACP (Figura 147 a), se observa que el factor I está condicionado por la conductividad eléctrica, que por su parte correlaciona bastante bien con el conjunto formado por los iones calcio, bicarbonatos, magnesio, sulfatos y estroncio. Los tres primeros iones son el resultado de la disolución de calcita y dolomita, mientras que los sulfatos están en relación con la disolución de las masas yesíferas que se encuentran en el seno del substrato triásico, lo cual debe de suministrar parte del calcio disuelto en el agua. El estroncio debe proceder de la disolución de celestina que también se encuentra diseminada en los yesos triásicos (Sanz de Galdeano *et al.*, 1984).



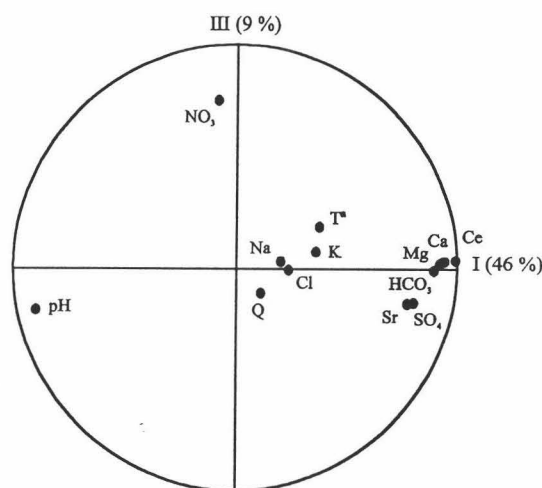
**Figura 147.-** Proyección de las variables (a) y observaciones (b) en el conjunto de los manantiales del sistema hidrogeológico de Gaena. Plano I y II.

Al igual que ocurría en el acuífero Rute-Horconera, el pH se sitúa en el eje del factor I, pero en el extremo opuesto a la mineralización, correlacionando negativamente con iones como el calcio, estroncio y sulfatos. Este hecho sugiere nuevamente la

existencia de procesos de dedolomitización inducidos por la disolución de los yesos, tal y como se han descrito en los capítulos precedentes. A nivel espacial, este proceso parece estar muy extendido en los acuíferos carbonatados de la región, siendo uno de los rasgos más característicos que explican su quimismo.

El factor II (26 % de la varianza total), está condicionado por los iones cloruro y sodio, los cuales muestran un origen parcialmente independiente de los demás iones, especialmente de sulfatos. Ambos deben proceder de la disolución de halita del substrato triásico, aunque, como comentaré más adelante, esta halita sólo está presente de forma clara en el área de alimentación del Nacimiento de Zambra. El caudal también tiene cierto peso sobre este factor.

El factor III (9 % de la varianza total) está determinado por el ion nitrato que tiene que provenir del arrastre desde la superficie de los acuíferos (Figura 148).



**Figura 148.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas de las principales surgencias del sistema acuífero de Gaena. Plano I y III.

Respecto al ACP de individuos, se observa que la evolución espacial de la composición geoquímica de las aguas de los principales manantiales del acuífero depende de las condiciones litológicas propias que se desarrollan en el sentido de flujo de cada uno de ellos (Figura 147 b).

La composición hidrogeoquímica del manantial del Castillejo, cuyas aguas se disponen próximas a la parte positiva del factor I, depende fundamentalmente de la disolución de los yesos triásicos, la cual induce el desarrollo de procesos de dedolomitización.

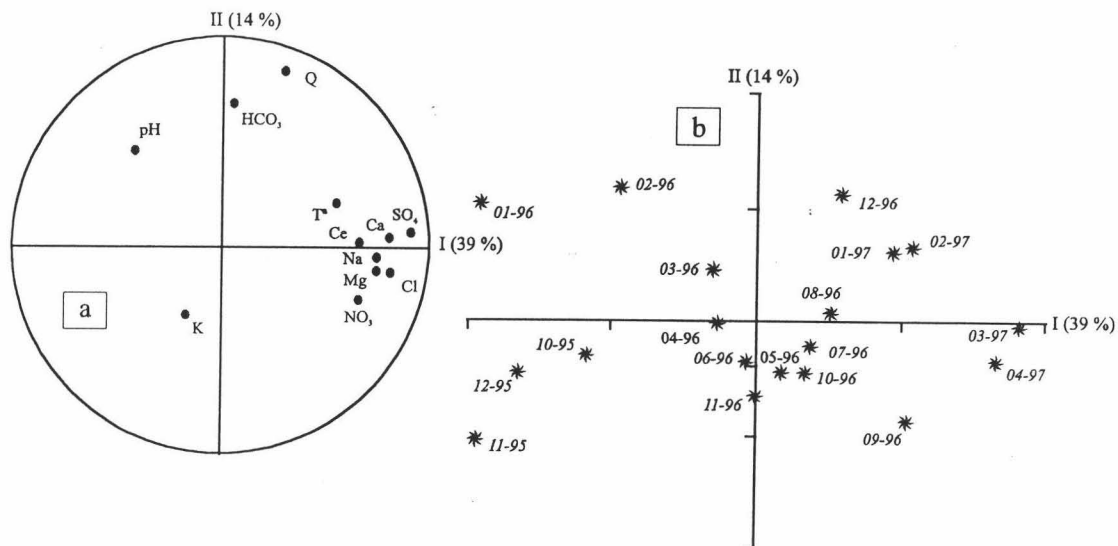
Por otro lado, la geoquímica de las aguas del Nacimiento de Zambra está condicionada fundamentalmente por la disolución de yeso y de halita del substrato triásico y por el caudal del manantial. La hidroquímica de Jarcas parece estar determinada principalmente por la variabilidad del valor del pH de las aguas subterráneas, junto por una baja mineralización total y la ausencia de evaporitas en su cuenca de alimentación.

### 3- EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA TEMPORAL DE LOS PRINCIPALES MANANTIALES DEL SISTEMA ACUÍFERO

#### 3.1- El Nacimiento de Zambra

El nacimiento de Zambra (nº 45 del inventario) se encuentra en la vertiente sudoriental de la Sierra de Gaena (Figura 146), a 500 m de cota, y constituye el principal punto de drenaje de la misma y del sector de los Hoyones-Sierra de la Cabrera. Se sitúa justo en el contacto entre calizas liásicas y materiales detrítico-evaporíticos triásicos.

El ACP aplicado a los datos analíticos de las aguas recogidas en el Nacimiento de Zambra revela que un 75 % de la variabilidad total es explicable por cuatro factores principales, correspondiendo al primero de ellos el 39 %. Salvo el ion bicarbonato, los iones mayoritarios determinan el factor I, tal y como se observa en la representación gráfica en el plano I-II (Figura 149 a). Lógicamente, la conductividad eléctrica también pesa sobre este mismo factor. El ion calcio se sitúa próximo al ion sulfato lo que en principio indica que ambos tienen un origen común, es decir, la disolución de yesos triásicos. El sodio se desliga del ion cloruro con lo que hay que pensar en la existencia de procesos geoquímicos adicionales, aparte del de disolución de halita, que afectan a sus contenidos (intercambio iónico). El magnesio, al situarse entre estos dos últimos iones, puede estar involucrado en esos procesos de intercambio.

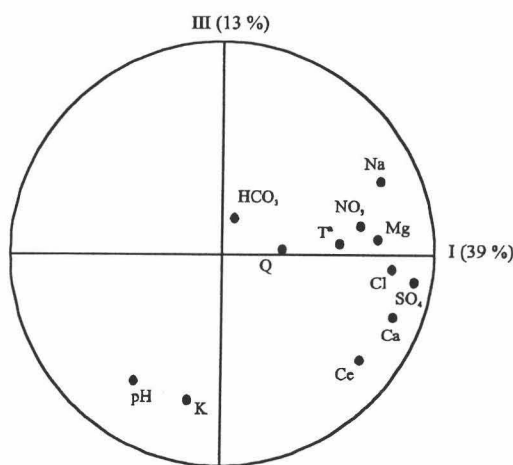


**Figura 149.-** ACP de las variables (a) y casos (b) en plano I-II para el Nacimiento de Zambra.

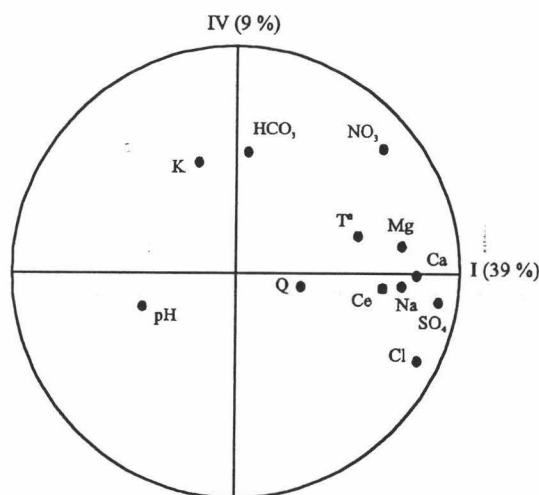
El factor II (14 % de la varianza total) está condicionado fundamentalmente por el caudal drenado por el manantial, y, en parte, por la variabilidad en los contenidos en el ion bicarbonato. Estos dos parámetros muestran una independencia total del factor I con lo que la variabilidad del caudal no parece afectar a la mineralización total ni a los contenidos en muchos iones mayoritarios; sin embargo, influye sobre las concentraciones en bicarbonatos.



Sobre el factor III (13 % de la varianza total) pesan el ion potasio y el pH, independientes de los demás factores y las variables que los condicionan (Figura 150). El factor IV, está condicionado por los bicarbonatos, el potasio y en parte por los nitratos; estos últimos deben estar en relación con procesos de contaminación externos a los sistemas acuíferos carbonatados (Figura 151).



**Figura 150.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas del Nacimiento de Zambra en el plano I-III.



**Figura 151.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas del Nacimiento de Zambra en el plano I-IV.

Los individuos estudiados muestran una dispersión poco estructurada en el plano I-II (Figura 149 b); sin embargo, es de resaltar los altos grados de mineralización de las muestras recogidas en los últimos meses del periodo de control y la gran influencia del caudal para las muestras de Diciembre de 1996, Enero y Febrero de 1997.

En la tabla 29 muestro la matriz de correlación calculada para los distintos parámetros fisicoquímicos determinados en las aguas del Nacimiento de Zambra. La conductividad eléctrica presenta cierta correlación positiva con los iones calcio, cloruro y sulfato. El calcio por su parte muestra una alta correlación positiva con el ion sulfato y

algo menos con el magnesio, sugiriendo que la disolución de las masas de yesos es responsable de gran parte de los contenidos en los primeros, lo que induce a la disolución de dolomita responsable de las concentraciones en magnesio.

C.E	1																
Ca	0,6	1															
Mg	0,4	0,6	1														
Na	0,4	0,4	0,6	1													
K	0,2	-0,02	0,08	-0,3	1												
NO <sub>3</sub>	0,2	0,5	0,6	0,4	0,09	1											
HCO <sub>3</sub>	-0,00	-0,02	0,02	0,081	-0,1	0,2	1										
Cl	0,6	0,7	0,5	0,6	-0,3	0,4	-0,2	1									
SO <sub>4</sub>	0,6	0,7	0,6	0,6	-0,1	0,5	-0,00	0,8	1								
Q	0,1	0,3	0,2	0,1	-0,3	-0,04	0,4	0,08	0,3	1							
T°	0,4	0,4	0,1	0,4	-0,04	0,3	0,1	0,2	0,5	0,3	1						

**Tabla 29.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas del Nacimiento de Zambra. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

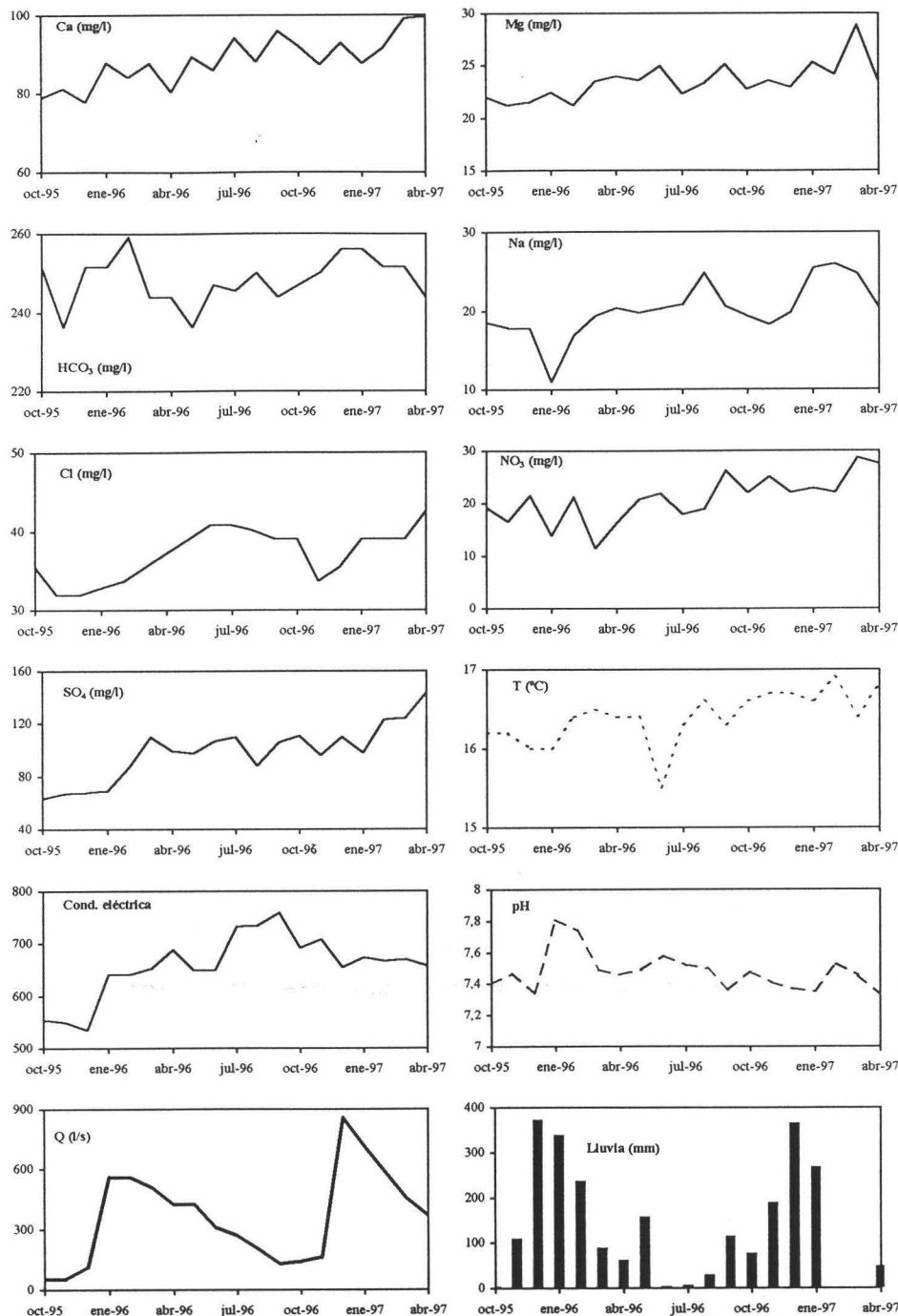
La buena correlación existente entre cloruros y sulfatos parece indicar que ambos iones tienen el mismo origen, es decir, la disolución de rocas triásicas que además de presentar cantidades apreciables de yesos debe contener masas de halita en profundidad.

En la figura 152 muestro la evolución temporal de algunos parámetros fisicoquímicos determinados para las aguas del Nacimiento de Zambra, respecto a la descarga del mismo y a las precipitaciones. En primer lugar destaca la escasa relación entre la descarga del manantial y la mineralización total. En Diciembre de 1995, el aumento del caudal debido a las lluvias caídas en la zona provoca una ligera dilución de las aguas subterráneas, por la llegada relativamente rápida de aguas de reciente infiltración. La disminución del valor de conductividad eléctrica es explicable por el descenso en los contenidos en calcio. Por contra, los contenidos en bicarbonatos, magnesio y nitratos aumentan. La ligera disminución en el valor de temperatura también apunta hacia la llegada de aguas de reciente infiltración algo más frías que las que circulan por el acuífero.

En Enero de 1996, coincidiendo con la punta de crecida, el valor de conductividad eléctrica experimenta un aumento de relevancia, explicable por el aumento en los contenidos en calcio, cloruros, sulfatos y magnesio. Sin embargo, los nitratos y el sodio, disminuyen considerablemente en sus concentraciones. Se trata de un *flujo pistón* que refleja la puesta en carga muy rápida del acuífero desde el comienzo de la alimentación, produciéndose la expulsión del agua preexistente en las zonas más profundas y en los sectores confinados del acuífero (Marjolet y Salado, 1975; Mudry *et al.*, 1979; Kiraly y Müller, 1979; Mudry, 1982 ). No obstante, este hecho no explica convenientemente la disminución de los contenidos en sodio.

Durante la recesión del año 1996 se observa un aumento lento y progresivo del valor de mineralización total, coincidiendo con el incremento en los contenidos en sulfatos, sodio, magnesio y sobre todo cloruros. La concentración en calcio muestra una

serie de bajadas y subidas de difícil explicación, aunque la tendencia general es al aumento.

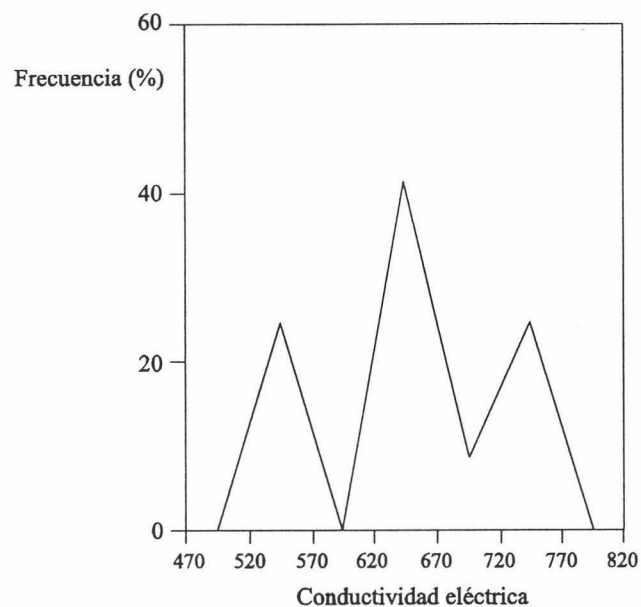


**Figura 152.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del Nacimiento de Zambra, respecto al caudal y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica viene expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

Las lluvias caídas en Mayo de 1996 provocan una estabilización de la descarga de la surgencia, y al mismo tiempo una ligera dilución de las aguas que experimentan un descenso de su conductividad eléctrica, similar a lo que ocurre con los contenidos en bicarbonatos, sodio, sulfatos y magnesio. Así pues, a lo largo del estiaje, la componente

predominante es la de aguas propias del acuífero carbonatado, cuyos tiempos de residencia son más largos y que han estado sujetas a procesos hidrogeoquímicos bien desarrollados.

El coeficiente de variación calculado para los valores de conductividad eléctrica es relativamente alto (Tabla 30), sin embargo la distribución de frecuencias relativas de la misma es multimodal (Figura 153). El rango de variación del valor de temperatura (1,4 °C), junto con el valor relativamente bajo del coeficiente de variación de la misma, sugiere un comportamiento hidrogeológico relativamente modulador frente a la función de entrada (lluvia).



**Figura 153.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el Nacimiento de Zambra.

### 3.2- Manantial de Jarcas

La surgencia de Jarcas (n° 31 del inventario) está situada en el sector noroeste del subsistema hidrogeológico de Cerro de Jarcas. a una cota relativamente más alta (720 m) que el Nacimiento de Zambra. En este caso, el agua surge en el contacto entre las calizas y dolomías liásicas y las margocalizas y margas blancas del cretácico inferior.

El tratamiento de los datos analíticos de las aguas subterráneas de Jarcas mediante el análisis en componentes principales revela que un 60 % de la variabilidad total es explicable por tres factores, correspondiendo al primero el 27 % de la varianza total.

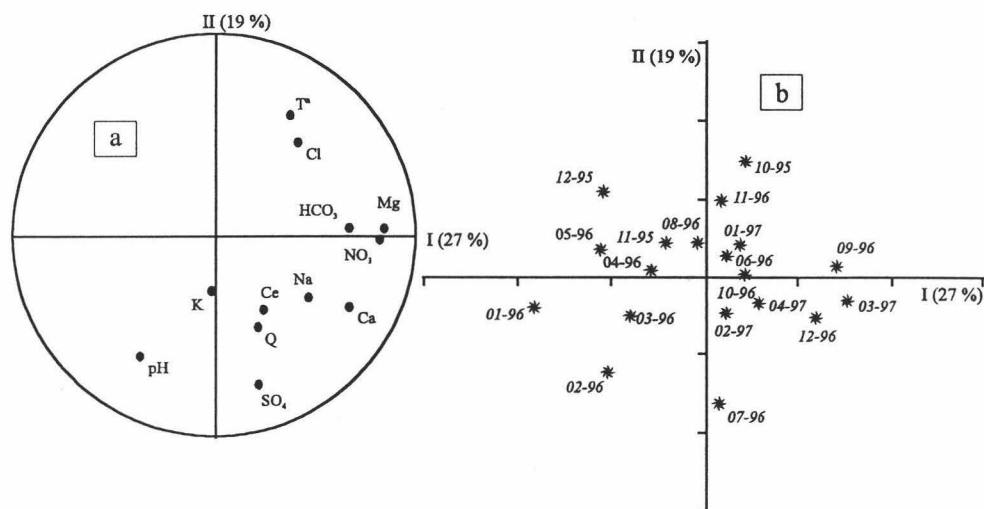
En la figura 154 a muestro la representación gráfica de los resultados del ACP en el plano I-II. Se observa que el factor I está condicionado por los iones bicarbonato y magnesio, los cuales proceden de la disolución de la dolomita. Los nitratos también pesan sobre este factor.

Sobre el factor II (19 % de la varianza total) influyen el ion sulfato y el pH. El ion calcio se sitúa entre los dos factores antes comentados, lo que atestigua su doble origen:

		Nacimiento de Zambra	Jarcas	Castillejo
Ca	Rango	77-96	37-50	162-252
	Media	88	42	205
	CV	7	7	10
Mg	Rango	21-26	14-21	27-37
	Media	23	17	31
	CV	8	10	7
Na	Rango	oct-26	0-6	2-7
	Media	20	2	4,7
	CV	17	60	22
K	Rango	0-3	0-2,8	0-1,5
	Media	0,7	0,3	0,6
	CV	98	232	88
NO <sub>3</sub>	Rango	11-29	15-35	10-30
	Media	21	23	23
	CV	21	22	21
HCO <sub>3</sub>	Rango	236-259	168-206	262-290
	Media	248	188	272
	CV	2,5	6	3,4
Cl	Rango	31-43	5-9	7-16
	Media	37	7,5	13
	CV	9	15	15
SO <sub>4</sub>	Rango	62-144	3-9	362-544
	Media	94	6,4	420
	CV	22	19	11
C. Electr.	Rango	550-760	286-358	945-1322
	Media	659	323	1088
	CV	9	6	7
Q (l/s)	Rango	53-859	0,7-40	7-120
	Media	363	17	50
	CV	64	58	70
T (°C)	Rango	15,5-16,9	12,9-15,9	14,6-15,8
	Media	16,39	14,70	15,23
	CV	2	4,13	1,73
pH	Rango	7,33-7,81	7,78-8,57	7,11-7,46
	Media	7,47	8,03	7,24
IS <sub>c</sub>	Rango	0,001/0,51	-0,08/0,8	0,04/0,4
	Media	0,16	0,32	0,2
log pCO <sub>2</sub>	Rango	0,8	-3,4/-2,5	-1,7/-2,1
	Media	-2,17	-2,84	-1,9
Sr	Rango	0,3-1	0,02-0,09	1,3-4,7
	Media	0,46	0,04	2,17
Ca/Mg	Rango	2-2,6	1,2-1,8	3-5
	Media	2,3	1,5	4

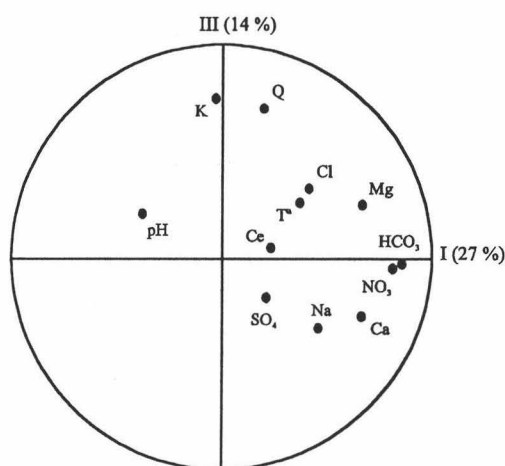
**Tabla 30.-** Síntesis de los datos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos de las surgencias que conforman la red de control del sistema acuífero de Gaena. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. Valores de concentración en mg/l. C. Electr.: conductividad eléctrica en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C. CV: coeficiente de variación en %. IS<sub>c</sub>: índice de saturación en calcita. pCO<sub>2</sub> en atmósferas.

disolución de calcita y en menor medida la de los yesos, responsable esta última también de los contenidos en sulfatos. El hecho de que los sulfatos sean totalmente independientes del factor I, y por lo tanto de los iones magnesio y bicarbonatos, sugiere la ausencia de la influencia de la disolución del yeso sobre la disolución de dolomita.



**Figura 154.-** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-II para el manantial de Jarcas.

El ion potasio y el caudal condicionan el factor III (14 % de la varianza total), mostrando ambos una independencia casi total del factor I (Figura 155).



**Figura 155.-** ACP de variables correspondientes a las aguas subterráneas de la surgencia de Jarcas en el plano I-III.

Respecto a la evolución temporal de muestras, es difícil observar tendencias claras, sin embargo, destacan los análisis de Febrero y Julio de 1996 cuya composición química se ve condicionada por los contenidos en sulfatos.

En la tabla 31 muestro la matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas drenadas por Jarcas. Destaca la ausencia de



correlación entre la conductividad eléctrica y todos los iones mayoritarios, también respecto a la descarga y temperatura. Las únicas correlaciones apreciables son las encontradas para el ion calcio con los bicarbonatos y con los sulfatos, lo que sugiere que las concentraciones de aquél son el resultado de la disolución de calcita, dolomita y yesos. El coeficiente de correlación más alto es el calculado entre los iones magnesio y bicarbonatos, lo que significa que la disolución de dolomita es su principal fuente.

C.E	1																
		C.E															
Ca	0,08	1															
Mg	0,1	0,3	1														
Na	-0,02	0,4	0,00	1													
K	0,04	-0,1	-0,1	-0,00	1												
NO <sub>3</sub>	0,2	0,5	0,4	0,5	-0,02	1											
HCO <sub>3</sub>	0,2	0,5	0,7	0,3	-0,04	0,5	1										
Cl	0,07	-0,00	0,1	0,1	0,3	0,3	0,3	1									
SO <sub>4</sub>	0,3	0,5	-0,01	0,3	0,2	0,05	0,2	-0,3	1								
Q	0,1	0,2	0,4	0,4	0,5	0,2	0,02	-0,05	0,2	1							
T°	-0,2	0,1	0,3	0,3	0,05	0,2	0,3	0,4	-0,4	-0,03	1						

**Tabla 31.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de Jarcas. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

En la figura 156 muestro la evolución temporal de algunos parámetros fisicoquímicos de las aguas del manantial de Jarcas, junto a la descarga para el periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

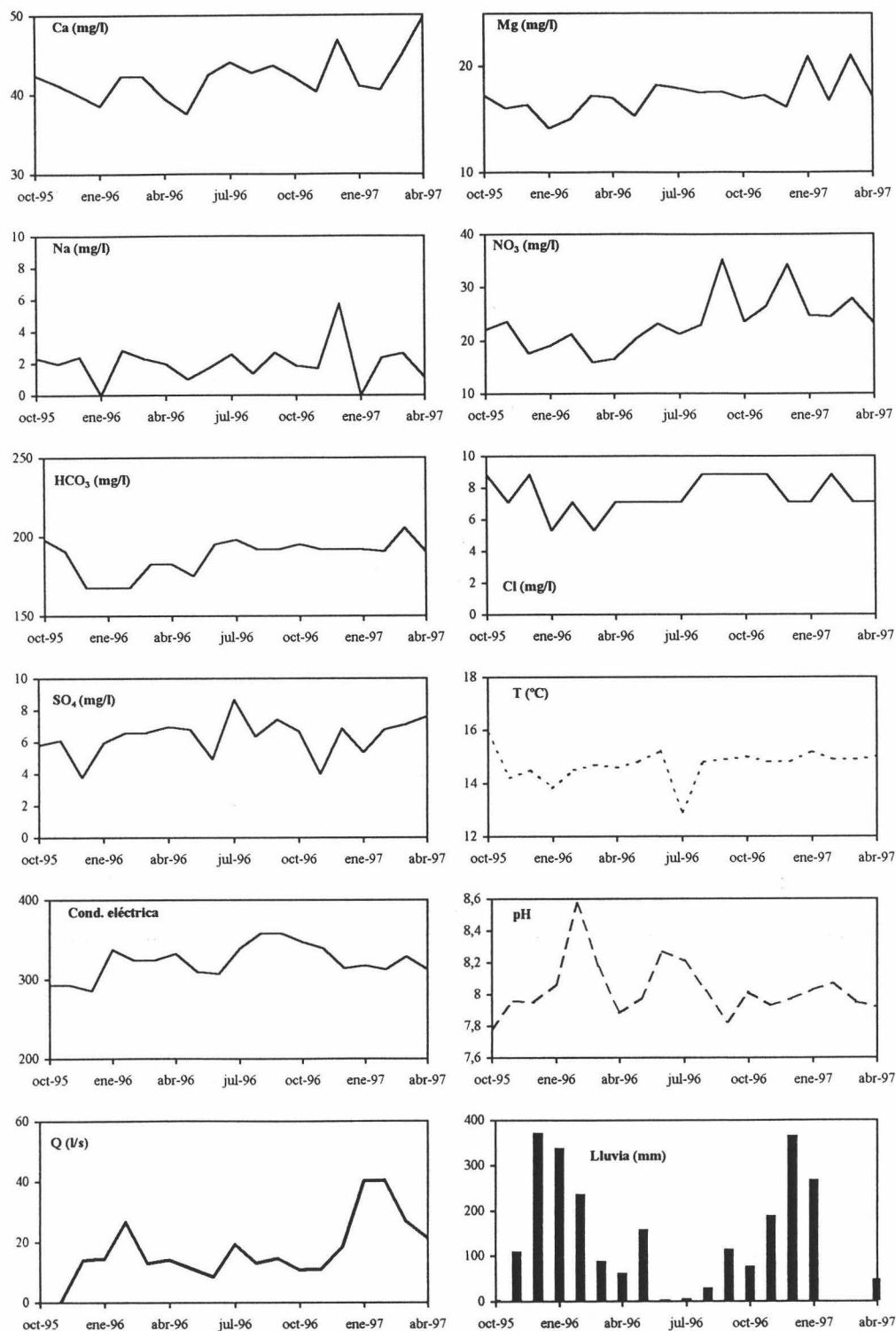
Las lluvias caídas en el área de estudio en Diciembre de 1995 provocan un aumento de la descarga, junto con una ligera dilución de las aguas de la surgencia. La disminución en el valor de conductividad eléctrica es explicable por una disminución en los contenidos en calcio, bicarbonatos, nitratos y sulfatos. Por el contrario, el sodio y los cloruros aumentan sus concentraciones, ambos procedentes de la zona epikárstica.

El aumento de la mineralización en Enero de 1996, mientras el manantial se encuentra en crecida, depende del incremento en las concentraciones en sulfatos. La disminución de la temperatura sugiere que se trata de aguas de reciente infiltración, por ello el aumento de los contenidos en sulfatos puede ser debido a la disolución de pequeñas cantidades de yeso intercalado en las calizas y dolomías liásicas o de sulfatos precipitados en zona subsuperficial.

En estiaje de 1995-96 se produce un aumento progresivo del valor de conductividad eléctrica, con lo que la componente de aguas propias del acuífero es más importante que el de aguas de renovación.

El coeficiente de variación calculado para los valores de conductividad eléctrica de las aguas de esta surgencia es relativamente bajo, lo que sugeriría un comportamiento hidrodinámico de tipo flujo difuso, sin embargo, la distribución de frecuencias relativas de sus valores es bimodal (Figura 157), con lo que según Bakalowicz (1979) el valor de este parámetro estadístico no sirve para deducir el comportamiento hidrogeológico del sistema acuífero que alimenta a Jarcas. El rango de variación de temperatura de las

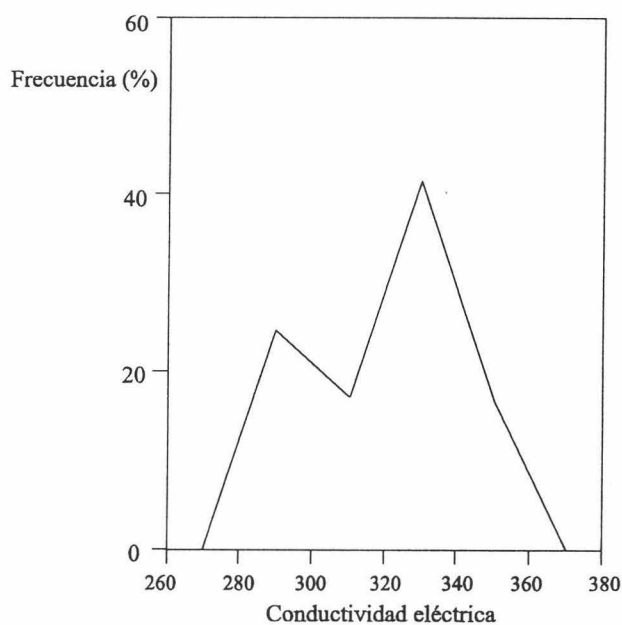
aguas del manantial es bastante alto (3 °C) y el coeficiente de variación bastante alto, sugiriendo un área de alimentación relativamente transmisivo.



**Figura 156.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas de Jarcas, respecto a la descarga y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica viene expresada en  $\mu\text{S/cm}$  a 25°C.

### 3.3- Manantial El Castillejo

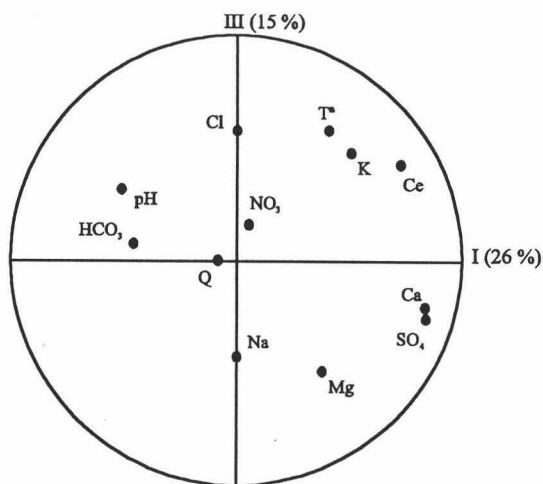
La subunidad hidrogeológica Palajo-Puerto Escaño drena en su extremo norte por el manantial denominado el Castillejo (nº 20 del inventario). Este manantial, con dos puntos de surgencia próximos entre sí, se sitúa a 610 m de altitud, dentro de los materiales triásicos, aunque muy próximos al contacto de éstos con las calizas y dolomías liásicas de los Cerros del Palajo.



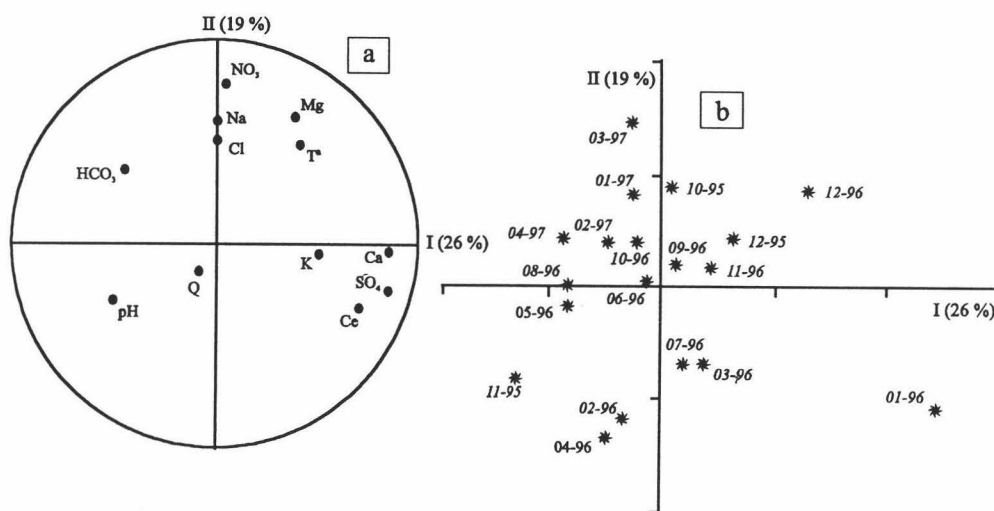
**Figura 157.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en Jarcas.

El ACP aplicado a los datos analíticos de las aguas de este manantial muestra que 71 % de la variabilidad total del conjunto es explicable por cuatro factores, correspondiendo al primero y al segundo el 45 % de la varianza total. En el plano I-III (Figura 158) se observa que el factor I (26 % de la varianza total) está condicionado por el calcio y los sulfatos, ambos situados muy próximos entre sí, lo que indica un origen común que debe ser la disolución del yeso integrado en las formaciones triásicas del substrato. La conductividad eléctrica también condiciona este factor y correlaciona bastante bien con los dos iones antes citados. El conjunto formado por el ion bicarbonato y el pH pesan sobre el primer factor, sin embargo se sitúan en el extremo negativo del eje, lo que significa que a incrementos en las concentraciones en calcio y sulfatos, fundamentalmente por disolución de yesos, le corresponde un descenso en los contenidos en bicarbonatos y en el valor de pH. Esta situación es explicable por el desarrollo de fenómenos de dedolomitización, antes referidos para este manantial.

En la figura 159 a se observa que el factor II (19 % de la varianza total) está definido por el ion nitrato y en menor medida por los iones cloruro y sodio. Sobre el factor IV (11 % de la varianza total) pesa la variabilidad del caudal, el cual muestra una independencia notable de los demás factores y parámetros (Figura 160). Respecto a los individuos, se observa que la mayoría de las muestras está agrupada alrededor de la composición química media (Figura 159 b).



**Figura 158.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas del Castillejo en el plano I-III.

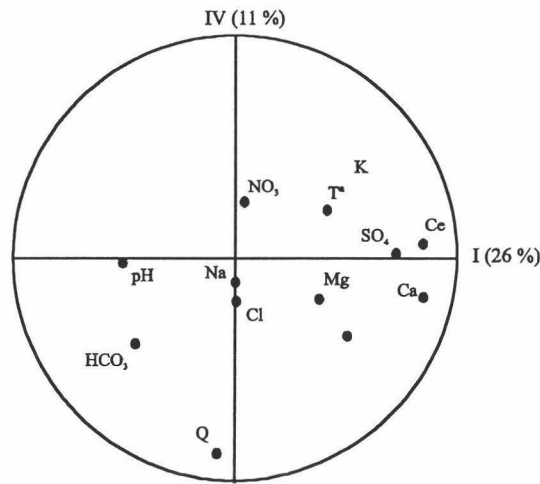


**Figura 159.-** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-II para el Castillejo.

La conductividad eléctrica muestra cierta correlación con el calcio y los sulfatos, los cuales, a su vez, correlacionan bastante bien entre ellos (Tabla 32). Este hecho indica que la disolución de los yesos triásicos es importante en la determinación de la mineralización total de las aguas subterráneas del manantial. Existe también alguna correlación entre calcio y magnesio y entre bicarbonatos y sulfatos. Esta última, negativa, sugiere la existencia de procesos de dedolomitización desarrollados en el seno del acuífero carbonatado, e inducidos por la disolución irreversible de los yesos del substrato triásico.

Las primeras lluvias caídas en Noviembre de 1995 producen una dilución de cierta relevancia en la salinidad de las aguas (Figura 161), aunque no se ha notado un aumento del caudal de la surgencia. El descenso del valor de conductividad eléctrica tiene su parangón en el descenso en los contenidos en nitratos y cloruros. El descenso de temperatura atestigua de la llegada de aguas de recarga que no han tenido tiempo

suficiente para equilibrarse con la roca acuífera; más parece la llegada de flujos subsuperficiales que alcanzan directamente la surgencia por vías preferentes de circulación de la zona no saturada.

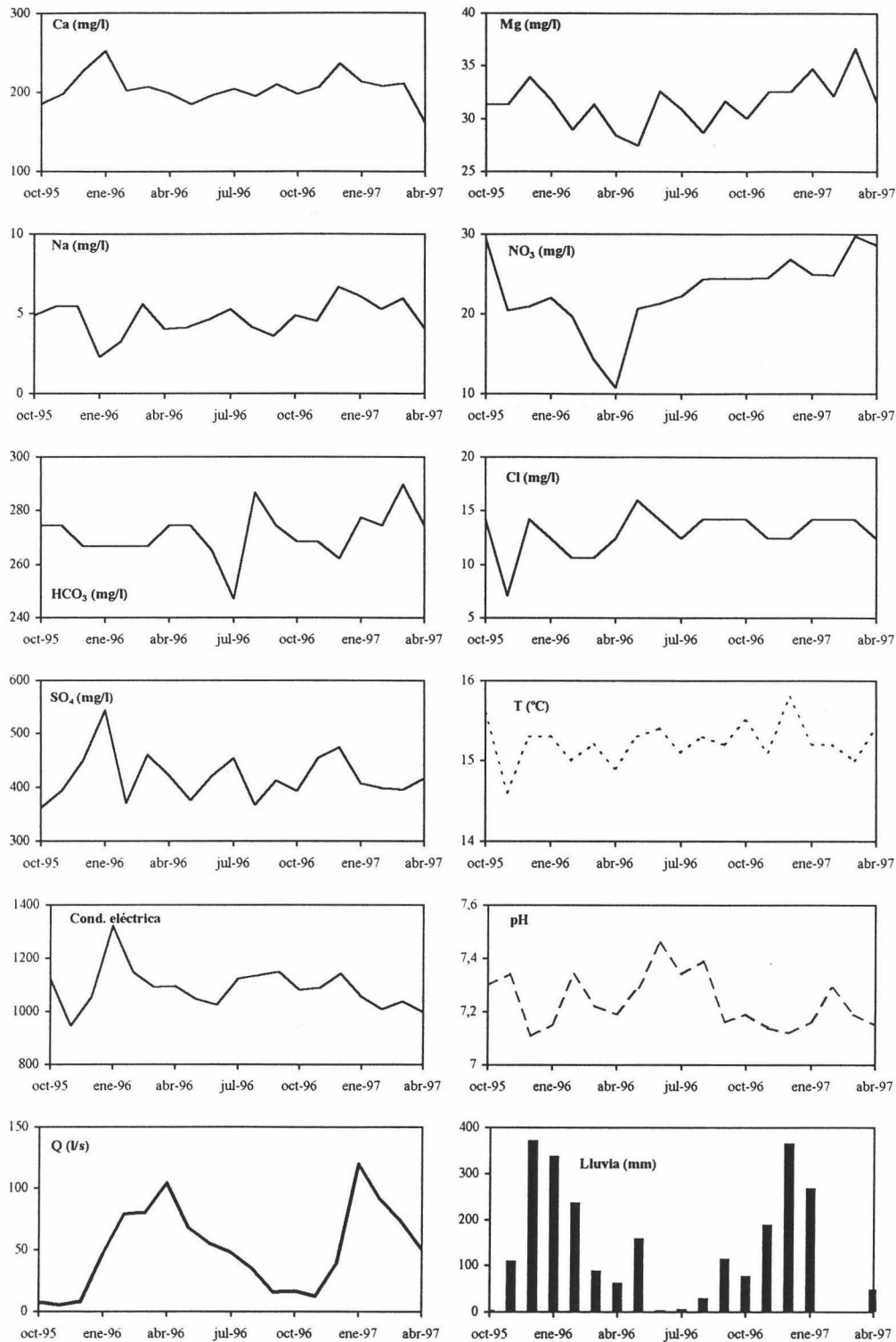


**Figura 160.-** ACP de variables correspondiente a las aguas subterráneas del Castillejo en el plano I-IV.

C.E	1											
		C.E										
Ca	0,6	1										
			Ca									
Mg	-0,1	0,5	1									
				Mg								
Na	-0,5	0,06	0,5	1								
					Na							
K	0,5	0,4	0,03	-0,04	1							
						K						
NO <sub>3</sub>	-0,07	-0,08	0,5	0,2	0,01	1						
							NO <sub>3</sub>					
HCO <sub>3</sub>	-0,3	-0,3	0,1	-0,03	-0,09	0,3	1					
								HCO <sub>3</sub>				
Cl	0,09	-0,07	0,08	0,02	0,07	0,3	0,2	1				
									Cl			
SO <sub>4</sub>	0,5	0,7	0,3	-0,06	0,3	-0,2	-0,5	-0,2	1			
										SO <sub>4</sub>		
Q	-0,07	0,00	-0,01	0,04	0,2	-0,3	0,2	0,1	-0,04	1		
											Q	
T°	0,3	0,09	0,04	0,2	0,4	0,4	-0,2	0,5	0,1	-0,2	1	
												T°

**Tabla 32.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas del Castillejo. Periodo de Octubre de 1995 - Abril de 1997.

En Diciembre de 1995, junto al aumento de la descarga, se observa un incremento de la mineralización total coincidiendo con el incremento de los contenidos en calcio, cloruros, sulfatos y magnesio. Se trata de una especie *flujo pistón* muy forzado por la intensa recarga, con el que se produce la movilización de aguas almacenadas largo tiempo en la zona saturada del acuífero. El aumento del valor de temperatura de las aguas apunta en el mismo sentido. A continuación, mientras el caudal sigue aumentando, la conductividad eléctrica del agua lo hace de igual manera. El incremento de la mineralización total depende en esta ocasión del aumento de las concentraciones en calcio, sulfatos y nitratos; los demás iones experimentan una disminución en sus contenidos, especialmente sodio y magnesio. Así pues, parece que en este momento es la componente de aguas de reciente infiltración la que predomina en el punto de drenaje. Sin embargo se observa que estas aguas nuevas son capaces de disolver cantidades apreciables de yeso que se encuentra en la base del acuífero.



**Figura 161.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas del Castillejo, respecto al caudal y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

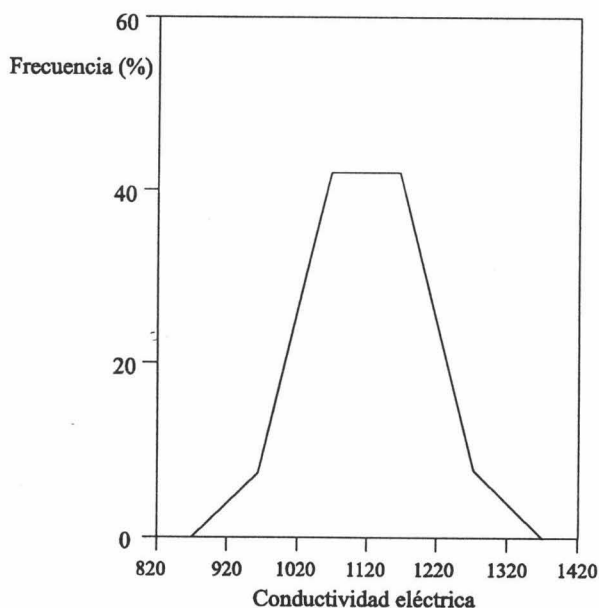
Durante el resto de la crecida y la decrecida del ciclo 95-96, la conductividad eléctrica experimenta una tendencia clara a la disminución, explicable por la



disminución de los contenidos en calcio y magnesio, lo que sugiere la llegada un poco tardía de las aguas de infiltración al manantial.

En el estiaje, el valor de la conductividad eléctrica muestra un aumento progresivo de su valor, explicable por un ligero aumento en el contenido en calcio. En este periodo parece que predominen las aguas que han tenido mayores tiempos de contacto agua-roca.

El coeficiente de variación calculado para los valores de conductividad eléctrica de las aguas del manantial del Castillejo es relativamente bajo (Tabla 30) y la distribución de frecuencias de la misma es unimodal (Figura 162), lo que sugiere un comportamiento hidrogeológico general poco transmisor o muy regulador a nivel de la zona saturada del subsistema que lo alimenta. El rango de variación de temperatura de estas aguas también es bajo; junto con el bajo coeficiente de variación de los valores de la misma, ello lleva a las mismas conclusiones apuntadas para la variabilidad de la conductividad eléctrica.



**Figura 162.-** Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad eléctrica en el manantial del Castillejo.

#### 4.- RELACIONES IÓNICAS

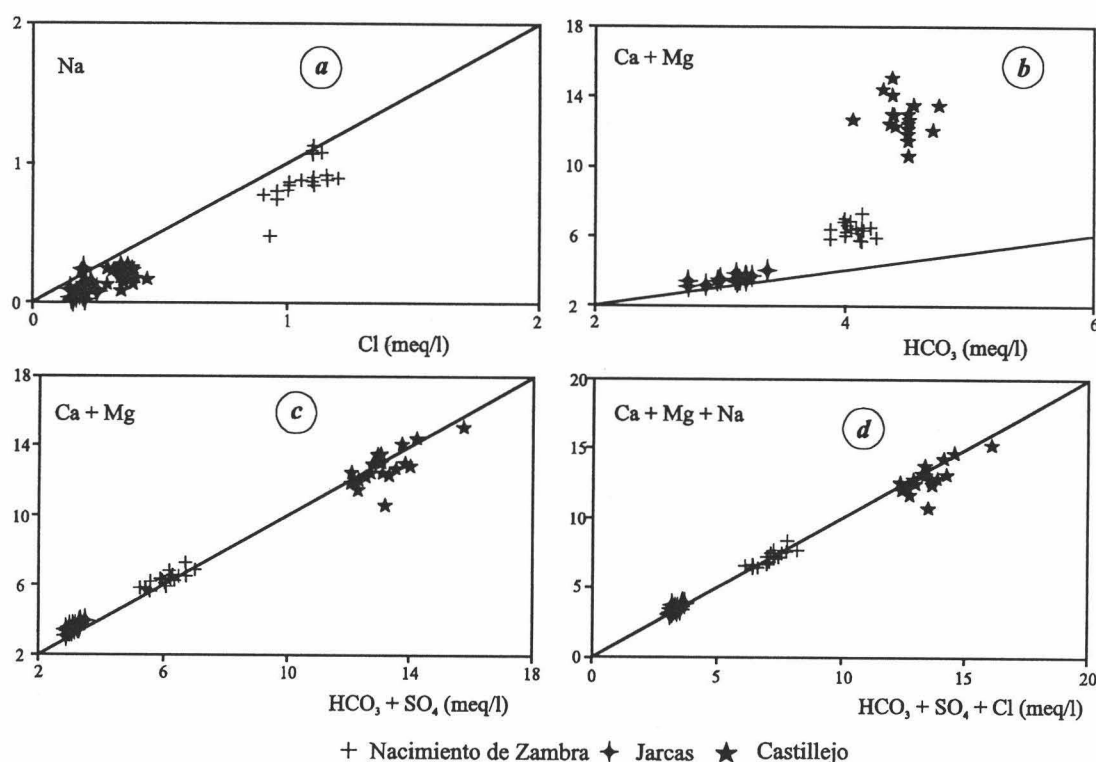
Al representar los contenidos totales en cloruros frente a los de sodio (Figura 163 a), se observa un pequeño desajuste de la nube de puntos respecto a la línea correspondiente a la relación iónica 1:1. El defecto relativo en sodio que se aprecia sugiere la existencia de procesos geoquímicos modificadores de sus contenidos, ya que los cloruros son conservativos. Estos procesos son los de intercambio iónico, a favor de iones calcio y/o magnesio de la roca encajante.

La representación gráfica de los contenidos totales en bicarbonatos frente a los de calcio más magnesio muestra también un desajuste respecto a la línea teórica 1:1, mayor en los casos de las aguas drenadas por el Nacimiento de Zambra y el manantial

del Castillejo (Figura 163 b), con lo que cabe pensar que, en el caso de Jarcas, el proceso de disolución de calcita y dolomita es lo más relevante. Los leves excesos de cationes están en relación con la disolución de pequeñas cantidades de yeso, además de fenómenos de intercambio iónico con el sodio disuelto en el agua.

En la figura 163 c se observa un mejor ajuste de la nube de representación respecto a la recta correspondiente a la relación iónica 1:1, lo que lleva a pensar que la mayor parte de los contenidos en calcio y magnesio son explicables por la disolución de yesos y el desarrollo de procesos de dedolomitización, fundamentalmente en las aguas que corresponden a Castillejo y en menor medida al Nacimiento de Zambra.

La representación gráfica de la suma de  $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 + \text{Cl}$  frente a la suma  $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na}$  muestra un ajuste todavía mayor que en el caso anterior (Figura 163 d), lo que sugiere que los pequeños excesos de cationes observados en la figura 163 c, o lo que es lo mismo, los defectos en sodio observados en la figura 20 a, son debidos a fenómenos de intercambio iónico de éste por calcio y/o magnesio.

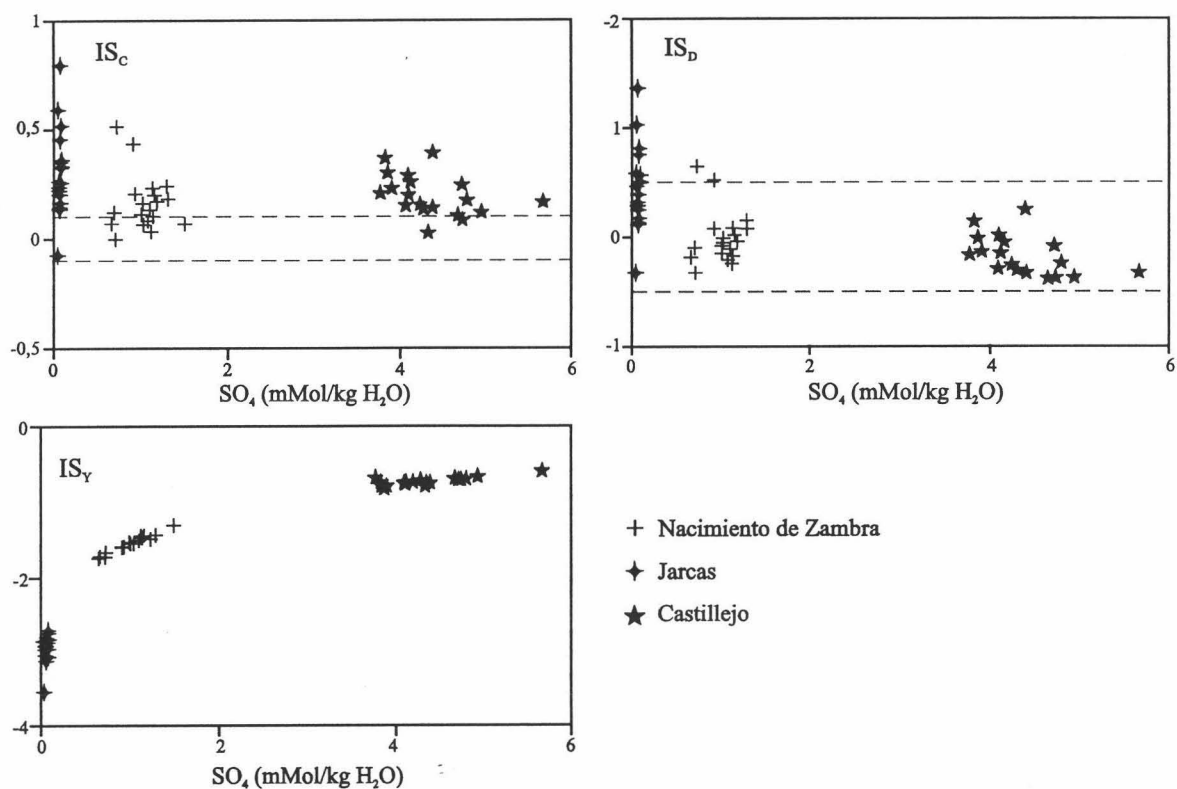


**Figura 163.-** Diversas relaciones iónicas en las aguas muestreadas en el sistema hidrogeológico Rute-Horconera. Valores en meq/l.

## 5.- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL

La figura 164 muestra la relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita, yeso, frente al contenido total en sulfatos. Todas las aguas, y en todos los manantiales estudiados, están en estado permanente de equilibrio o sobresaturación frente a la calcita (Figura 164). Esta situación, según las ideas de Schuster y White (1971 y 1972) indica que todos los subsistemas acuíferos carbonatados estudiados corresponden a sistemas hidrogeológicos con flujos de tipo difuso. Sin embargo, la

existencia del substrato triásico rico en yesos induce procesos de dedolomitización en el Castillejo y, en menor medida, en el Nacimiento de Zambra, los cuales provocan el desplazamiento de los equilibrios de las reacciones químicas hacia estados de saturación o incluso sobresaturación, con lo que hay que tener mucho cuidado a la hora de utilizar la interpretación de los anteriores autores.



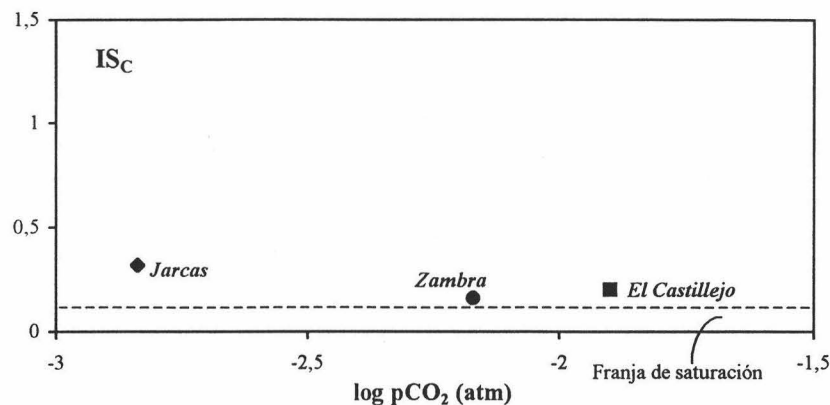
**Figura 164.-** Representación de la relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita y yesos y el contenido total en sulfatos disueltos para todas las muestras tomadas en la red de control del sistema acuífero de Gaena. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

En el manantial de Jarcas, pese a la débil mineralización de sus aguas, se observan también altos grados de saturación en calcita; estos estados deben estar relacionados en este caso con fenómenos de desgasificación en las cercanías de la surgencia (Figura 165).

Atendiendo a las ideas de Drake y Harmon (1973), todos los puntos acuíferos corresponderían a la descarga de sistemas de flujo de tipo difuso o *diffuse flow*, con gran tiempo de contacto agua-roca, ya que sus aguas están sobresaturadas en calcita. Sin embargo, no todos los valores de presión parcial de  $CO_2$  encontrados son los normales para aguas propias de tales sistemas acuíferos. Así, por ejemplo, las aguas de Jarcas se asemejan más a aguas de superficie, ya que se encuentran prácticamente equilibradas con la presión parcial de  $CO_2$  atmosférica.

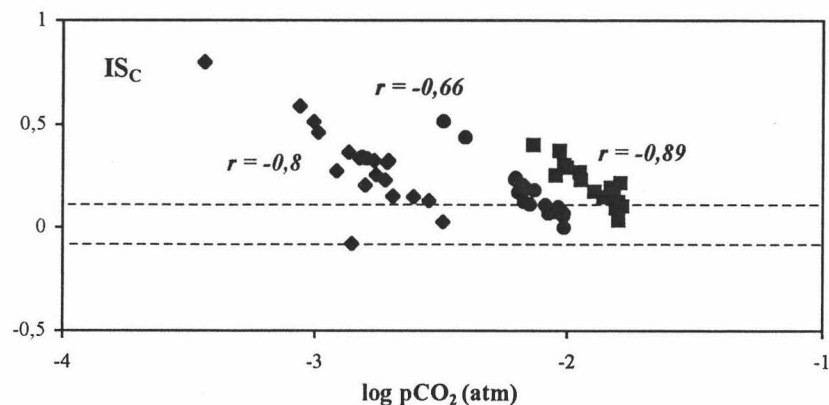
En la figura 166 muestro la relación entre la presión parcial de  $CO_2$  y los índices de saturación en calcita; se observa que en los casos de Jarcas y Castillejo la nube de puntos está bastante bien alineada, mostrando una buena correlación entre los dos

parámetros. Esta relación es característica de sistemas fuertemente influenciados por la zona no saturada o de infiltración, donde los intercambios gaseosos son frecuentes, determinando así sistemas abiertos respecto al  $\text{CO}_2$ .



**Figura 165.-** Representación de la relación entre el valor medio del índice de saturación en calcita y la presión parcial media de  $\text{CO}_2$  para los puntos acuíferos principales del acuífero de Gaena.

La relación entre esos dos parámetros es relativamente peor en el caso de Zambra. Todo ello conduce a pensar que la zona saturada del acuífero correspondiente juega un papel relevante en la evolución hidrogeoquímica estacional del agua subterránea, pudiéndose considerar que el subsistema está cerrado respecto al  $\text{CO}_2$  (Bakalowicz, 1979 y 1980).



**Figura 166.-** Representación de la relación entre el índice de saturación en calcita frente a la presión parcial de  $\text{CO}_2$  para cada manantial.

El estado de subsaturación o equilibrio respecto a la dolomita es generalizado para las aguas subterráneas drenadas por el Nacimiento de Zambra y el Castillejo (Figura 164). En cambio, algunas muestras recogidas en Fuente Jarcas están sobresaturadas en esta especie mineral (Figura 164), debido seguramente a las bajas presiones parciales de  $\text{CO}_2$  encontradas en ellas.

Todas las aguas subterráneas recogidas en los manantiales que conforman la red de control hidrogeoquímico del sistema hidrogeológico de Gaena muestran un estado permanente de subsaturación frente al yeso (Figura 164), aunque se observa que, a

medida que se incrementan los contenidos en sulfatos, los valores de los índices de saturación en este mineral van siendo -lógicamente- mayores.

## 6.- ÍNDICES DE MADUREZ

En la tabla 33 expongo los índices de madurez calculados para las aguas drenadas por los distintos manantiales que drenan el sistema hidrogeológico de Gaena. Las aguas subterráneas más maduras, como cabría esperar, corresponden a las drenadas por el manantial del Castillejo, debido al mayor número de fases de disolución y precipitación que han experimentado éstos en su evolución geoquímica. La disolución de grandes cantidades de yeso del substrato triásico induce mayores tasas de disolución de dolomita y precipitación de calcita, lo que conlleva al desarrollo de procesos de dedolomitización relativamente más avanzados que en el caso del Nacimiento de Zambra.

	r (Ca+Mg)	rSr	D: r(Ca+Mg)	D: rSr	IM
Jarcas	3,457	0,0002			
Nacimiento de Zambra	6,225	0,011	2,768	0,010	0,0037363
El Castillejo	12,867	0,050	6,642	0,039	0,0058654

**Tabla 33.-** Índices de madurez medios calculados para las aguas subterráneas recogidas en los puntos de la red de control. Sistema hidrogeológico de Gaena. IM, índice de madurez; D, diferencia; r, contenidos en meq/l;.

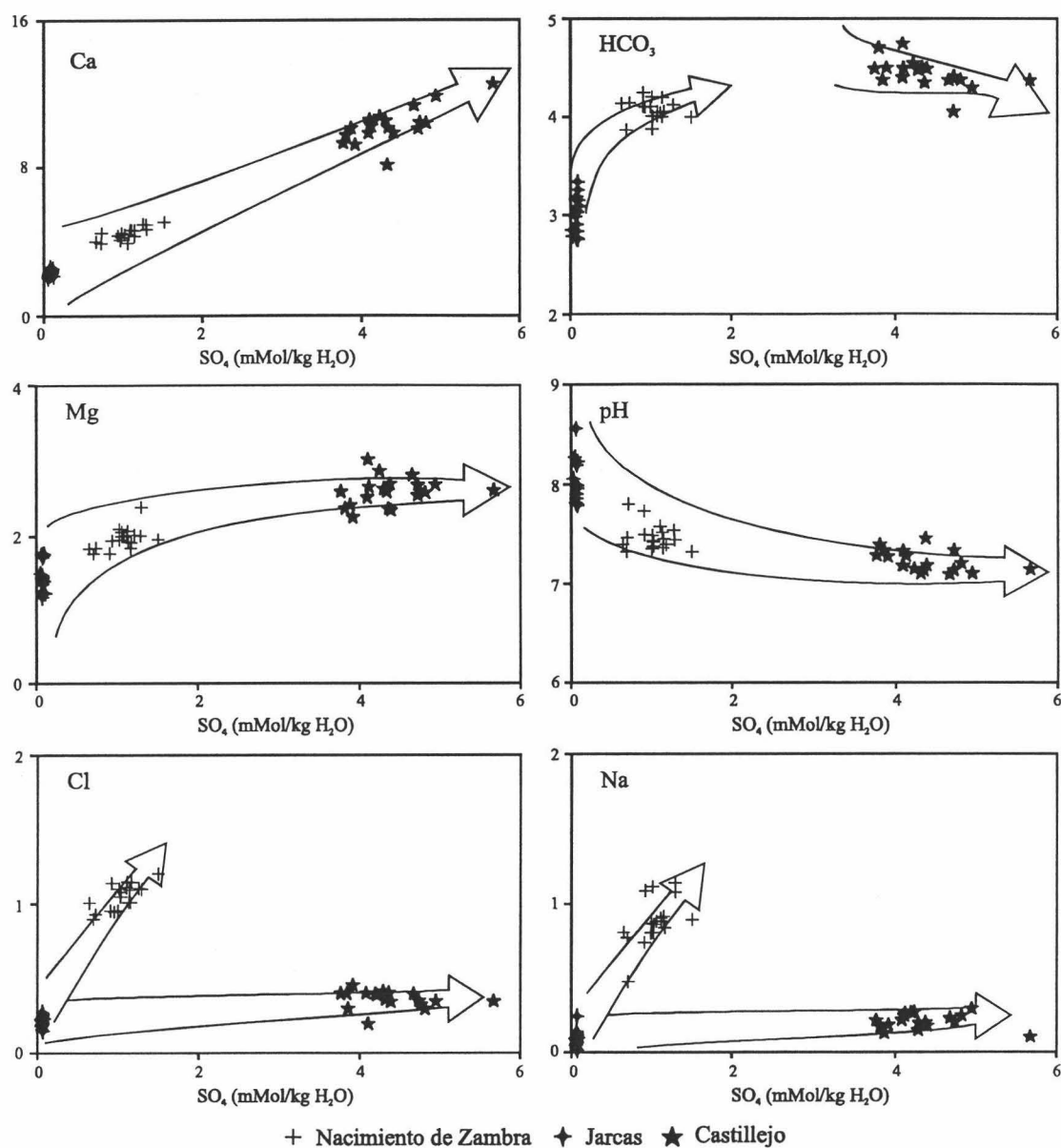
## 7.- RECAPITULACIÓN SOBRE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS MÁS DESTACADOS

La variabilidad espacial del quimismo de las aguas del sistema hidrogeológico de Gaena depende exclusivamente de los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en su seno, a veces ligados al funcionamiento hidrodinámico, aunque en ocasiones no. Al tratarse de un acuífero mayoritariamente carbonatado, las reacciones químicas más comunes son las de disolución de la calcita y dolomita, responsables en definitiva de la facies bicarbonatada cálcico-magnésica.

La composición química de las aguas subterráneas del manantial de Jarcas está definida esencialmente por la disolución de calcita y dolomita; sus altos grados de saturación en calcita y en ocasiones en dolomita pueden explicarse por la desgasificación aguas arriba de la captación.

La influencia hidrogeoquímica del substrato detrítico-evaporítico triásico es determinante en los equilibrios químicos del agua subterránea de los manantiales del Nacimiento de Zambra y especialmente del Castillejo, los cuales muestran estados evolutivos muy avanzados. La figura 167 ilustra todo el proceso hidrogeoquímico de dedolomitización, responsable en buena medida de la composición química de estas aguas. El incremento de la concentración de calcio en el agua, por disolución del yeso, provoca la precipitación de calcita; al precipitar ésta, la concentración de carbonatos y bicarbonatos en el agua disminuye (especialmente en Castillejo), lo que da lugar a la disolución de dolomita y al aumento de la concentración de magnesio en el agua. La

dedolomitización avanzada provoca una clara disminución del valor del pH, muy marcada a nivel espacial del acuífero, y apreciable a escala temporal en el manantial del Castillejo.



**Figura 167.-** Diagramas de dispersión entre contenidos en sulfatos y otros parámetros hidroquímicos determinados en las aguas del acuíferos de Gaena. Los valores iónicos en ordenadas están expresados en meq/l.

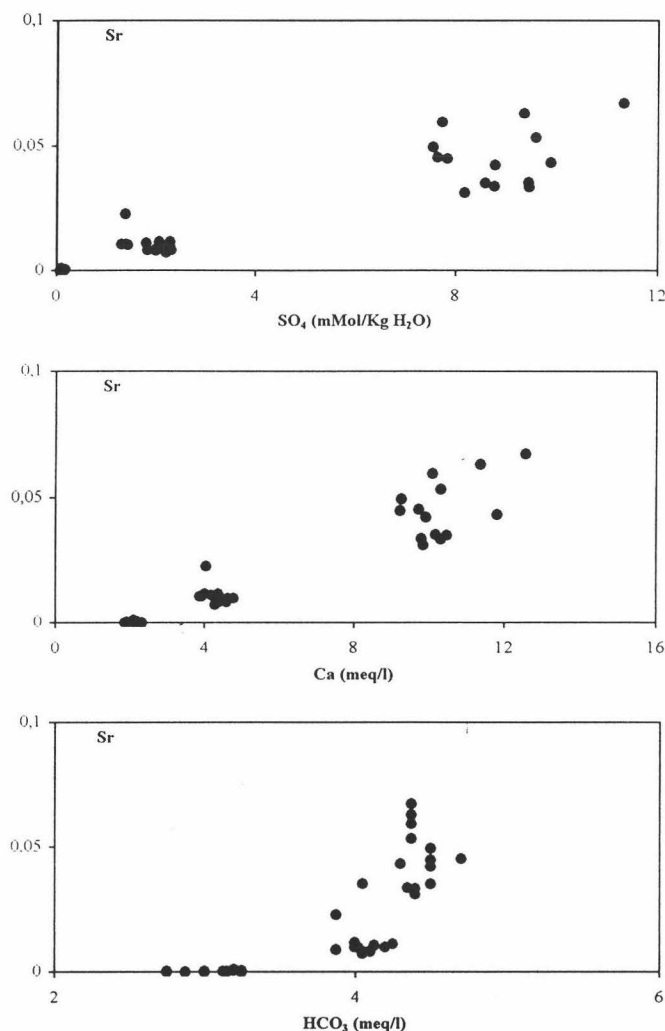
Los altos contenidos en sodio y cloruros en el Nacimiento de Zambra se explican por un aporte de sales desde masas de halita discontinuas localizadas en el substrato triásico de su cuenca de alimentación. Así parece sugerirlo el hecho de que la correlación entre sulfatos y cloruros sea alta y de carácter positivo (Figura 167).

El defecto de sodio detectado en los puntos acuíferos investigados en el sistema acuífero de Gaena es explicable por la coexistencia de fenómenos de intercambio iónico



entre este ion y el calcio y/o magnesio de materiales arcillosos intercalados en el acuífero o que constituyen su substrato.

La celestina, por su parte, es la principal fuente de suministro del estroncio y contribuye aportando pequeñas cantidades de sulfatos. Este mineral tiene que estar ligado a las formaciones evaporíticas triásicas, concretamente a los yesos, como lo atestiguan las relaciones de correlación observadas en la figura 168. Sanz de Galdeano *et al.*, (1984) citan mineralizaciones de celestina en el Trías del Subbético, asociadas en ocasiones con los yesos de la misma edad.



**Figura 168.-** Representación de la relación iónica entre los contenidos en bicarbonatos, calcio y sulfatos frente a los contenidos en estroncio (meq/l) para todos los puntos acuíferos estudiados y para el periodo de Octubre de 1995 - Diciembre de 1996.



## **Capítulo VIII**

### **VIII- HIDROGEOQUÍMICA DE OTROS ACUÍFEROS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

## Capítulo VIII

### VIII.- HIDROGEOQUÍMICA DE OTROS ACUÍFEROS DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este capítulo sintetizaré los aspectos hidrogeoquímicos más destacados de otros sistemas acuíferos carbonatados de pequeña extensión situados en la zona de estudio. Se trata de los sistemas hidrogeológicos de Pollos, Gallinera y Loma de las Ventanas, cuyos manantiales más importantes son (Figura 171):

- Sierra de Pollos: Mansegar (n° 24) y Fuente Dura (n° 25).
- Gallinera: Castilla (n° 34) y Cañas (n° 41).
- Loma de las Ventanas: manantial de los Juncares (n° 66).

#### 1.- FACIES HIDROGEOQUÍMICAS

En el diagrama de *Piper* (Figura 169) destacan, como viene siendo habitual en la región, dos grupos de facies hidrogeoquímicas bien identificadas: un grupo de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas y otro de aguas sulfatadas cálcicas. Al primero pertenecen las aguas del acuífero de Gallinera, mientras que al grupo de aguas sulfatadas cálcicas pertenecen las aguas subterráneas de la surgencia de los Juncares, la cual drena casi exclusivamente el acuífero de la Loma de las Ventanas. Esta repartición espacial refleja la menor o mayor incidencia de la disolución de rocas evaporíticas del substrato triásico sobre el quimismo de los acuíferos carbonatados suprayacentes

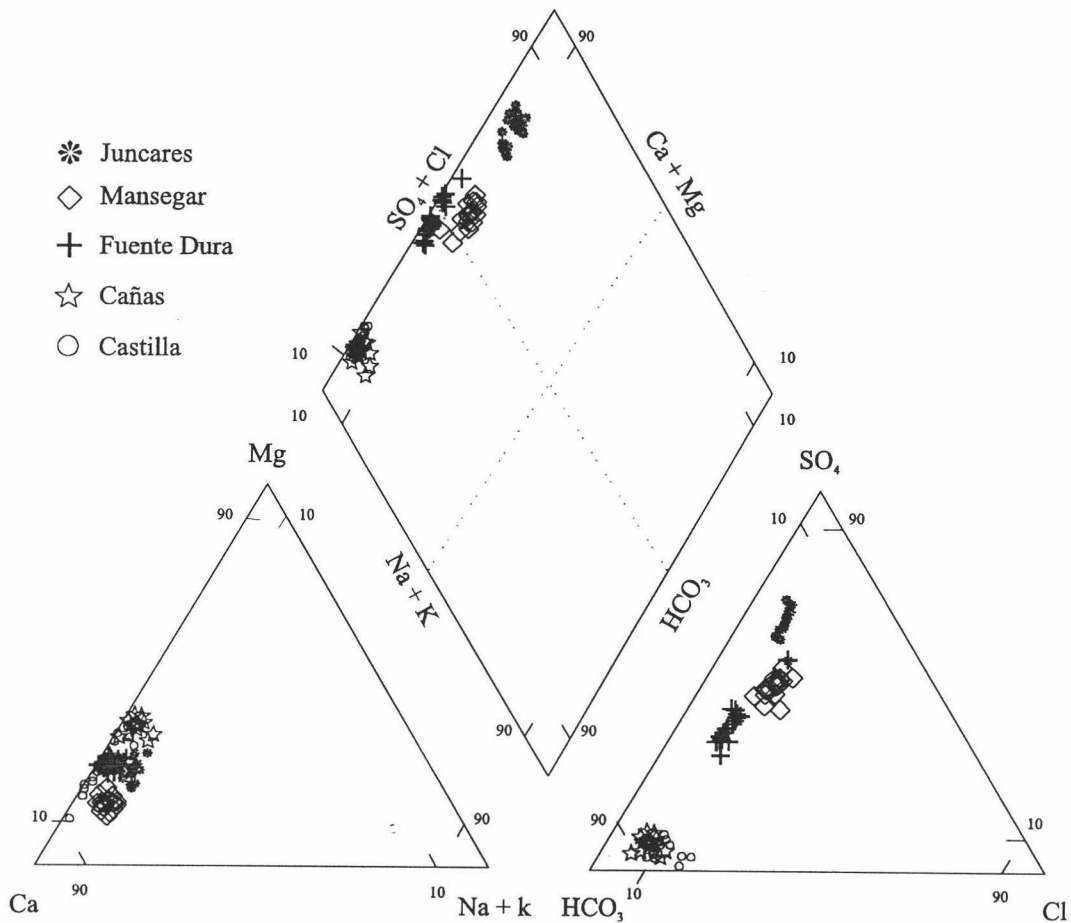
Las aguas de las surgencias de Fuente Dura y Mansegar (acuífero de Pollos) se sitúan entre el campo correspondiente a aguas sulfatadas cálcicas y el de las bicarbonatadas cálcico-magnésicas. En este caso, está muy claro el relevo temporal de bicarbonatos por sulfatos en Fuente Dura y por sulfatos y cloruros en Mansegar.

Respecto a la evolución estacional, se observa que la composición hidrogeoquímica en Fuente Castilla está caracterizada por una gran variabilidad de los contenidos en calcio, mientras que en Fuente Dura, Mansegar y Juncares, las tendencias evolutivas están definidas por una gran variabilidad en los contenidos en sulfatos.

En el diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de las composiciones medias (Figura 170) se observa que las aguas menos mineralizadas coinciden con las de Castilla y Cañas, cuya composición química depende de los contenidos en bicarbonatos y calcio, y en menor medida en magnesio, con claras diferencias entre ambos manantiales en lo que respecta a este último ion. Las aguas subterráneas que alimentan a estos manantiales son el resultado de la disolución preferente de las formaciones acuíferas calizo-dolomíticas, con un neto predominio de la dolomía sobre la caliza en la subcuenca correspondiente a Cañas.

La mineralización máxima corresponde al manantial de los Juncares. En este caso es clara la influencia del substrato triásico, rico en rocas muy solubles. Los demás manantiales (los de la Sierra de Pollos) presentan una composición hidroquímica

intermedia respecto a las comentadas anteriormente. Los contenidos relativamente altos en cloruros y sodio de las aguas drenadas por Juncares y Mansegar sugieren la existencia, además de yeso, de halita en el seno del substrato triásico.



**Figura 169.-** Representación en diagrama de Piper de las aguas muestreadas en los distintos manantiales que drenan los sistemas acuíferos estudiados. Las flechas resaltan las evoluciones y tendencias del quimismo del agua a nivel espacial y temporal.

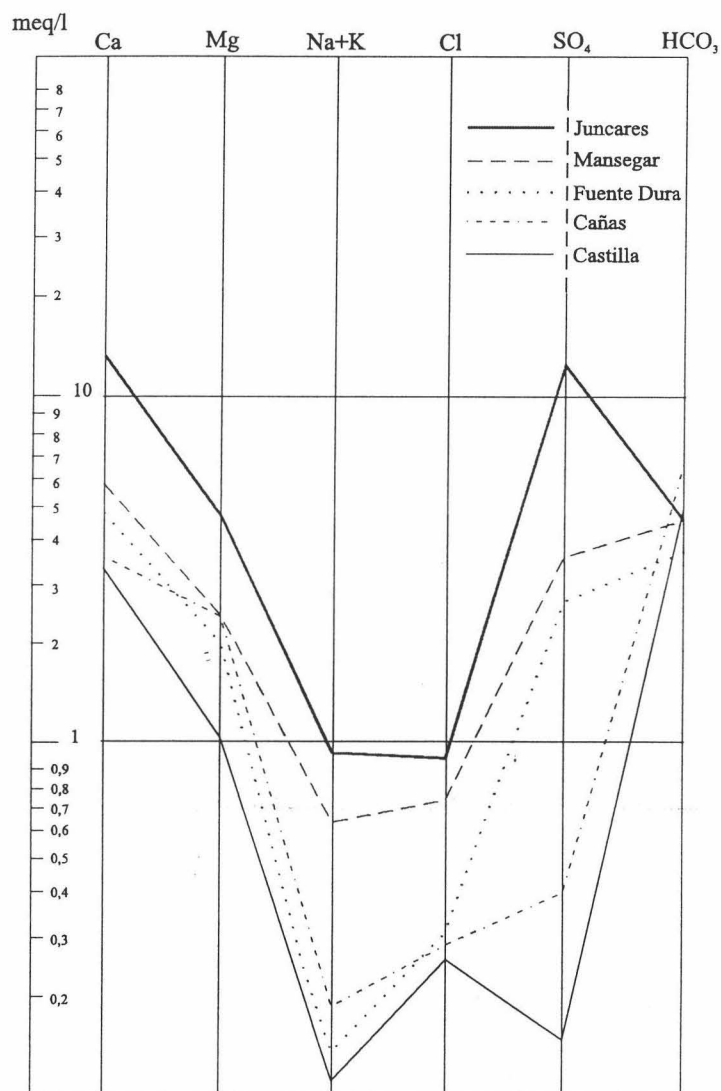
En la figura 171 muestro la situación hidrogeológica de los puntos acuíferos estudiados y diagramas de *Stiff* modificados correspondientes a la composición química media de sus aguas. Se observan fuertes contrastes entre los distintos acuíferos y diferencias leves entre los manantiales de un mismo acuífero.

La morfología y el tamaño del diagrama poligonal depende de la naturaleza litológica de las formaciones impermeables que hacen de barrera hidrogeológica al flujo subterráneo. Los más estilizados coinciden con las surgencias que se sitúan en el límite entre los carbonatos liásicas y las margas y margocalizas postliásicas.

La situación del manantial de Fuente Castilla (nº 34) lleva a pensar que en este sector el substrato triásico es más bien arcilloso y margoso con pocas cantidades de yeso y de halita.

## 2.- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO CARBONATADO DE POLLOS

El acuífero carbonatado de la Sierra de Pollos o de Jaula, está situado al sudeste del pueblo de Carcabuey y cubre una superficie de 3 Km<sup>2</sup>. Se trata de una escama de corrimiento que ha quedado flotando sobre materiales geológicos de distintas edades. Los niveles acuíferos de este sistema corresponden a las calizas oquerosas y carniolas del Infralías o Suprakeuper y a las calizas y calizas dolomíticas del Lías inferior y medio.



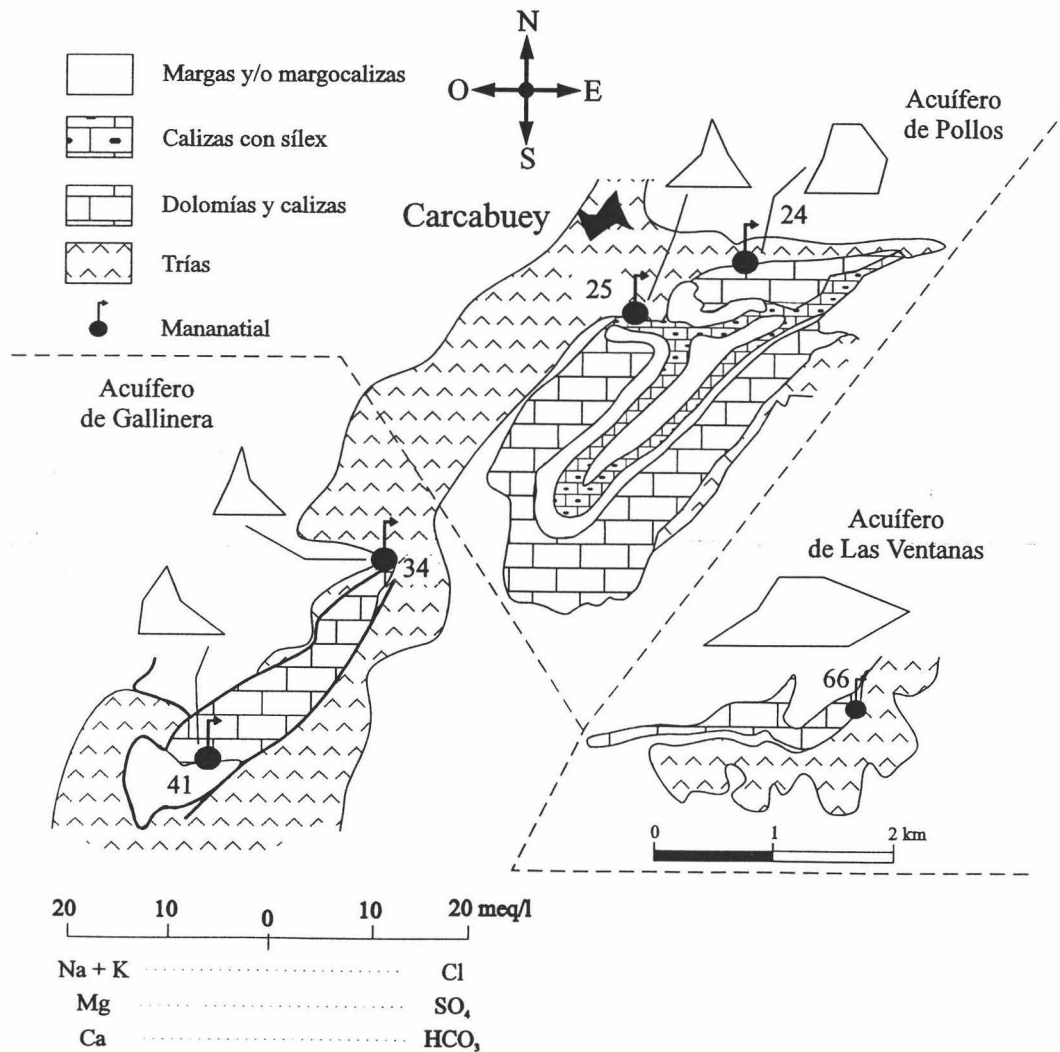
**Figura 170.-** Representación en diagrama de *Schoeller-Berkaloff* de la composición media de las aguas muestreadas en los principales puntos acuíferos de los sistemas hidrogeológicos investigados.

El sistema drena, principalmente, por el extremo noroeste, a través de dos manantiales muy cercanos entre sí y situados a cotas también parecidas. La Fuente Dura, a cota 640 m (nº 25 del inventario), y el Mansegar, a cota 630 m (nº 24 del inventario), que surge justo en el límite entre los materiales “impermeables” del substrato

triásico y las calizas oquerosas y carniolas del Keuper. A continuación se describen los aspectos hidrogeoquímicos principales de ambos manantiales.

### 2.1.- Evolución estacional del Mansegar

La representación gráfica en el plano I-II del ACP (Figura 172 a) muestra que el factor I (37 % de la varianza total) está definido fundamentalmente por el conjunto de los iones calcio, sulfatos y magnesio. La variabilidad de los bicarbonatos tiene también incidencia sobre este factor, aunque correlacionando negativamente con los iones anteriores. La disolución de yeso debe de ser la fuente que suministra parte del calcio y los sulfatos, lo que induce a fenómenos de dedolomitización con la consiguiente disolución de dolomita (fuente del magnesio) y la precipitación de calcita, disminuyendo la concentración en bicarbonatos. El pH no disminuye cuando aumenta el contenido en sulfatos, lo que lleva a pensar en la existencia de fenómenos de desgasificación que conllevan su aumento.



**Figura 171.-** Situación geológica de los distintos puntos acuíferos de los sistemas hidrogeológicos investigados, junto con la representación en diagrama de *Stiff* modificado de la composición química media de sus aguas (periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997).



El factor II (14 % de la varianza total) está condicionado por la variabilidad del ion potasio, como se puede ver en la figura 172 a. En el plano I-III (Figura 173) se observa que la conductividad eléctrica pesa sobre el factor I. Los iones cloruro y sodio también condicionan este factor, sin embargo se desligan, situándose el cloruro junto a los iones calcio y magnesio. Este hecho puede estar en relación con procesos de intercambio iónico del sodio por calcio y/o magnesio. Más adelante, se ilucidara mejor sobre este proceso.

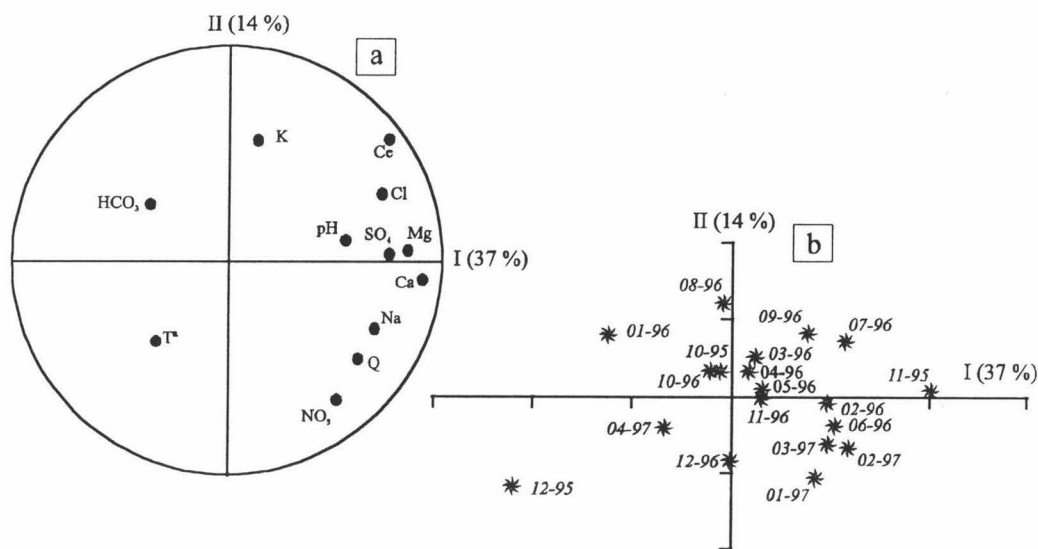
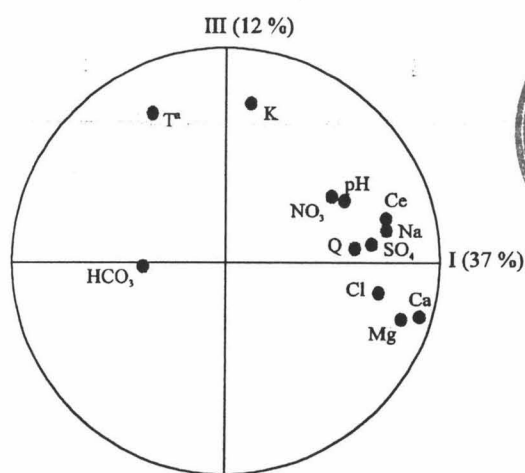


Figura 172.- ACP de las variables (a) y casos (b) en el plano I-II para Mansegar.



27 ENE. 2000

Figura 173.- ACP de variables correspondiente a las aguas del Mansegar en el plano I-III.

En la tabla 34 muestro la matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del Mansegar. Destacan las correlaciones positivas entre la conductividad eléctrica y los iones calcio, magnesio y sulfatos, lo que sugiere que la mineralización total depende de la variabilidad en los contenidos de los mismos y que los procesos de disolución de yesos, calcita y dolomita son los más relevantes. Destacan

también las correlaciones entre el calcio y los iones magnesio y sulfatos, lo que lleva a pensar en la existencia de procesos de dedolomitización.

La correlación existente entre los contenidos en cloruros y los de calcio y magnesio revelan la existencia de fenómenos de intercambio iónico. Sin embargo, la buena correlación entre los contenidos en calcio y sodio parece indicar que hay un origen común para los dos iones, que debe de ser el substrato triásico. Es difícil encontrar explicación para este hecho, máxime cuando no existe una buena correlación entre sulfatos y cloruros.

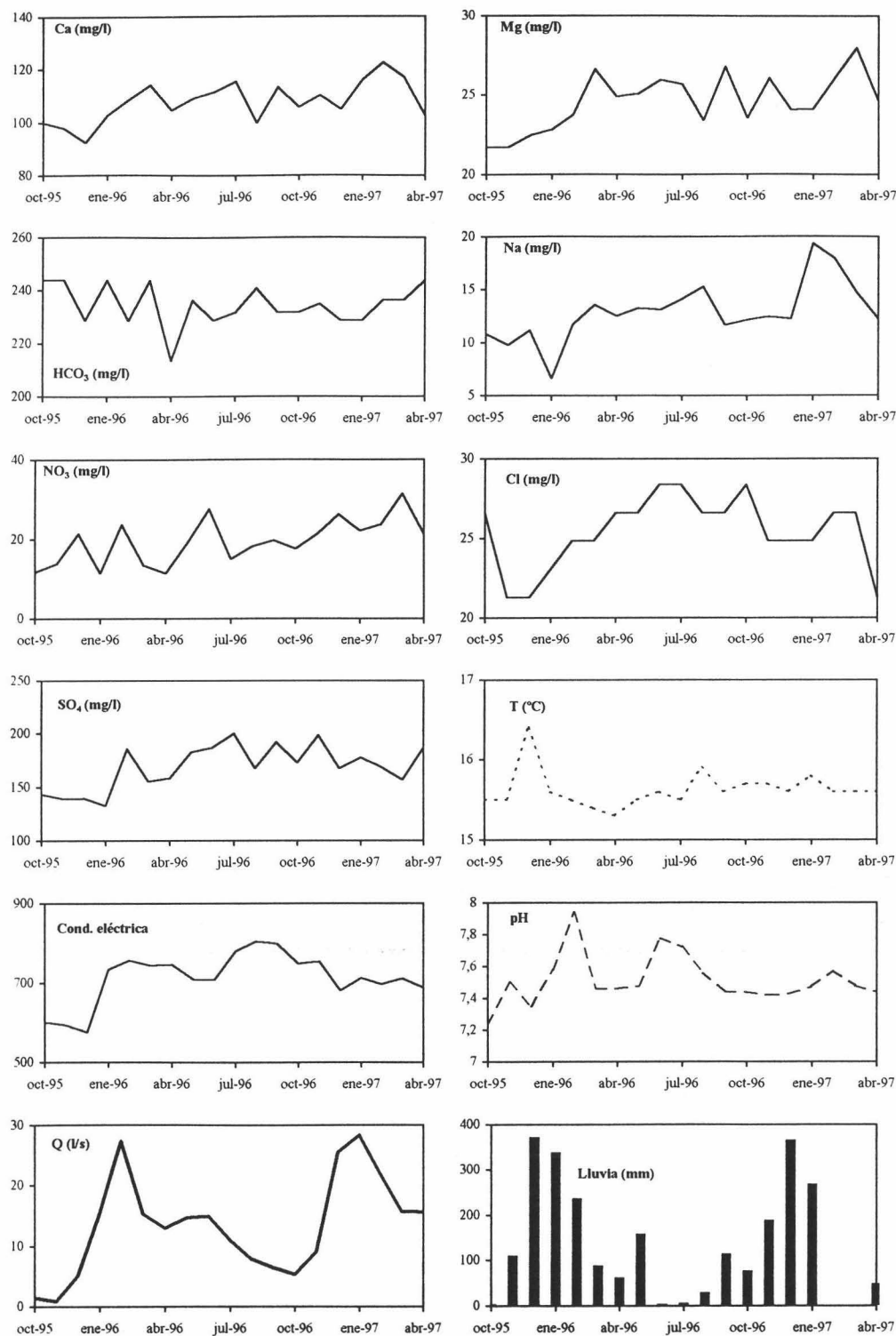
C.E	1																		
Ca	0,5	1																	
Mg	0,6	0,8	1																
Na	0,2	0,7	0,4	1															
K	0,5	-0,1	-0,03	0,1	1														
NO <sub>3</sub>	0,00	0,4	0,4	0,4	-0,1	1													
HCO <sub>3</sub>	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	0,2	-0,2	1												
Cl	0,6	0,6	0,6	0,4	0,2	0,1	-0,3	1											
SO <sub>4</sub>	0,6	0,5	0,5	0,4	0,07	0,4	-0,3	0,4	1										
Q	0,2	0,5	0,3	0,5	-0,09	0,5	-0,3	0,05	0,3	1									
T°	-0,3	-0,4	-0,4	0,03	0,2	0,3	-0,03	-0,3	-0,1	-0,2	1								

**Tabla 34.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del Mansegar. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

En Diciembre de 1995 (Figura 174) se produce una ligera dilución de las aguas de la surgencia, por la llegada rápida de aguas de reciente infiltración. El descenso del valor de conductividad eléctrica es explicable por la disminución de las concentraciones en calcio y bicarbonatos. Los nitratos por su parte aumentan, indicando que las aguas de reciente infiltración han efectuado un lavado del suelo y de la zona no saturada. En Enero, el caudal sigue aumentando y la conductividad eléctrica registra también un incremento. En esta ocasión, el aumento del valor de la mineralización es el resultado del incremento de los contenidos en calcio, bicarbonatos, cloruros y magnesio, este último es un buen indicador de largos tiempos de residencia del agua dentro del acuífero carbonatado.

Las lluvias de Mayo provocan una disminución de la mineralización total; se trata de una dilución de las aguas subterráneas de la surgencia. Entrando el estiaje, la conductividad eléctrica muestra una tendencia al aumento progresivo de su valor debido a tiempos cada vez mayores de contacto agua-roca. El incremento del valor de la mineralización total esta en relación con el aumento de los contenidos totales en bicarbonatos y cloruros.

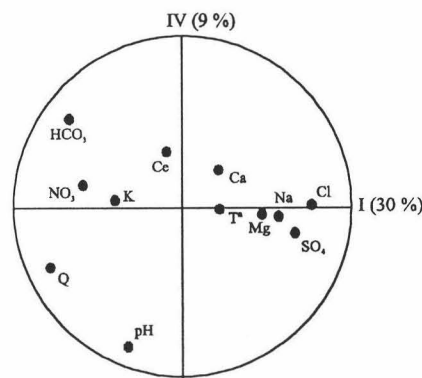
La distribución de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas del Mansegar es bimodal, así, y aunque su coeficiente de variación es relativamente bajo (Tabla 35), no se puede postular sobre el comportamiento hidrogeológico del subsistema que lo alimenta. Sin embargo, el coeficiente de variación de la temperatura (Tabla 35) es relativamente bajo, igual que su rango de variación (1,1 °C); ello permite deducir un comportamiento hidrodinámico más cercano al de sistemas acuíferos carbonatados fisurados que al de acuíferos karstificados.



**Figura 174.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas subterráneas del Mansegar, respecto al caudal y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica viene expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

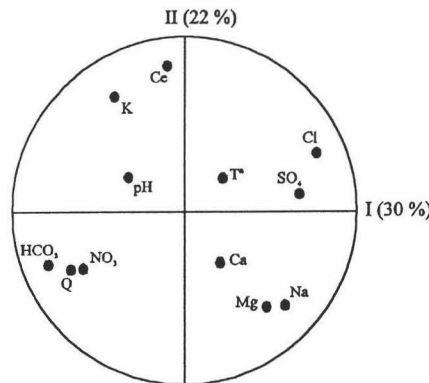
## 2.2.- Evolución estacional de Fuente Dura

En el plano I-IV del ACP (Figura 175) se observa que el factor I (28 % de la varianza total) está condicionado por los iones cloruro, sodio, magnesio y sulfato, los cuales se sitúan próximos entre sí. Los sulfatos deben de estar en relación con la disolución de yesos, el magnesio en relación con la disolución de dolomita y el conjunto de cloruros y sodio con la disolución de halita. Los bicarbonatos también pesan sobre este factor, sin embargo se encuentra en el extremo opuesto del eje I, lo que sugiere la existencia de procesos de dedolomitización. El caudal también influye sobre el factor I, igual que los nitratos; ambos correlacionan positivamente entre ellos y negativamente con los demás mayoritarios con lo que es de pensar en fenómenos de dilución a lo largo de periodos de intensa recarga.



**Figura 175.-** ACP de variables correspondiente a las aguas de Fuente Dura en el plano I-IV.

El factor II (20 % de la varianza total) está condicionado fundamentalmente por la mineralización total (Figura 176), que se independiza totalmente de los iones mayoritarios que la definen. El potasio también pesa sobre este factor y correlaciona positivamente con la variabilidad de la conductividad eléctrica. El ion cloruro se desliga del sodio, el cual se sitúa entre los factores I y II, lo que sugiere que sus contenidos están afectados por procesos hidrogeoquímicos adicionales, como pueden ser los de intercambio iónico.



**Figura 176.-** ACP de variables correspondiente a las aguas de Fuente Dura en el plano I-II.

	El Mansegar			Dura		
	Rango	Media	C. V	Rango	Media	C. V
Ca	92-123	108	7	83-105	91	7
Mg	21-28	25	7	19-22	20	4
Na	6-19	13	22	5-1	3	36
HCO <sub>3</sub>	214-244	235	3	183-229	211	5
Cl	21-28	25	9	7-16	11	18
SO <sub>4</sub>	133-200	169	12	80-155	110	18
C. Eléctrica	576-805	713	9	473-609	544	7
Caudal (l/s)	1-28	13	61	5-29	16	39
T (°C)	15,3-16,4	15,63	1,48	15-16,1	15,24	1,55
pH	7,24-7,94	7,51	-	7,27-7,79	7,57	-
IS <sub>C</sub>	-0,04/0,6	0,20	-	-0,06/0,98	0,20	-
IS <sub>D</sub>	-0,5/0,8	0,03	-	-0,6/1,53	-0,01	-
IS <sub>Y</sub>	-1,8/-1,16	-1,28	-	-1,56/-1,29	-1,46	-
log pCO <sub>2</sub>	-2,67/-1,93	-2,23	-	-3,24/-2,02	-2,33	-

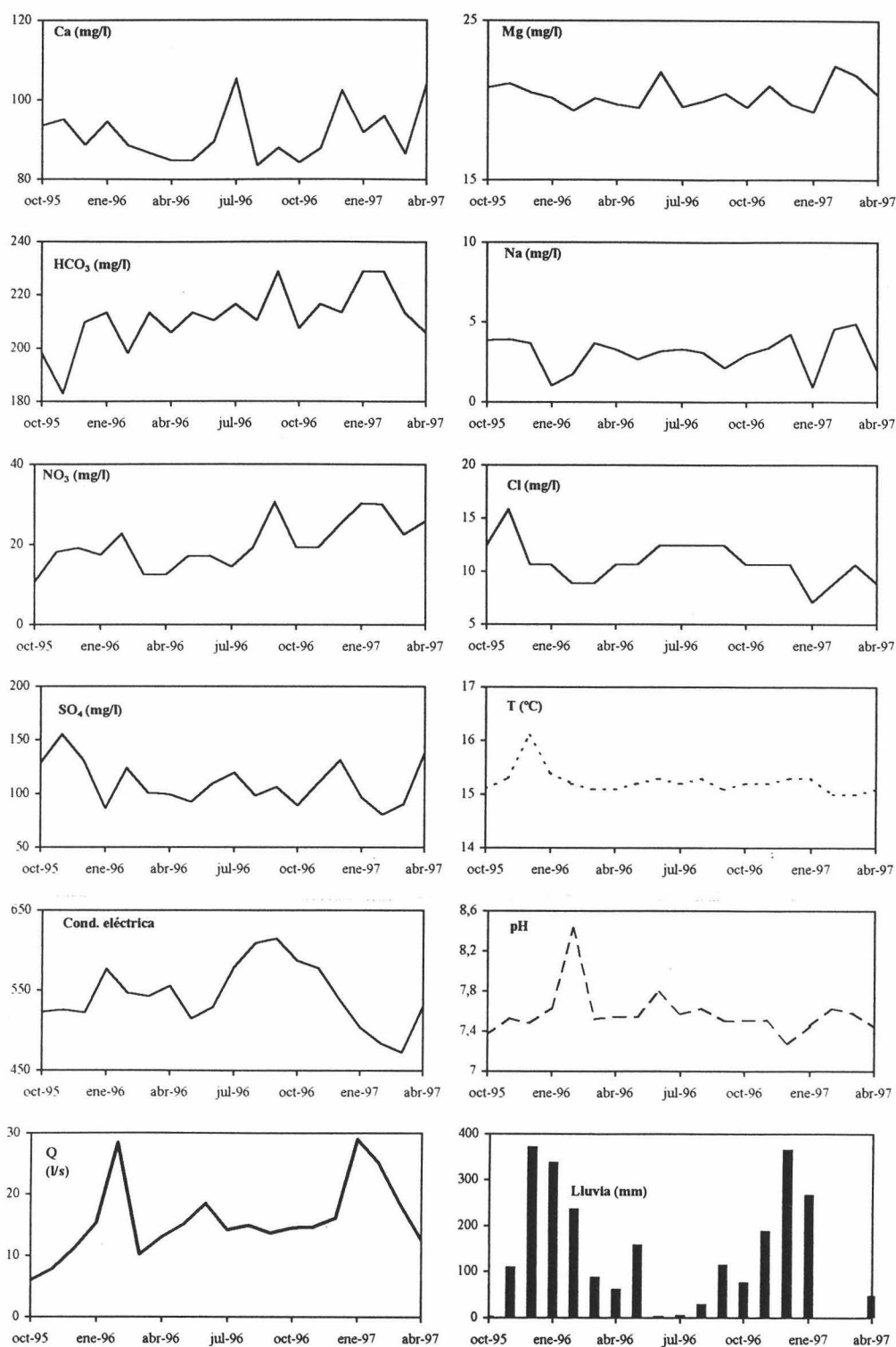
**Tabla 35.-** Síntesis de los datos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos de las surgencias que drenan el acuífero carbonatado Pollos. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. Valores de concentración en mg/l. C. Eléctr.: conductividad eléctrica en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C. CV: coeficiente de variación en %. IS<sub>C</sub>: índice de saturación en calcita. IS<sub>D</sub>: índice de saturación en dolomita. IS<sub>Y</sub>: índice de saturación en yeso. pCO<sub>2</sub> en atmósferas.

En la matriz de correlación que se presenta en la tabla 36, destaca la ausencia de correlación positiva entre la conductividad eléctrica y los iones mayoritarios salvo el potasio. La tímida correlación existente entre el calcio y los sulfatos parece indicar un origen común en la disolución de yeso. La correlación negativa del ion bicarbonato con el ion sulfato sugiere procesos de dedolomitización.

C.E	1	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Q	T°
Ca	-0,2	1									
Mg	-0,4	-0,01	1								
Na	-0,5	-0,04	0,7	1							
K	0,6	-0,4	-0,3	-0,4	1						
NO <sub>3</sub>	-0,2	0,2	0,08	-0,2	0,2	1					
HCO <sub>3</sub>	0,03	-0,00	-0,03	-0,2	0,06	0,5	1				
Cl	0,3	-0,00	0,4	0,3	0,1	-0,4	-0,6	1			
SO <sub>4</sub>	-0,02	0,5	-0,04	0,08	-0,3	-0,1	-0,6	0,4	1		
Q	-0,3	-0,03	-0,2	-0,3	0,1	0,6	0,5	-0,6	-0,4	1	
T°	0,04	-0,04	-0,03	-0,07	-0,03	-0,1	-0,1	0,1	0,3	-0,2	1

**Tabla 36.-** Matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas de Fuente Dura.

La correlación positiva entre el caudal y nitratos y negativa entre aquél y cloruros, sugiere fenómenos de dilución al tiempo que se produce cierta afección por arrastre de nitratos desde la superficie del acuífero.



**Figura 177.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas de Fuente Dura, respecto al caudal y precipitaciones (estación Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica viene expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .



Las lluvias caídas en Diciembre de 1995 (Figura 177) provocan una sensible recuperación del caudal del manantial. Como consecuencia de ello se produce una ligera dilución de las aguas, debido seguramente a la llegada relativamente rápida de aguas de reciente infiltración. El descenso de la concentración de magnesio y el aumento en el contenido de los nitratos apuntan en el mismo sentido. Sin embargo, el aumento de la temperatura no confirma esta hipótesis, pues sugiere la evacuación de aguas más profundas de la parte más baja del acuífero. En este mes también se registra una disminución en la concentración de calcio, sulfatos y cloruros.

En Enero de 1996 se registra un aumento del valor de la mineralización total, explicable por el incremento en los contenidos en calcio y bicarbonatos, con lo que hay que pensar que las aguas de reciente infiltración, cuyo poder agresivo es relativamente mayor, son capaces de disolver cantidades mayores de calcita, conforme con su cinética de disolución, bastante rápida en el tiempo.

En el estiaje del año hidrológico 1995-96, el valor de conductividad eléctrica aumenta considerablemente, junto a los contenidos en magnesio, el cual indica que las aguas que se drenan tienen mayores tiempos de contacto agua-roca. En la crecida del año 1996-97 se observa una disminución paulatina de la mineralización total. Esta tendencia, en parte es similar a la de los iones magnesio y cloruro.

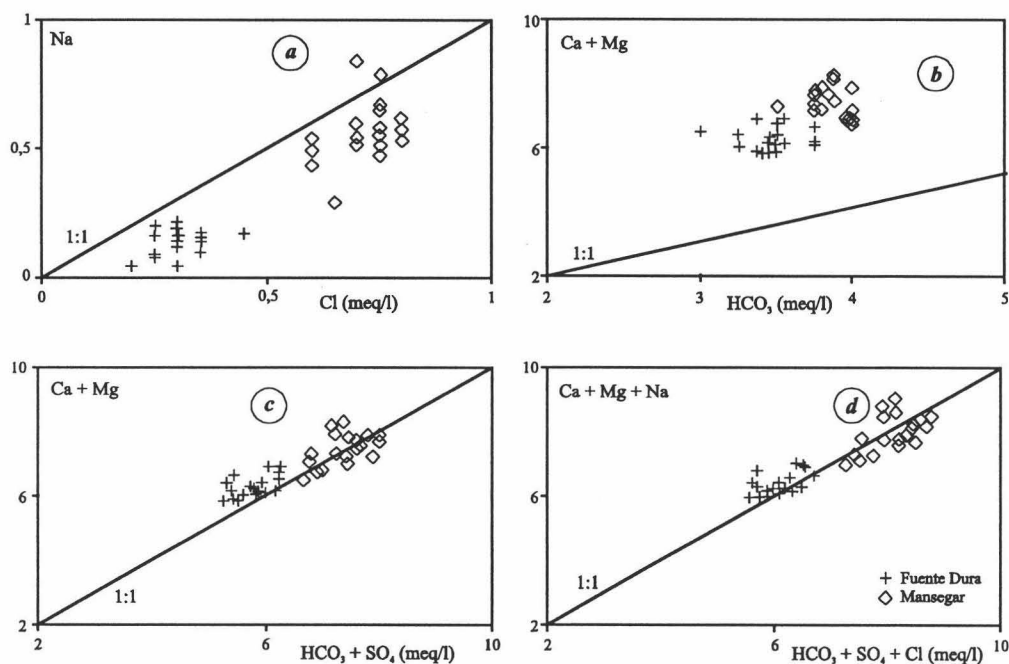
El coeficiente de variación de la conductividad eléctrica es relativamente bajo (Tabla 35), además, la distribución de frecuencias relativas es unimodal. Ello sugiere un comportamiento hidrogeológico relativamente regulador de la zona saturada del subsistema que alimenta a la Fuente Dura. El valor del coeficiente de variación calculado para la temperatura, y el rango de variación de la misma (1,1 °C), apuntan en el mismo sentido (Tabla 35).

### **2.3.- Relaciones iónicas principales en el acuífero de Pollos**

En la figura 178 a represento la relación entre los contenidos totales en cloruros y la concentración en sodio. Se observa que la mayor parte de los puntos se sitúa por debajo de la recta correspondiente a la relación iónica 1:1. Este hecho refleja un exceso de cloruros, o lo que es lo mismo, un defecto en sodio, explicable por la existencia de procesos modificadores de intercambio iónico que afectan a este último, supuestos conservativos los cloruros.

La representación gráfica de los contenidos en bicarbonatos frente a los de calcio más magnesio, revela que la disolución conjunta de calcita y dolomita es insuficiente para explicar las concentraciones en estos últimos, ya que la nube de puntos se sitúa muy por encima de la línea 1:1 (Figura 178 b). Por otra parte, en la figura 178 c se observa que la disolución de yeso es relevante en la determinación de la composición química de las aguas subterráneas de las surgencias Fuente Dura y Mansegar, puesto que al representar la suma  $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$  respecto a  $\text{Ca} + \text{Mg}$  se reduce considerablemente el exceso de cationes y la nube de puntos se ajusta mucho mejor a la recta 1:1.

En la figura 178 d represento la relación iónica entre la suma  $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 + \text{Cl}$  y la suma  $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na}$ . Se aprecia un ajuste algo mayor que en el caso anterior (Figura 178 c), lo que sugiere que parte de los contenidos en calcio y magnesio proceden de la sustitución del sodio del agua subterránea por el calcio y/o magnesio de la roca caja, mediante fenómenos de intercambio iónico.



**Figura 178.-** Diversas relaciones iónicas en las aguas muestreadas en el sistema hidrogeológico de Pollos. Valores en meq/l.

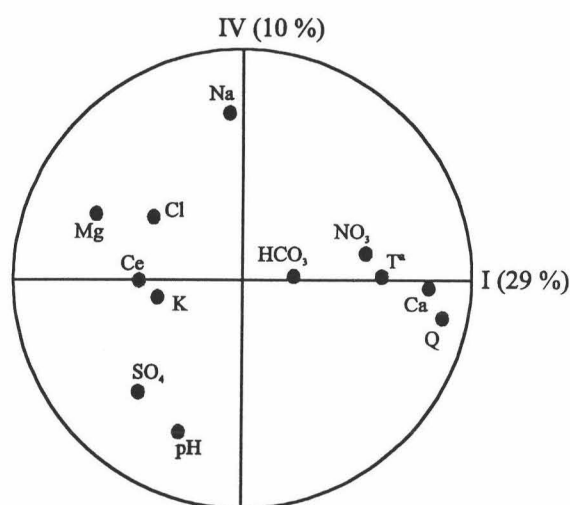
### 3.- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO CARBONATADO DE LA GALLINERA

Situado al sudoeste del anterior (Figura 171), este acuífero presenta dimensiones reducidas y es drenado esencialmente por dos surgencias naturales situadas en los extremos del afloramiento carbonatado, en las cotas más bajas. Estas surgencias son el manantial de Castilla (n° 34 del inventario), el principal punto de descarga del sector noreste del acuífero, a una altitud de 640 m s.n.m., y el manantial de las Cañas (n° 41 del inventario), principal punto de drenaje del extremo sudoeste, situado a cota mayor que el anterior (740 m).

#### 3.1.- Evolución estacional de Castilla

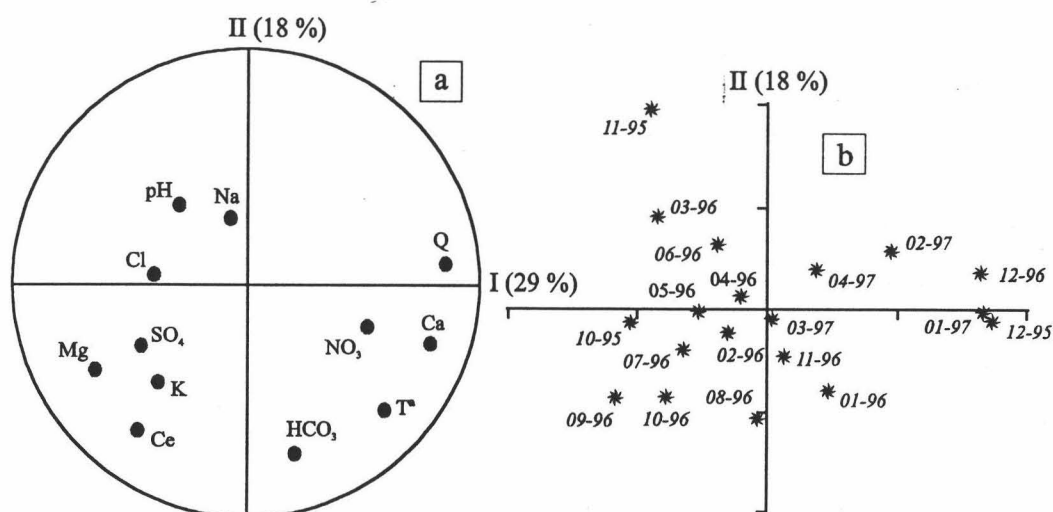
La aplicación del ACP a los resultados analíticos de este manantial revela que cuatro factores pueden explicar el 73 % de la varianza total. En la representación en el plano I-IV (Figura 179) se observa que el factor I (27 % de la varianza total) está condicionado por el ion calcio, el caudal y la temperatura. El magnesio también pesa sobre este factor, sin embargo correlaciona negativamente con el calcio, lo que sugiere el desarrollo de procesos de disolución incongruente de dolomita (Cardenal, 1993 y Cardenal *et al.*, 1994).

El factor IV está definido por el ion sodio que se independiza de los demás iones, especialmente del cloruro, indicando la existencia de procesos de intercambio iónico. El cloruro, al situarse próximo al ion magnesio permite pensar que estos fenómenos se producen a favor de este último.



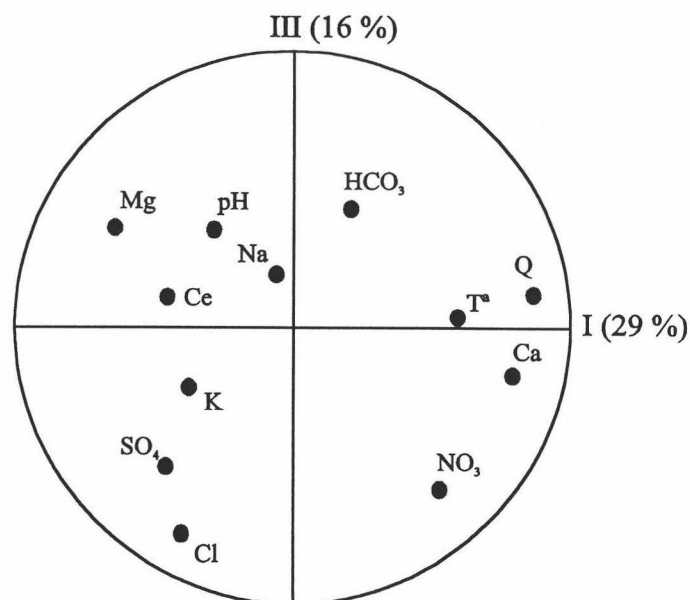
**Figura 179.-** ACP de variables correspondiente a las aguas del manantial de Castilla en el plano I-IV.

El factor II (17 % de la varianza total) está condicionado por la variabilidad del ion bicarbonato que se independiza de los iones calcio y magnesio (Figura 180 a). El factor III está condicionado en parte por cloruros y nitratos (Figura 181).



**Figura 180.-** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-II para el manantial de Castilla.

Respecto a los individuos, cabe mencionar la influencia de la descarga del manantial en Diciembre de 1995 y 1996 y en Enero de 1997, coincidiendo con el periodo de recarga más intensa de los años hidrológicos de 1995-96 y 1996-97 (Figura 180 b). En estos periodos la mineralización del agua disminuye claramente.



**Figura 181.-** ACP de variables correspondiente a las aguas del manantial de Castilla en el plano I-III.

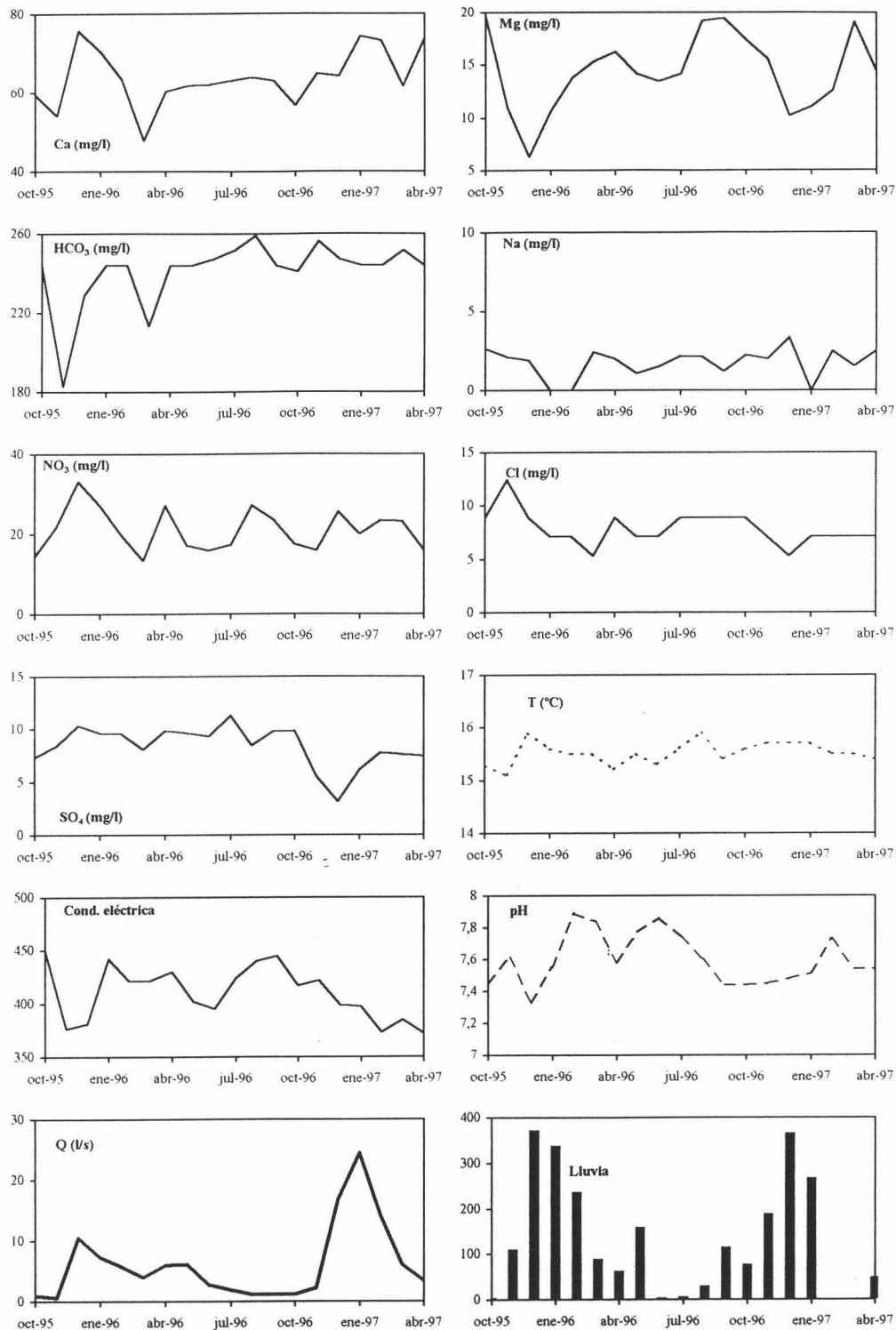
En la tabla 37 muestro la matriz de correlación para algunos parámetros fisicoquímicos analizados en este manantial. La ausencia de correlación es generalizada entre la conductividad eléctrica y los demás parámetros, salvo con el magnesio.

También se observa cierta correlación entre otros parámetros. Por ejemplo, el calcio correlaciona positivamente con el caudal, lo que sugiere que las aguas de infiltración más agresivas son capaces de disolver cantidades apreciables de calcita. La descarga correlaciona con el magnesio y los cloruros, pero con signo negativo, lo que indica la existencia de fenómenos de dilución de las aguas subterráneas propias del acuífero durante algunas épocas.

C.E	1											
Ca	-0,3	1										
Mg	0,5	-0,4	1									
Na	-0,2	-0,2	0,2	1								
K	0,2	-0,2	0,2	-0,1	1							
NO <sub>3</sub>	-0,07	0,4	-0,4	-0,08	-0,2	1						
HCO <sub>3</sub>	0,3	0,4	0,4	-0,05	0,07	0,01	1					
Cl	0,08	-0,1	0,1	0,07	0,2	0,2	-0,4	1				
SO <sub>4</sub>	0,2	-0,1	0,07	-0,4	0,4	0,1	-0,04	0,4	1			
Q	-0,4	0,5	-0,6	-0,2	-0,3	0,3	0,1	-0,5	-0,4	1	Q	
T°	0,06	0,5	-0,2	-0,1	0,08	0,3	0,4	-0,3	-0,2	0,3	1	T°

**Tabla 37.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del manantial de Castilla. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

En la figura 182 se observa que la llegada de las primeras lluvias en Noviembre de 1995 provocan una ligera dilución de las aguas subterráneas, aunque este impulso no afecta prácticamente a la descarga. La disminución del valor de la mineralización total de estas aguas es explicable por el descenso de los contenidos en calcio, bicarbonatos, sodio



**Figura 182.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del manantial de Castilla, respecto al caudal y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica viene expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

y magnesio, así como el valor de la temperatura. Se trata del drenaje preferente de aguas de reciente infiltración, menos mineralizadas, y más frías. En cambio, los nitratos,

cloruros y sulfatos, aumentan sus concentraciones lo que podría indicar que en este periodo, parte de estos iones procede del lavado de la zona epikárstica.

Durante buena parte de la crecida, la mineralización se mantiene alta, junto con altos valores de calcio y bicarbonatos, resultado de la disolución preferente de calcita. Bien entrado el estiaje (Julio a Septiembre de 1996), la conductividad eléctrica sigue una tendencia creciente, explicable por el incremento en calcio, sodio, y sobre todo en magnesio, indicando largos tiempos de contacto agua-roca.

Por último, durante la crecida del año hidrológico de 1996-97 se produce una notable dilución de las aguas de la surgencia. La disminución del valor de conductividad eléctrica es explicable por la disminución de los contenidos en sulfatos y magnesio. En este momento, predominan en el punto de drenaje las aguas de reciente infiltración menos mineralizadas.

El coeficiente de variación calculado para la conductividad eléctrica es muy bajo (Tabla 38), sin embargo la distribución de frecuencias relativas de sus valores es bimodal, lo que no permite inferir el comportamiento hidrogeológico del subsistema. El rango de variación de la temperatura es relativamente bajo (0,8 °C), al igual que el valor de su coeficiente de variación (Tabla 38), con lo que es posible aproximar el comportamiento hidrodinámico del subsistema drenado por Castilla al de sistemas acuíferos reguladores o poco kársticos.

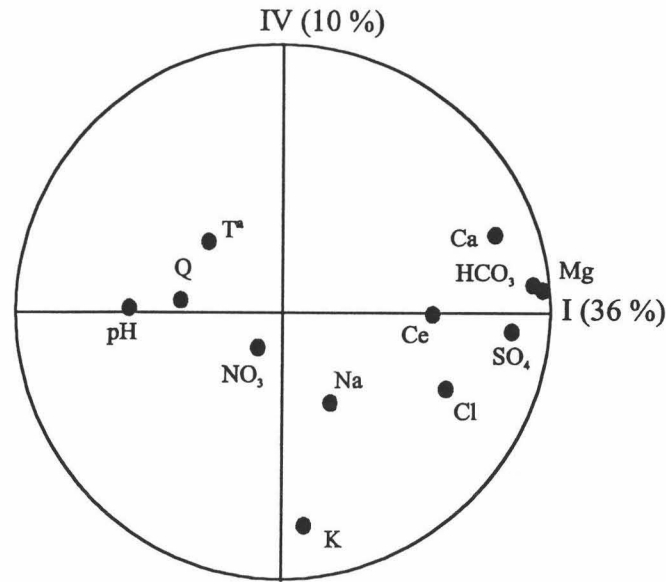
### **3.2.- Evolución estacional de las Cañas**

El manantial de las Cañas constituye el punto de drenaje del sector sudeste del sistema acuífero La Gallinera. Consiste en varios puntos de salida, uno de ellos situado a una cota un poco más alta que funciona intermitentemente coincidiendo con las lluvias más intensas. Parte de este manantial abastece a la población de unos cortijos cercanos.

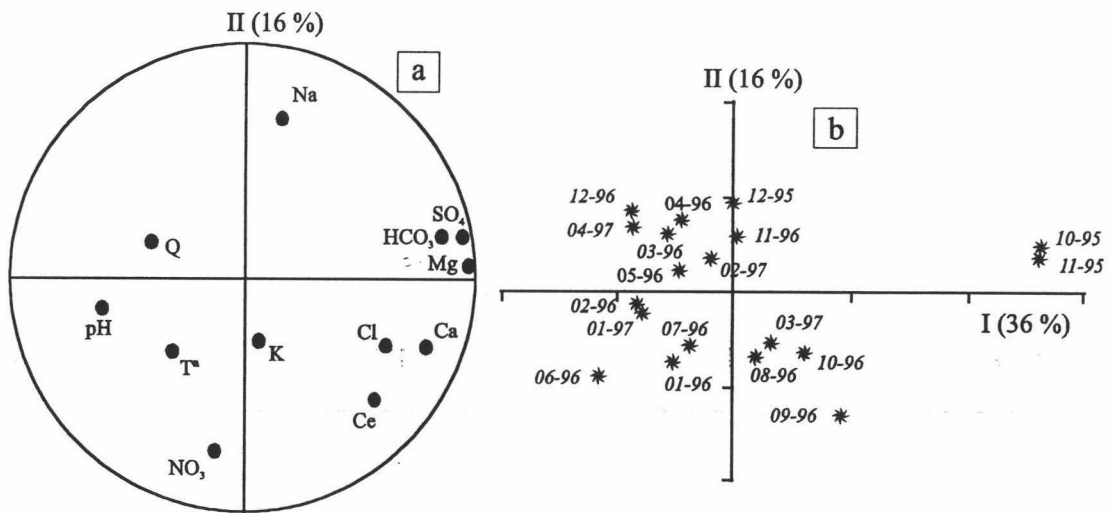
El 71 % de la variabilidad hidrogeoquímica de este manantial es explicable por cuatro factores, donde el factor I expresa el 36 % de la misma. En la figura 183 muestro la representación gráfica en el plano I-IV. Se observa que el factor I está condicionado por los iones bicarbonato, magnesio, calcio y sulfato. Los bicarbonatos y el magnesio se encuentran juntos, lo que sugiere que tienen un origen común en la disolución de dolomita; además, parte de los contenidos del primero deben proceder de la disolución de calcita, la cual, a su vez, suministra gran parte del calcio. Los sulfatos por su parte están relacionados preferentemente con la disolución de yesos del substrato triásico. El pH también pesa sobre este factor, pero correlaciona negativamente con los iones mencionados anteriormente, con lo que se puede pensar en la existencia de procesos de dedolomitización.

El factor IV está condicionado por el peso del ion potasio, el cual se independiza de los demás parámetros estudiados. Sobre el factor II (15 % de la varianza total) influyen los iones nitrato y sodio. Este último se desliga del cloruro que a su vez se encuentra muy cerca del calcio. Ello parece indicar la existencia de fenómenos de intercambio iónico de sodio por el calcio (Figura 184 a). El factor III está definido principalmente por la descarga de la surgencia (Figura 185).





**Figura 183.-** ACP de variables correspondiente a las aguas del manantial de las Cañas en el plano I, IV.



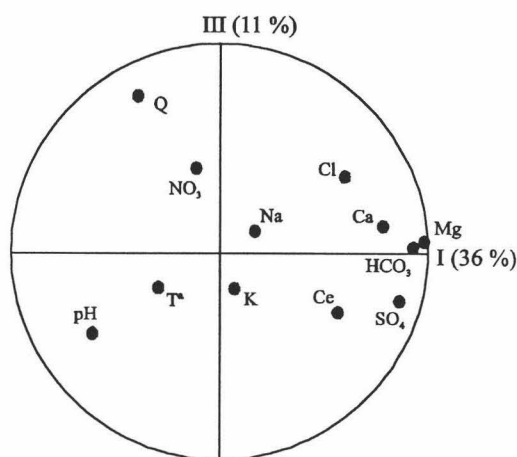
**Figura 184.-** ACP de variables (a) y casos (b) en el plano I-II para el manantial de las Cañas.

Respecto a los individuos, se observa que las muestras recogidas en los meses de estiaje del ciclo 1995-96 se caracterizan por altos contenidos en bicarbonatos, sulfatos y magnesio (Figura 184 b). El agua recogida en Noviembre de 1996 tiene muchos nitratos.

En la tabla 39 presento la matriz de correlación calculada para algunos parámetros fisicoquímicos. Destaca, como en el caso anterior, la ausencia casi total de correlación entre la mineralización y los contenidos en muchos de los iones mayoritarios.

La correlación positiva existente entre el calcio y los iones magnesio, bicarbonato y sulfato sugiere la coexistencia de varios procesos hidrogeoquímicos responsables de su suministro: la disolución de dolomita que suministra magnesio y parte de los

bicarbonatos (correlación muy buena entre los dos); la disolución de calcita que suministra parte del calcio y de los bicarbonatos; y la disolución de yeso, responsable de parte del calcio y de los contenidos en sulfatos.



**Figura 185.-** ACP de variables correspondiente a las aguas de las Cañas en el plano I-III.

	Castilla			Cañas		
	Rango	Media	C. V	Rango	Media	C. V
Ca	47-76	64	11	57-80	68	8
Mg	6-19	14	25	20-31	24	12
Na	0-3	2	54	0,4-6	3	39
HCO <sub>3</sub>	183-259	241	7	285-350	302	5
Cl	5-12	8	20	36134	10	16
SO <sub>4</sub>	3-11	8	23	8280	17	30
C. Eléctrica	372-450	410	6	443-537	483	6
Caudal (l/s)	0,5-24	6	104	0,3-23	4	124
T (°C)	15,1-15,9	15,52	1,37	16,6-17,2	16,94	1,01
PH	7,33-7,89	7,60	-	7,31-7,79	7,52	-
IS <sub>C</sub>	-0,02/0,5	0,19	-	0,006/0,5	0,24	-
IS <sub>D</sub>	-0,9/0,6	-0,06	-	-0,2/0,7	0,28	-
IS <sub>Y</sub>	-3,05/-2,4	-2,65	-	-2/-2,6	-2,37	-
log pCO <sub>2</sub>	-2,6/-2	-2,29	-	-2,4/-1,8	-2,11	-

**Tabla 38.-** Síntesis de los datos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos de las surgencias que conforman la red de control del sistema acuífero la Gallinera. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. Valores de concentración en mg/l. C. Eléctr.: conductividad eléctrica en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C. CV: coeficiente de variación en %. IS<sub>C</sub>: índice de saturación en calcita. IS<sub>D</sub>: índice de saturación en dolomita. IS<sub>Y</sub>: índice de saturación en yeso. pCO<sub>2</sub> en atmósferas.

En la punta de crecida del año 1995-96 se produce una ligera dilución de las aguas subterráneas (Figura 186), aunque la descarga no ha registrado ningún aumento. El descenso en la mineralización es explicable por la disminución de las concentraciones en calcio, bicarbonatos, sulfatos y magnesio.

C.E	1											
		C.E										
Ca	0,5	1	Ca									
Mg	0,4	0,8	1	Mg								
Na	-0,3	-0,08	0,2	1	Na							
K	0,2	-0,05	0,00	0,01	1	K						
NO <sub>3</sub>	0,2	0,1	-0,1	-0,3	0,1	1	NO <sub>3</sub>					
HCO <sub>3</sub>	0,4	0,7	0,9	0,3	-0,03	-0,2	1	HCO <sub>3</sub>				
Cl	0,3	0,5	0,4	0,07	0,1	0,3	0,4	1	Cl			
SO <sub>4</sub>	0,4	0,5	0,7	0,3	0,06	-0,3	0,7	0,4	1	SO <sub>4</sub>		
Q	-0,4	-0,1	-0,3	0,09	-0,1	0,2	-0,3	-0,1	-0,5	1	Q	
T°	-0,2	0,02	-0,3	-0,2	0,05	0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,03	1	T°

**Tabla 39.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas de la surgencia de las Cañas. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

En Enero de 1996 aumenta la salinidad total, mientras que el caudal ha disminuido; ello es explicable por un ligero aumento en los contenidos en calcio y nitratos. Bien entrado el estiaje, vuelve a aumentar la mineralización total, acorde con el incremento de los contenidos en bicarbonatos, calcio y magnesio, todo ello resultado de la disolución conjunta de calcita y dolomita por largos tiempos de contacto agua-roca.

En la crecida del año hidrológico 1996-97 se registra una disminución del valor de conductividad eléctrica, coincidiendo con la disminución de los contenidos en calcio, bicarbonatos y magnesio. Se trata de una dilución clara de las aguas subterráneas propias del sistema acuífero. Los sulfatos y cloruros también disminuyen sus concentraciones, reforzando la idea antes expuesta.

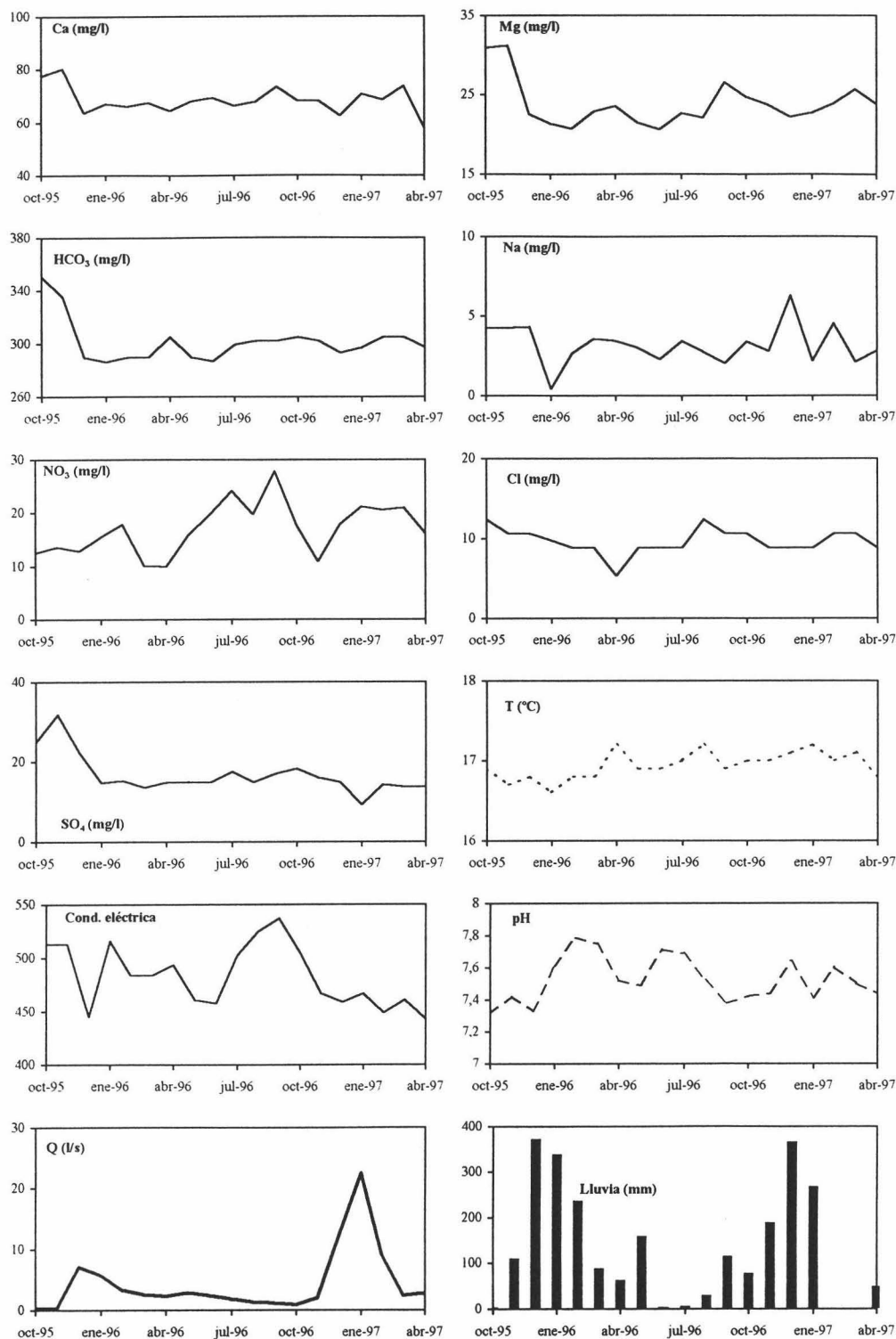
El coeficiente de variación calculado para los valores de conductividad eléctrica es relativamente bajo (Tabla 38), lo que sugiere un comportamiento hidrogeológico bastante inercial. También es bajo el rango de variación de la temperatura (0,6 °C) y su coeficiente de variación (Tabla 38). Todo ello indica un comportamiento hidrodinámico característico de medios fisurados.

### 3.3.- Relaciones iónicas principales en el acuífero de la Gallinera

En la figura 187 a se observa que existe un defecto en los contenidos totales en sodio respecto a los de cloruros. Esta situación puede ser debida a procesos de intercambio iónico entre el ion sodio y el calcio y/o magnesio de las rocas arcillosas que forman parte del substrato triásico del acuífero.

La representación gráfica de la relación iónica entre los contenidos en bicarbonatos y la suma de calcio y magnesio muestra que la disolución conjunta de calcita y dolomita no es suficiente para justificar los contenidos totales en los cationes, ya que la mayoría de

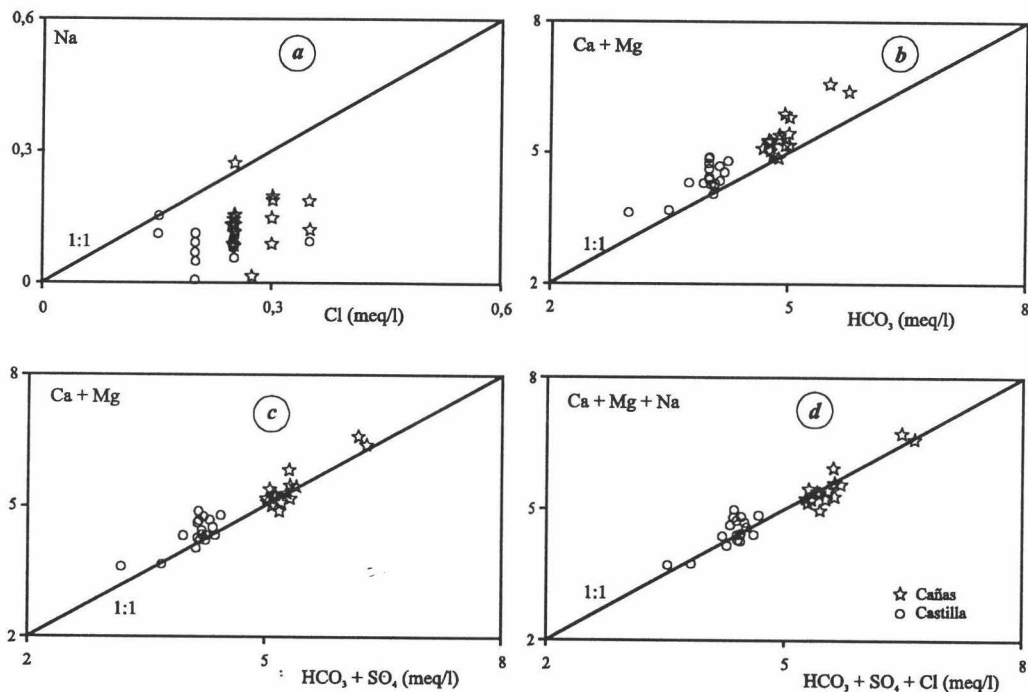
puntos se sitúa por encima de la recta correspondiente a la relación iónica 1:1 (Figura 187 b).



**Figura 186.** - Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas de las Cañas, respecto al caudal y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica viene expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

En la figura 187 c represento los contenidos totales en bicarbonatos más sulfatos respecto a los de calcio más magnesio. Se observa que la nube de puntos se ajusta bastante bien (al menos mejor que en la figura 187 b) a la línea 1:1, lo que sugiere la coexistencia de la disolución de yesos, responsable del suministro de los sulfatos y parte del calcio.

El ajuste a la relación 1:1 es todavía mejor si se representa la relación entre la suma  $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 + \text{Cl}$  y la suma  $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na}$  (Figura 187 d), con lo que cabe pensar que el pequeño exceso de cationes de la figura 187 c puede ser explicable por el defecto en sodio observado en la figura 187 a, debido a fenómenos de intercambio iónico.



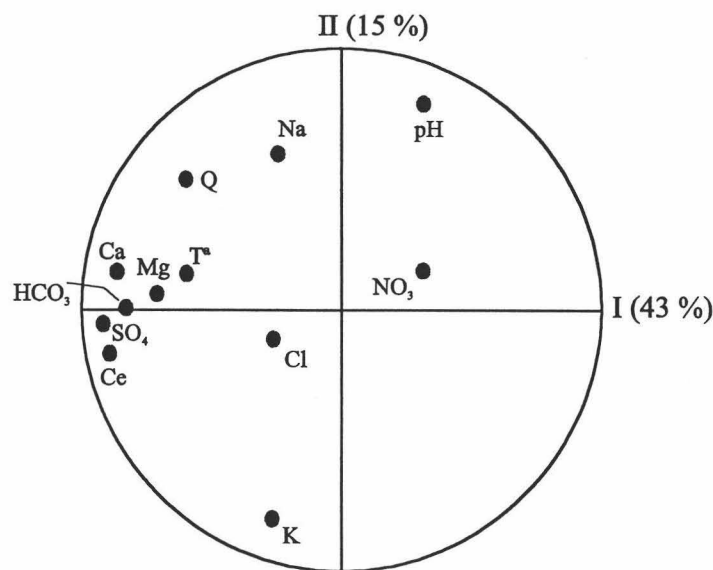
**Figura 187.-** Diversas relaciones iónicas en las aguas muestreadas en el acuífero de la Gallinera. Valores en meq/l.

#### 4.- CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO CARBONATADO DE LA LOMA DE LAS VENTANAS

El drenaje natural de la unidad hidrogeológica de las Ventanas se produce fundamentalmente por la surgencia de los Juncares (Figura 171). Este manantial (n°66 del inventario), con un caudal medio en el período de estudio de apenas unos 3 l/s, constituye la fuente principal de abastecimiento a la aldea del mismo nombre. El sobrante de la captación va a parar al arroyo de Priego. Esta surgencia no ha dejado de fluir a lo largo de la sequía de la primera mitad de los 90, aunque lo ha hecho con caudales inferiores a 1 l/s.

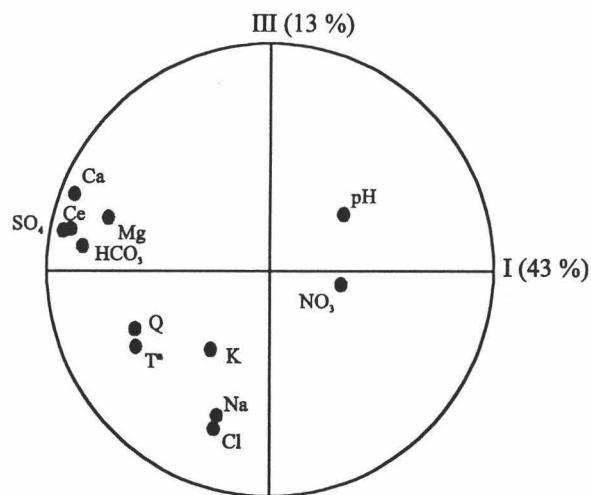
El ACP aplicado a los datos analíticos de las aguas subterráneas de la surgencia revela que el 79 % de la varianza total es explicable por cuatro factores. En la representación gráfica del plano I-II (Figura 188) se observa que sobre el factor I (43 % de la varianza total) pesa la variabilidad de la mineralización total. Los iones calcio,

bicarbonato, magnesio y sulfato también inciden sobre este factor y correlacionan positivamente con la conductividad eléctrica. La disolución de calcita y dolomita es la responsable de las concentraciones en bicarbonatos y magnesio y en parte de las de calcio, ya que la disolución de yeso debe de suministrar cantidades apreciables de calcio además de sulfatos.



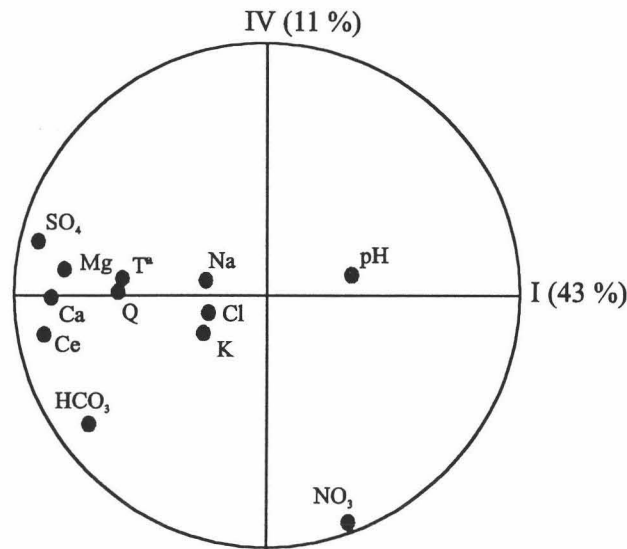
**Figura 188.-** ACP de variables correspondiente a las aguas del manantial de los Juncares en el plano I-II.

El factor II (15 % de la varianza total) está condicionado por la variabilidad del ion potasio, el cual aparece independiente de los otros iones mayoritarios y demás parámetros fisicoquímicos considerados. El factor III (11 % de la varianza total) está determinado por el conjunto de iones formado por cloruros y sodio, los cuales se encuentran muy próximos (Figura 189). Por su parte, los nitratos condicionan al factor IV (Figura 190).



**Figura 189.-** ACP de variables correspondiente a las aguas del manantial de los Juncares en el plano I-III.





**Figura 190.-** ACP de variables correspondiente a las aguas del manantial de los Juncares en el plano I-IV.

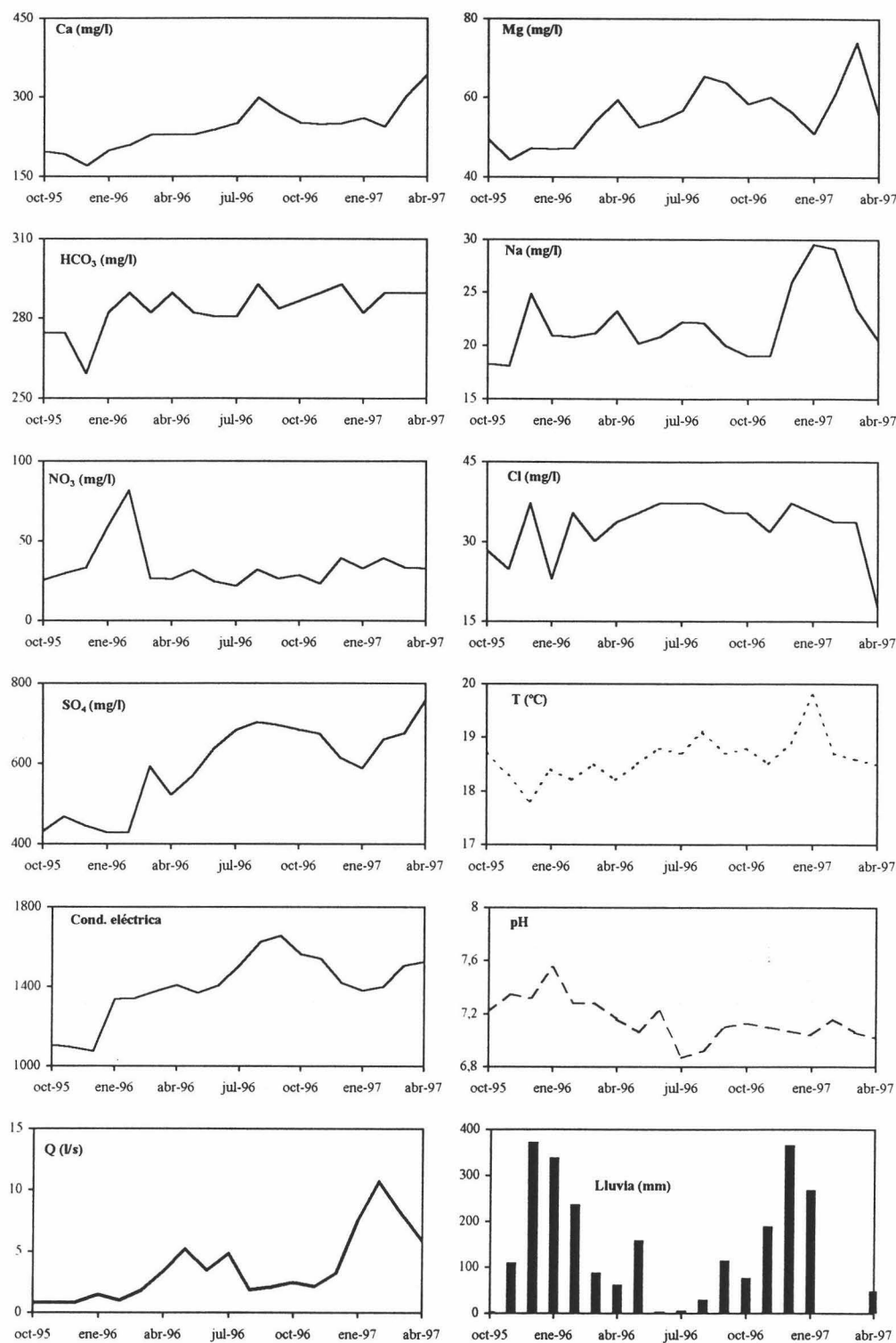
La conductividad eléctrica muestra fuertes correlaciones positivas con los iones calcio, magnesio, bicarbonatos y sulfatos (Tabla 40), los cuales provienen de distintas reacciones químicas, a veces relacionadas entre sí. La mineralización total de estas aguas subterráneas depende fundamentalmente de la disolución de calcita, dolomita y yeso.

C.E	1											
		C.E										
Ca	0,8	1	Ca									
Mg	0,7	0,7	1	Mg								
Na	0,01	0,1	0,1	1	Na							
K	0,3	-0,01	0,1	-0,1	1	K						
NO <sub>3</sub>	-0,1	-0,2	-0,3	0,1	-0,06	1	NO <sub>3</sub>					
HCO <sub>3</sub>	0,7	0,7	0,6	0,09	0,1	0,2	1	HCO <sub>3</sub>				
Cl	0,2	-0,08	0,3	0,3	0,3	-0,08	0,03	1	Cl			
SO <sub>4</sub>	0,8	0,9	0,7	0,1	0,2	-0,5	0,5	0,1	1	SO <sub>4</sub>		
Q	0,3	0,5	0,5	0,6	-0,05	-0,1	0,4	0,09	0,5	1	Q	
T°	0,4	0,5	0,3	0,4	0,2	-0,2	0,4	0,2	0,4	0,4	1	T°

**Tabla 40.-** Matriz de correlación calculada entre los distintos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del manantial los Juncares para el periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

Los sulfatos correlacionan bastante bien con el magnesio, lo que parece indicar que existen procesos de dedolomitización. Sin embargo, los bicarbonatos correlacionan positivamente con los iones calcio, magnesio y sulfatos, en vez de negativamente. Como explicación tal vez sea necesario invocar un aporte adicional y profundo de CO<sub>2</sub> procedente de la descomposición de materia orgánica.

Las lluvias caídas en Diciembre de 1995 provocan una ligera dilución de las aguas subterráneas (Figura 191). El descenso en el valor de conductividad eléctrica es explicable por la disminución en los contenidos en calcio, bicarbonatos y sulfatos, en cambio, los nitratos; junto al descenso del valor de temperatura, todo ello indica la llegada de aguas de reciente infiltración.



**Figura 191.-** Evolución estacional de algunos parámetros fisicoquímicos analizados en las aguas del manantial de los Juncos, respecto al caudal y precipitaciones (estación de Santa Rita, Priego de Córdoba). La conductividad eléctrica viene expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a  $25^\circ\text{C}$ .

En Enero de 1996, junto al aumento del caudal se registra un incremento de la mineralización total, explicable por el aumento en las concentraciones de calcio,

bicarbonatos y nitratos. Ahora se trata de aguas de infiltración que han podido disolver calcita, gracias a su gran poder agresivo. Los contenidos en cloruros, sodio y sulfatos disminuyen, lo que sugiere un proceso de dilución de las aguas del acuífero.

A partir de este momento, haciendo caso omiso de la situación hidrodinámica de la surgencia (crecida o decrecida), se observa una tendencia al aumento progresivo de la mineralización, explicable por el incremento de las concentraciones en calcio, sulfatos y magnesio. Se trata de aguas cada vez más mineralizadas por largos tiempos de contacto agua-roca. Los valores de temperatura muestran la misma tendencia, confirmando la hipótesis. El pH, por su parte, presenta una tendencia a la disminución, mientras que el valor de conductividad eléctrica y las concentraciones en calcio, sulfatos y magnesio aumentan. Ello indica la ocurrencia de procesos de dedolomitización.

Esta tendencia general sólo se trunca con las lluvias caídas en Mayo de 1996. Se produce una disminución de la salinización total, explicable por el descenso de las concentraciones en bicarbonatos, sodio y magnesio, lo que implica la llegada rápida de aguas de infiltración de menos carga salina.

En la crecida del año hidrológico 1996-97, la conductividad eléctrica disminuye, al igual que las concentraciones en calcio, sulfatos y magnesio. En la decrecida del mismo ciclo, se establece una tendencia al aumento de la mineralización total; en esta ocasión son los incrementos en los contenidos en calcio y sulfatos los que explican ese incremento de la conductividad eléctrica.

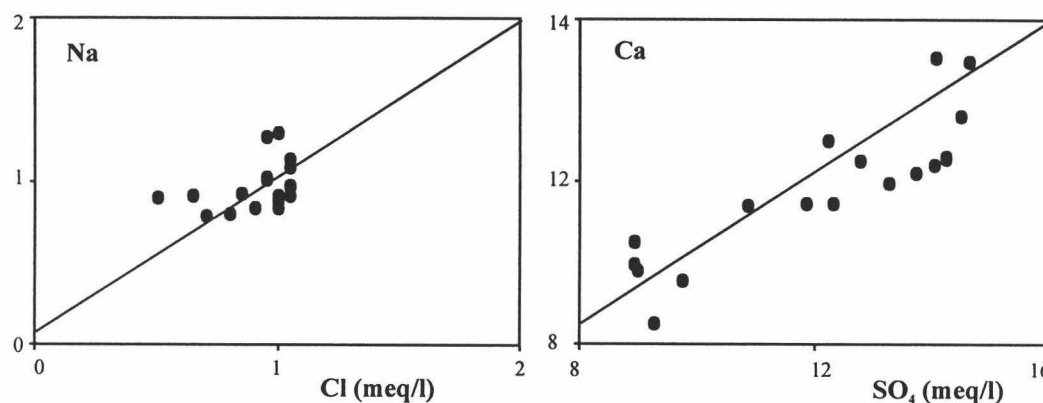
	Juncares		
	Rango	Media	C. V
Ca	170-343	243	17
Mg	44-74	56	13
Na	18-30	22	15
HCO <sub>3</sub>	259-293	284	3
Cl	18-37	33	17
SO <sub>4</sub>	429-758	593	18
C. Eléctrica	1075-1657	1402	12
Caudal (l/s)	0,8-11	4	79
T (°C)	17,8-19,8	18,62	2,20
pH	6,87-7,55	7,15	-
IS <sub>C</sub>	-0,08/0,3	0,20	-
IS <sub>D</sub>	-0,5/0,74	0,07	-
IS <sub>Y</sub>	-0,8/-0,3	-0,59	-
log pCO <sub>2</sub>	-2,18/-1,55	-1,79	-

**Tabla 41.-** Síntesis de los datos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos del manantial de los Juncares. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997. Valores de concentración en mg/l. C. Eléctr.: conductividad eléctrica en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25 °C. CV: coeficiente de variación en %. IS<sub>C</sub>: índice de saturación en calcita. pCO<sub>2</sub> en atmósferas.

El coeficiente de variación calculado para los valores de conductividad eléctrica es relativamente alto (Tabla 41), al igual que el rango de variación de los valores de temperatura (2 °C) y el coeficiente de variación calculado para ambos parámetros (Tabla 41). Ello sugiere un comportamiento hidrogeológico relativamente poco regulador del sistema acuífero que alimenta al manantial.

En la figura 192 a muestran la relación iónica entre los iones cloruro y sodio respecto a la línea 1:1. Se observa que los puntos se agrupan alrededor de la recta correspondiente a la relación iónica 1:1, lo que significa que los contenidos en estos iones están equilibrados, con lo que es de descartar la existencia de procesos de intercambio iónico muy extendidos.

En la representación gráfica de los contenidos en sulfatos frente a los de calcio (Figura 192 b) se observa que la nube de puntos se ajusta bastante bien a la línea correspondiente a la relación iónica 1:1. Así pues, está claro que la disolución de yeso es lo más relevante en la determinación de la composición geoquímica de las aguas de la surgencia de los Juncarens.



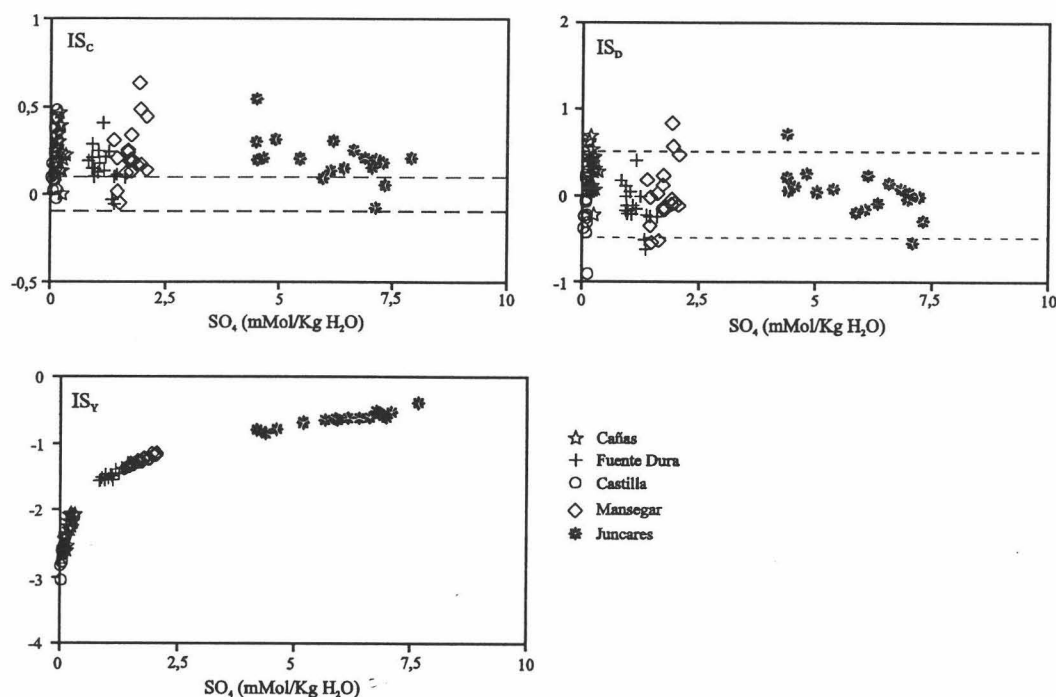
**Figura 192.-** Diversas relaciones iónicas en las aguas muestreadas en el manantial de los Juncarens. Valores en meq/l.

## 5.- ESTADOS DE SATURACIÓN MINERAL DE LAS AGUAS

La figura 193 muestra la relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita, yeso y el contenido total en sulfatos, para las muestras recolectadas en los principales manantiales de los acuíferos de Pollos, Gallinera y las Ventanas.

Prácticamente todas las aguas, y en todos los manantiales estudiados, están en estado permanente de equilibrio o sobresaturación frente a la calcita (Figura 193). Según Schuster y White (1971 y 1972), esta situación sugiere que todos los sistemas acuíferos carbonatados estudiados corresponden a sistemas hidrogeológicos con flujo de tipo difuso. Sin embargo, la existencia de un substrato triásico rico en yesos induce procesos de dedolomitización que provocan el desplazamiento de los equilibrios de las reacciones químicas hacia estados de saturación o incluso sobresaturación.

El estado de subsaturación o equilibrio respecto a la dolomita es generalizado para las aguas subterráneas drenadas por todos los manantiales estudiados; aunque algunas muestras están sobresaturadas en esta especie mineral (Figura 193). Todas las aguas subterráneas recogidas en los manantiales investigados muestran un estado permanente de subsaturación frente al yeso, aunque se observa que a medida que se incrementan los contenidos totales en sulfatos, los valores de los índices de saturación en esta especie mineral son lógicamente mayores (Figura 193).



**Figura 193.-** Representación de la relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita y yesos y el contenido total en sulfatos disueltos para todos los puntos acuíferos estudiados. Periodo Octubre de 1995 - Abril de 1997.

## 6.- PRECIPITACIÓN DE CALCITA (TRAVERTINOS DE LOS JUNCARES)

Se ha comentado en el capítulo de Geología la existencia de formaciones trevertínicas en los manantiales de Priego de Córdoba, el Arrimadizo y los Juncares. Especial mención merece este último debido a que se trata de un edificio activo.

El travertino de los Juncares se extiende en una pequeña superficie en las inmediaciones de la surgencia del mismo nombre, en forma de abanico de aproximadamente 10 m de longitud de base, sobre una suave pendiente arcillosa de materiales triásicos. En la actualidad, el depósito de estas rocas carbonatadas de agua dulce está más limitado debido a que parte del caudal se deriva hacia un pequeño depósito para su posterior utilización en el abastecimiento de la aldea de los Juncares. En las rupturas de pendiente, donde se forman corrientes de aguas relativamente turbulentas o en cascada, se observa la formación de travertinos en columnas verticales y en bandas horizontales, por precipitación y fijación en torno a los tallos y raíces de la vegetación existente.

La facies de las aguas de esta surgencia es claramente sulfatada cálcica. Durante la mayor parte del tiempo, el estado de equilibrio geoquímico es de sobresaturación respecto a la calcita, lo que debe explicar el desarrollo de estas masas de travertinos. Esta sobresaturación, es explicable por la disolución de yesos triásicos, responsable, a su vez, de procesos de dedolomitización en el acuífero carbonatado.

La caída en cascada, ladera abajo, de este agua sobresaturada en calcita provoca la pérdida de  $\text{CO}_2$ , lo que favorece el desplazamiento del equilibrio geoquímico del agua subterránea hacia la precipitación de ésta y por consiguiente la formación de bicarbonato cálcico fijado por la vegetación existente.

## **7.- RECAPITULACIÓN DE LOS PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS MÁS DESTACADOS**

La variabilidad espacial del quimismo de las aguas subterráneas de los manantiales estudiados depende exclusivamente de los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar, ya que se trata de sistemas hidrogeológicos de dimensiones reducidas y funcionamiento hidrodinámico más o menos parecido. Al tratarse de acuíferos mayoritariamente carbonatados, las reacciones químicas más comunes son las de disolución de calcita y dolomita, responsables en definitiva de la facies bicarbonatada cálcico-magnésica.

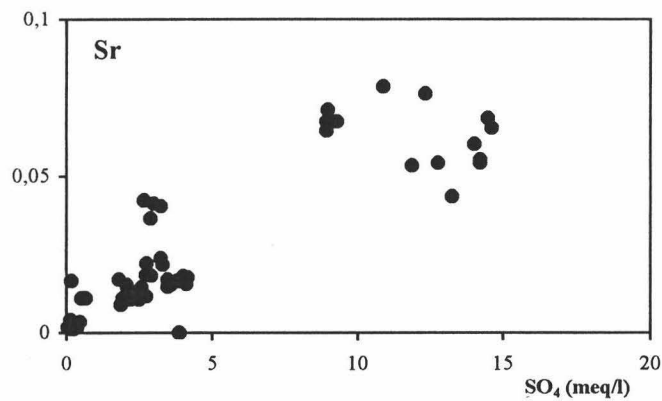
La composición química de las aguas del manantial de Castilla está definida por la disolución de calcita y en menor medida de dolomita, por el contrario, en las Cañas la disolución de dolomita es predominante respecto a la de calcita. En ambos casos la facies hidrogeoquímica es claramente bicarbonatada cálcico-magnésica.

La influencia hidrogeoquímica del substrato detrítico-evaporítico triásico es determinante en los equilibrios químicos del agua de las surgencias de Fuente Dura y Mansegar (aguas de facies bicarbonatada cálcico-magnésica en tránsito hacia sulfatada cálcica), pero sobre todo en Juncares, cuyas aguas son sulfatadas cálcicas y muestran estados evolutivos muy avanzados (dedolomitización avanzada, varias feses de precipitación y disolución de carbonatos, altos contenidos en cloruros y sodio, etc. ).

Las tendencias evolutivas observadas en la figura 194, para las aguas subterráneas de las surgencias de Fuente Dura, el Mansegar y los Juncares son la consecuencia del desarrollo de procesos de dedolomitización, descritos por varios autores en otros acuíferos (Hanshaw *et al.*, 1978; Back *et al.*, 1983; Plummer *et al.*, 1990). En estos manantiales, y con la disolución avanzada del yeso, los contenidos en calcio aumentan considerablemente, lo que provoca procesos de precipitación de calcita, causando por consiguiente la disminución del valor del pH del agua. Este descenso en el pH induce a un incremento de la presión parcial de  $\text{CO}_2$ , aspecto no siempre claro debido a la influencia de la zona no saturada en algunos casos. La disminución de las concentraciones de carbonatos y bicarbonatos no es tampoco clara, debido quizás a mayores tasas de disolución de calcita. De todas formas, se produce una subsaturación en dolomita, lo que da lugar a la disolución de ésta y al aumento de la concentración de magnesio disuelto en el agua. En general, las masas de yesos y dolomita disueltas superan las cantidades de calcita precipitadas, lo que se traduce en un incremento neto en los contenidos en calcio.



fuente de suministro del estroncio y contribuye aportando parte de los sulfatos de las aguas subterráneas (Figura 195). Este mineral tiene que estar ligado a las formaciones evaporíticas triásicas, tal y como se ha comentado anteriormente para otros acuíferos de la zona de estudio.



**Figura 195.-** Representación de la relación iónica entre los contenidos en sulfatos frente a los contenidos en estroncio (meq/l) para todos los puntos acuíferos estudiados y para el periodo de Octubre de 1995 - Diciembre de 1996.



## **Capítulo IX**

### **IX- MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA**

**Capítulo IX****IX.- MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA****1.- INTRODUCCIÓN**

Los modelos hidrogeoquímicos permiten estimar la composición química de las aguas subterráneas en estado de equilibrio de la disolución, y cuantificar los cambios que puedan sufrir las mismas a lo largo de las líneas de flujo. Son también capaces de predecir la evolución hidrogeoquímica cuando se incorporan al flujo subterráneo uno o varios elementos químicos (disolución de minerales, gases, etc.), o simplemente cambios de temperatura en los sectores recorridos por el agua.

Las reacciones químicas en aguas naturales son bastante complejas, especialmente, cuando se quiere tener en consideración numerosos componentes minerales y estudiar todos los procesos (disolución de calcita, dolomita, yeso, halita, celestina, gases, intercambio iónico, etc.). En tales circunstancias, se ha demostrado que la utilización de modelos hidrogeoquímicos es una herramienta bastante eficaz para entender y determinar los distintos procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar durante la evolución química de las aguas, tanto a nivel espacial como temporal. Asimismo, han servido para explicar la evolución de la calidad de las aguas subterráneas en ambientes carbonatados (Plummer *et al.*, 1983), el intercambio iónico entre aguas dulces y aguas saladas en acuíferos costeros o en columnas experimentales (Appelo y Willemssen, 1987; Appelo *et al.*, 1990), denitrificación en un acuífero (Postma *et al.*, 1991), etc.

El propósito del presente capítulo es determinar y cuantificar las principales reacciones geoquímicas que controlan la hidrogeoquímica de un acuífero hipotético, de litología similar a los acuíferos kárstico-carbonatados estudiados. Para ello, se han seleccionado los principales manantiales de los acuíferos más importantes (Figura 61), los cuales se detallan en la tabla siguiente:

Acuífero	Manantial	Nº de inventario
Cabra-Alcaide	Fuente del Río	12
	Zagrilla	13
	Piedras	10
	Palancar	22
	Marbella	75
	Alhama	78
	Zarza	69
Gaena	Nacimiento de Zambra	45
	El Castillejo	20
	Jarcas	31
Pollos o Jaula	Fuente Dura	25
	El Mansegar	24
Las Ventanas	Juncares	66

Durante la simulación se parte de un agua de alimentación común para todos los casos, de composición química real (ver Anexos de Crecida), procedente de las precipitaciones recogidas en el pluviómetro de la estación de Santa Rita. A este agua de partida se añaden sucesivamente cantidades definidas de algunos minerales

carbonatados (calcita y dolomita) y otras especies evaporíticas (yeso, halita y celestina). Estos minerales se han identificado en las formaciones acuíferas liásicas y en el substrato del triásico. Al final del proceso de modelización hidrogeoquímica se cotejan los datos calculados con los datos analíticos experimentales de las aguas de los distintos manantiales elegidos. Los análisis químicos utilizados corresponden al muestreo realizado en Marzo de 1996, considerando que este periodo del año hidrológico, inmediatamente posterior a la recarga, es el más adecuado y representativo de la situación hidrogeoquímica media de los acuíferos investigados.

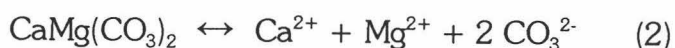
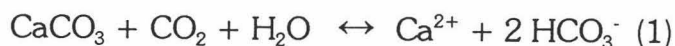
En este estudio no se discrimina entre los distintos acuíferos, tratando todos los datos en conjunto habida cuenta de que en todos los sistemas hidrogeológicos estudiados se han identificado frecuentemente los mismos procesos hidrogeoquímicos (disolución de calcita, dolomita y halita; dedolomitización; intercambio iónico, etc. ).

La ejecución de los cálculos se ha llevado a cabo utilizando el programa PHREEQC (Parkhurst, 1995).

## **2.- MODELOS DE PRECIPITACIÓN Y DISOLUCIÓN DE CARBONATOS**

Los valores de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{pCO}_2$  encontrados en las aguas analizadas, así como los niveles de saturación mineral observados para la mayoría de los manantiales del área de estudio, sugieren diferencias básicas en su evolución química. Para las aguas que contienen únicamente cationes alcalinotérreos y especies carbonatadas, los cambios químicos pueden ser descritos en términos de pH y contenido en  $\text{HCO}_3^-$ . Esta simplificación permite comparaciones gráficas del comportamiento de las aguas de los distintos manantiales (Langmuir, 1971).

En estos sistemas existen dos formas principales de evolución de la composición química del agua a lo largo del tiempo. En primer lugar, en un agua subterránea subsaturada en minerales carbonatados, la cual está aislada de una fuente de suministro continuo de  $\text{CO}_2$ , el descenso en el contenido de  $\text{CO}_2$  con el tiempo irá acompañado sólo por un aumento muy ligero en  $\text{HCO}_3^-$  disueltos en el agua, como es evidente a partir de las reacciones de disolución de la calcita (1) y de la dolomita (2).



Las trayectorias curvas de la figura 196 representan esta situación. Este modelo, sin embargo, no es aplicable en principio al área de estudio, ya que los acuíferos carbonatados son de naturaleza abierta, libres o no confinados. Este carácter abierto se pone de evidencia no sólo en la estructura de los acuíferos sino en la rápida respuesta a la lluvia que presentan los manantiales.

En el segundo modelo, si el agua subterránea subsaturada en calcita y dolomita tiene un suministro continuo de  $\text{CO}_2$ , conforme se va produciendo la disolución de los carbonatos, ambos, contenido en  $\text{HCO}_3^-$  y pH, aumentarán con el tiempo. Este modelo es representado mediante líneas rectas en la figura 196. Por otra parte, la precipitación o

disolución de los carbonatos por un agua próxima a la saturación conduce a una relación inversa entre el pH y el  $\text{HCO}_3$ . Como se observa en la figura 196, comenzando con valores de  $\text{pCO}_2$  diferentes, la solución llega a estar gradualmente saturada en calcita y dolomita, mientras el pH y el contenido en  $\text{HCO}_3$  aumentan, pero cuando se alcanza la saturación el gráfico tiene una pendiente opuesta (línea de saturación de la calcita y de la dolomita). Los modelos antes expuestos son conocidos como disolución en *sistema cerrado* y disolución en *sistema abierto*, respectivamente.

La relación pH- $\text{HCO}_3$  de las aguas de los manantiales muestreados en Marzo de 1996 se indica también sobre la figura 196. La mayor parte de las muestras se encuentra saturada o próxima a la saturación con respecto a la calcita y dolomita. La evolución en un sistema cerrado de las aguas aflorantes requeriría una  $\text{pCO}_2$  inicial superior a  $10^{-2}$  atm. Estos valores de  $\text{pCO}_2$  son mucho mayores que los esperados para los suelos de esta región, ya que, aunque no existen medidas directas de la  $\text{pCO}_2$  del suelo, otros autores dan valores en torno a  $10^{-2.5}$  atm para regiones similares al área de estudio, es decir, regiones montañosas con escasa vegetación y débil cobertera edáfica (Ordoñez y Felipe, 1988; Cardenal *et al.*, 1994).

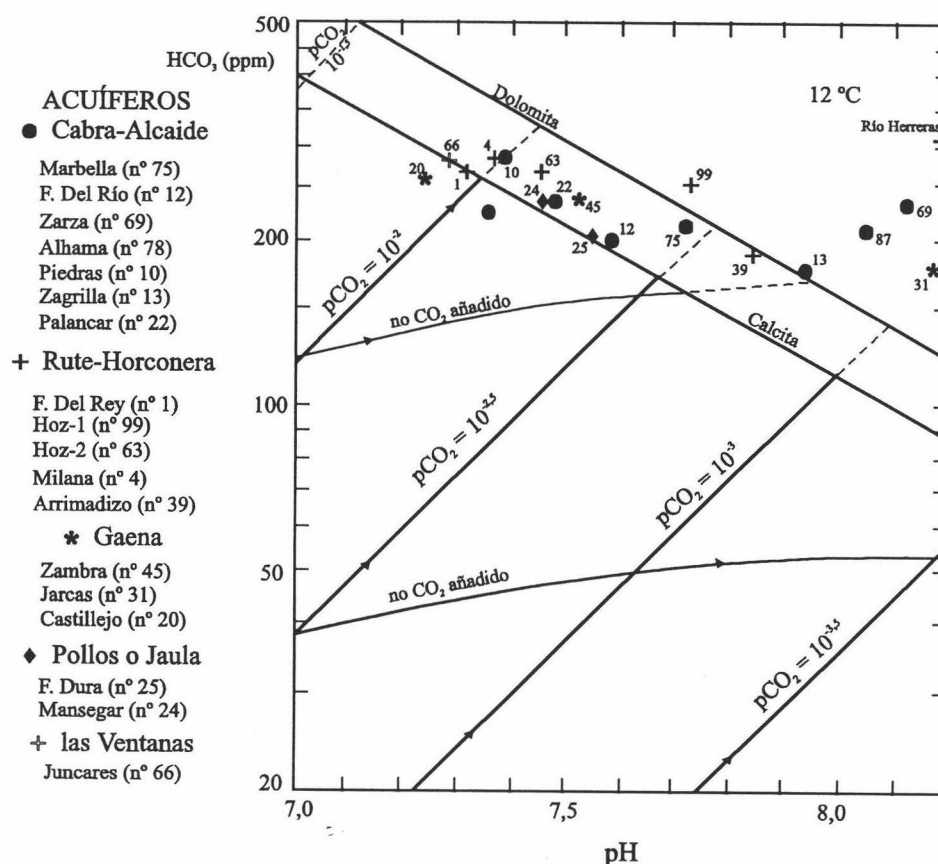
La evolución en un sistema abierto alternativo requiere valores de  $\text{pCO}_2$  inicial entre  $10^{-2}$  y  $10^{-2.5}$  atm o inferiores, de este modo se explican mejor las relaciones entre pH y bicarbonato observadas. Esta disolución dominante en sistema abierto probablemente se ve favorecida por la abundancia de calcita en superficie y por los importantes espesores de zona no saturada, bien fracturada y karstificada, lo cual favorece el intercambio gaseoso. Las composiciones químicas exactas de las aguas muestreadas están controladas por ajustes químicos bajo condiciones próximas a la saturación en calcita y dolomita; la distribución de las muestras en el gráfico implica variaciones notables en el grado de saturación que probablemente estén relacionados con cambios en la presión de  $\text{CO}_2$ , bien por un aporte desigual de unas áreas a otras o por fenómenos modificadores del quimismo que afecten a esta presión.

Basándose únicamente en la hidroquímica del agua de los diferentes manantiales, no es posible establecer exactamente si las aguas han evolucionado bajo condiciones de régimen abierto o cerrado.

También hay que tener en cuenta que generalmente las aguas subterráneas evolucionan bajo condiciones intermedias entre sistema abierto y cerrado. De este modo, entre los puntos de recarga y descarga, la solución carbonatada puede discurrir en primer lugar bajo condiciones abiertas y posteriormente bajo condiciones cerradas como es el caso de los flujos subterráneos entre el manantial de Zarza y Fuente del Río y ésta y Piedras. El agua que surge por el manantial puede entonces ser una mezcla de aguas que han fluido variablemente bajo condiciones de sistema abierto o cerrado (Langmuir, 1997).

La  $\text{pCO}_2$  calculada con WATEQF (Ball y Nordstrom, 1991) es similar a la atmosférica ( $10^{-3.5}$  atm) en los puntos de muestreo 31 y 69 (Jarcas y Zarza) y a nivel del suelo ( $10^{-2.5}$  atm) para los puntos 39 y 75 correspondientes a los manantiales de Arrimadizo y Marbella, respectivamente. Las aguas con un flujo más superficial están por lo tanto en equilibrio con la atmósfera, mientras que algunas muestras se encuentran en

equilibrio con el CO<sub>2</sub> del suelo y de la zona no saturada. Cuando el agua en un sistema en conductos kársticos cruza el acuífero, parece alcanzar el equilibrio con una atmósfera subterránea que está enriquecida en CO<sub>2</sub> (Vaute *et al.*, 1997).



**Figura 196.-** Representación de las muestras analizadas en el gráfico pH-HCO<sub>3</sub>. Se muestran las líneas teóricas de saturación mineral de las aguas subterráneas, disolviendo calcita o dolomita a 12 °C y presión total de 1 bar (tomado de Langmuir, 1971).

### 3.- MODELOS DE REACCIÓN Y TRANSFERENCIA DE MASA

En estos modelos, el tratamiento de los datos comprende dos fases: 1) la determinación de los índices de saturación respecto a la calcita, dolomita y yeso, de la presión parcial de CO<sub>2</sub> y del carbono inorgánico total (CIT); 2) la aplicación de un modelo geoquímico de cálculo de reacción. Para estos cálculos he utilizado el código PHREEQC (Parkhurst, 1995). La metodología empleada para analizar las posibles evoluciones geoquímicas teóricas es similar a la de Palmer y Cherry (1984).

Durante la primera fase (Tabla 42) he calculado la transferencia total de masa en calcita a lo largo del flujo, partiendo de un agua inicial pura (agua de lluvia recogida en un pluviómetro, sin cantidades significativas disueltas de calcio, magnesio y sulfato) que adquiere una cierta cantidad de CO<sub>2</sub> en el suelo y que evoluciona hasta el área de descarga (datos observados experimentalmente en los manantiales). Esta transferencia de masa ha sido calculada a partir de los contenidos empíricos totales en calcio, magnesio y sulfato (Back *et al.*, 1983). Se asume que las únicas fuentes de calcio son esos tres minerales principales, y que las únicas fuentes de magnesio y sulfato son la



dolomita y el yeso, respectivamente. Esta aproximación también asume que los moles de calcio en la dolomita son iguales a los moles de magnesio y que, por tanto, se produce disolución congruente de dolomita, así como que los moles de calcio procedentes del yeso son iguales a los moles de sulfato en el sistema. Estas hipótesis de partida han sido mostradas como razonables en otros sistemas carbonatados (Rye *et al.*, 1981).

Nº	Referencia	T <sup>a</sup>	pH	CIT	log pCO <sub>2</sub>	IS <sub>c</sub>	IS <sub>d</sub>	IS <sub>y</sub>	IS <sub>h</sub>	Δcal	Etapa
66	Juncares	18,5	7,28	5,10	-1,92	0,31	0,28	-0,60	-7,81	-2,68	E <sub>4</sub>
1	F. Del Rey	15,7	7,30	4,85	-1,96	0,14	-0,09	-1,07	-7,24	-0,43	C <sub>4</sub>
99	Hoz-1	16,5	7,71	4,41	-2,37	0,40	0,51	-1,64	-7,97	0,20	E <sub>1</sub>
4	Milana	15,4	7,36	5,22	-1,97	0,10	-0,28	-1,84	-8,13	0,86	C <sub>2</sub>
63	Hoz-2	18,5	7,43	4,84	-2,05	0,12	0,13	-1,57	-7,35	-0,58	E <sub>3</sub>
39	Arrimadizo	13,7	7,83	3,22	-2,63	0,23	-0,10	-2,48	-9,36	0,78	B
12	F. Del Río	15,6	7,57	3,70	-2,31	0,15	-0,35	-2,22	-8,67	1,12	E <sub>1</sub>
13	Zagrilla	15,6	7,92	3,06	-2,73	0,36	0,29	-1,96	-9,23	0,54	B
10	Piedras	18,3	7,37	5,04	-1,98	0,19	-0,07	-1,73	-7,34	1,03	E <sub>2</sub>
22	Palancar	15,8	7,46	4,30	-2,15	0,19	-0,28	-1,59	-9,07	1,09	E <sub>2</sub>
75	Marbella	16,4	7,70	3,76	-2,43	0,33	0,25	-1,61	-7,11	0,44	C <sub>2</sub>
78	F. Alhama	15,8	8,03	3,65	-2,77	0,66	0,80	-1,60	-8,44	0,63	C <sub>2</sub>
69	Zarza	14,2	8,11	4,01	-2,81	0,78	0,44	-2,38	-9,07	1,74	B
45	Zambra	16,5	7,49	4,27	-2,18	0,18	0,02	-1,48	-7,73	0,07	C <sub>3</sub>
21	Castillejo	15,2	7,22	4,94	-1,89	0,17	-0,23	-0,68	-8,81	-0,93	C <sub>4</sub>
31	Jarcas	14,7	8,17	3,00	-2,99	0,46	0,74	-2,88	-9,45	0,28	B
25	F. Dura	15,1	7,52	3,73	-2,27	0,14	-0,14	-1,50	-9,04	0,28	C <sub>3</sub>
24	Mansegar	15,4	7,46	4,30	-2,16	0,22	0,04	-1,26	-8,04	0,14	C <sub>3</sub> -C <sub>4</sub>

**Tabla 42.-** Resultados de algunos cálculos hidrogeoquímicos previos a la modelización: log pCO<sub>2</sub>; IS, índices de saturación en calcita (c), dolomita (d), yeso (y) y halita (h); Δcal, transferencia de calcita desde el área de recarga (mmol/kg H<sub>2</sub>O); CIT, carbono inorgánico total (mmol/kg H<sub>2</sub>O). La columna "Etapa" se refiere a la etapa de modelización y evolución final en la que se encuentra el agua del manantial, de acuerdo con la tabla 43.

Reorganizando las reacciones químicas que intervienen en el balance de masas, podemos obtener la transferencia de masa de calcita implicada de la siguiente forma:

$$\Delta cal = \Delta Ca - \Delta Mg - \Delta SO_4$$

donde ΔCa, ΔMg y ΔSO<sub>4</sub> son las diferencias en concentraciones totales (mmol/kg H<sub>2</sub>O) de calcio, magnesio y sulfato entre el agua de recarga y el agua subterránea gradiente abajo.

Para la simulación de las reacciones hipotéticas que tienen lugar a lo largo del trayecto que recorre el flujo de agua en el interior de los acuíferos utilizo nuevamente el programa PHREEQC. El acuífero hipotético que voy a simular tiene una litología similar a los materiales acuíferos del área de estudio. Se trata de un acuífero calizo-dolomítico con aportes de sales procedentes de los materiales evaporíticos triásicos (yeso y halita). La modelización conlleva sucesivas etapas de evolución representadas por estados de saturación diferentes respecto a la calcita, dolomita, yeso y halita, para finalmente compararlos con los datos experimentales.

En la tabla 43 se presentan los resultados del modelo de evolución geoquímica hipotética del agua subterránea en un acuífero con litología similar a las unidades carbonatadas del área de estudio. Los resultados de la modelización pueden ser comparados con los datos químicos empíricos obtenidos en cada manantial. El agua entra en contacto con la calcita y la dolomita al mismo tiempo, para alcanzar finalmente el yeso y la halita que se encuentran en la base de la formación carbonatada. Las condiciones iniciales corresponde a la infiltración de un agua casi pura (de muy débil mineralización) a 12 °C, similar a la encontrada en el área de recarga, que alcanza el equilibrio con la  $p\text{CO}_2$  del suelo. En estos primeros momentos, el agua de lluvia contiene una pequeña cantidad de  $\text{CO}_2$  procedente de la atmósfera y conforme se infiltra a través del suelo adquiere más  $\text{CO}_2$ . Este  $\text{CO}_2$  se disuelve a consecuencia de que la  $p\text{CO}_2$  en el suelo es generalmente mayor a la atmosférica, debido a la respiración de las plantas y a la oxidación de materia orgánica. Los valores seleccionados de  $p\text{CO}_2$  iniciales son  $10^{-2}$  y  $10^{-2,5}$  atm. A lo largo de la simulación se tienen en cuenta los estados de saturación respecto a los minerales considerados y al  $\text{CO}_2$ , y se calcula la transferencia de masas tras cada etapa.

Durante la primera etapa (A), el agua de lluvia tiene su primer contacto con el medio carbonatado y comienza a disolver calcita (entre 2,05 y 1,35 mmol, en función de la  $p\text{CO}_2$  inicial). En la etapa B el agua en equilibrio con la calcita disuelve 1,45 mmol de dolomita y provoca un aumento de pH hasta 7,75. Conforme el agua circula a través de la unidad carbonatada, el sistema hidrogeoquímico se comporta como cerrado respecto al  $\text{CO}_2$  y el agua empieza a saturarse en calcita. Podría identificarse con esta etapa las muestras correspondientes a los manantiales de Zagrilla (n° 13) (la muestra corresponde al mes de Marzo de 1996 cuyas aguas se encuentran bastante diluidas), Jarcas (n° 31), Arrimadizo (n° 39) y Zarza (n° 69). En el caso de Zagrilla, esta conclusión parece poco coherente si tenemos en cuenta otros aspectos hidrogeológicos y geométricos de su área de alimentación; no obstante, en el mes de Marzo de 1996, las aguas de este manantial aparecen excepcionalmente diluidas. Incluir las muestras en las diferentes etapas no es tarea fácil, ya que concurre un gran número de factores y algunos de los cuales no están bien identificados en las etapas de simulación.

Durante la etapa siguiente (C) se intenta modelizar el proceso de dedolomitización isotérmica (a 12 °C), para lo cual se añaden 2 mmoles de  $\text{CaSO}_4$ . Además, para que el proceso se parezca lo más posible a la realidad, se introduce al sistema NaCl, aunque en menor cantidad que el yeso (0,3 mmol/l), ya que las cantidades de halita detectadas en contacto con los acuíferos son discretas. Los 2 mmoles de  $\text{CaSO}_4$  serán distribuidos en cuatro partes iguales, es decir, se irán añadiendo progresivamente al sistema en cantidades de 0,5 mmol. El NaCl se distribuye en cantidades de 0,01, 0,05, 0,1 y 0,3 mmol. Estas aportaciones progresivas son las que caracterizan a las etapas  $C_1$  a  $C_4$  (Tabla 43).

Al comienzo de la etapa  $C_1$ , la reacción con la calcita conlleva que la solución adquiera una cantidad en este mineral próxima a 0,5 mmol, mientras se disuelve aproximadamente 0,2 mmol de dolomita. El agua en contacto con la roca continúa disolviendo dolomita, por lo tanto, para mantener el equilibrio con la calcita, los iones calcio y carbonato deben ser eliminados de la solución a partir de la precipitación de

calcita. Desde la etapa  $C_2$  a  $C_4$ , la calcita precipita debido en parte al calcio incorporado a la solución a partir de la disolución del yeso, ya que esto provoca la sobresaturación respecto a la calcita. El pH desciende a 7,31 (ó 7,57). Conforme la disolución de la dolomita continúa la calcita precipita, entre 52 y 211 mg/l. El agua que se obtiene al final de esta etapa presenta la siguiente concentración: Mg=48-60 mg/l; Ca=70-86 mg/l y  $\text{HCO}_3=204\text{-}309$  mg/l. Las diferencias en estos contenidos muestran como la  $\text{pCO}_2$  inicial en el área de recarga controla la cantidad de sólidos disueltos en la solución. Respecto a la halita, el índice de saturación obtenido indica la subsaturación en dicho mineral, mostrando una variación despreciable con los valores iniciales de  $\text{pCO}_2$ .

En una nueva etapa (D) se intenta simular el efecto que tiene el estroncio sobre la evolución química del agua subterránea. La entrada de Sr al medio se ilustra en las etapas  $D_1$  a  $D_4$ . Durante esta secuencia se introducen varias dosis de 0,03 mmol, de modo que la cantidad total de Sr introducida al medio es de 0,12 mmol. Después de la disolución de estos 0,12 mmol (10,5 mg/l), el pH desciende hasta 7,32 (ó 7,58), mientras se mantiene la  $\text{pCO}_2$  en aumento. La cantidad de calcita que puede llegar a precipitar es muy parecida, sin embargo desciende un poco la concentración de dolomita disuelta. Mayores cantidades de Sr (por ejemplo 1 mmol) podrían provocar un descenso de hasta el 50% en la cantidad de dolomita disuelta, manteniéndose constante la  $\text{pCO}_2$ . Al igual que en la etapa C se incorporan hasta 2 mmol de  $\text{CaSO}_4$ , en partes proporcionales. Las variaciones en el índice de saturación del yeso son muy pequeñas respecto a la modelización sin intervención del Sr, ya que la cantidad añadida es muy pequeña, dado que se trata de modelizar un acuífero hipotético lo más parecido a los reales. Sin embargo, si el estroncio procediera de la disolución de un carbonato como la estroncionita, podría provocar que la subsaturación en yeso fuera aún mayor. Así, el valor del  $\text{IS}_{\text{yeso}}$  de -1,40 pasaría a -1,53 introduciendo únicamente 1 mmol de carbonato de estroncio. Estos datos han sido obtenidos a partir de diferentes ensayos realizados.

En la última etapa (E), la simulación ha de parecerse aún más a las condiciones reales, por lo que la temperatura aumentará paso a paso hasta alcanzar los 20 °C. En el primer contacto con el yeso (etapa  $E_1$ ), el pH desciende a 7,31 (ó 7,60) y la  $\text{pCO}_2$  aumenta a  $10^{-1,88}$  atm, con condiciones iniciales de  $\text{pCO}_2$   $10^{-2}$  atm, y a  $10^{-2,35}$  atm, considerando una presión inicial  $10^{-2,5}$  atm. Al añadir 0,5 mmol de  $\text{CaSO}_4$  a la disolución precipitan 0,3 mmol/l de calcita para mantener el equilibrio. Si continúa el contacto con la roca y, por lo tanto, el agua sigue reaccionando con las fases minerales seleccionadas, se disuelven 0,62 mmoles de dolomita y 1,47 mmoles de calcita precipitan en el transcurso de la reacción. El pH desciende mucho más durante este proceso, en relación a la variación que sufre cuando se realiza una reacción isotérmica. El valor final de pH y  $\text{pCO}_2$  serían pues de 7,16 (ó 7,41) y  $10^{-1,74}$  atm (ó  $10^{-2,16}$  atm), respectivamente. Estas etapas han sido alcanzadas en algunos manantiales (Tabla 42), concretamente en las surgencias de Hoz-2 (nº 63), Juncares (nº 66) y los manantiales de Piedras (nº 10) y Palancar (nº 22), ambos en la Sierra de Cabra. Estos últimos parecen encontrarse en una situación semejante a la simulada en la etapa  $E_2$ , donde los procesos geoquímicos están condicionados por la temperatura, así como por la disolución de una cantidad apreciable de materiales evaporíticos y condiciones de  $\text{pCO}_2$  próximas a  $10^{-2}$  atm. El comportamiento del Palancar no difiere del resto de los manantiales del sistema, por lo que no existe razón alguna para excluirlo del sistema hidrogeológico Cabra-Alcaide.

A la hora de identificar las diversas etapas simuladas con los datos analíticos obtenidos en los diferentes manantiales se encuentran diferencias en la masa transferida desde el área de recarga, posiblemente debido a las diferencias que se establecen entre el log  $p\text{CO}_2$  y pH calculados y los valores de  $p\text{CO}_2$  observados en las aguas naturales muestreadas en los distintos manantiales. A través de la transferencia de masa podemos demostrar cuantitativamente que la dolomita continúa disolviéndose y la calcita continúa precipitando. Conforme el yeso y la dolomita continúan disolviéndose, utilizamos la restricción del equilibrio con la calcita para poder definir la cantidad de calcita precipitada. El modelo utiliza la química del agua predicha junto con las restricciones termodinámicas impuestas por el índice de saturación de la calcita y la  $p\text{CO}_2$ .

#### 4.- MODELIZACIÓN INVERSA

Mediante la modelización inversa se intenta explicar los cambios químicos que tienen lugar conforme el agua evoluciona a lo largo de una trayectoria de flujo (Plummer y Back, 1980; Parkhurst *et al.*, 1982; Plummer *et al.*, 1991; Plummer *et al.*, 1994). Asumiendo el análisis de dos aguas que representan las composiciones iniciales y finales del trayecto llevado a cabo por el agua, la modelización inversa es utilizada para calcular los moles de solutos minerales y gases que deben entrar en la solución o abandonarla, explicando las diferencias en la composición.

PHREEQC permite incertidumbres en los datos analíticos que hay que definir previamente, de modo que el modelo debe satisfacer el balance molar para cada elemento y cada estado de valencia, así como el balance de carga de la solución, pero únicamente dentro de las especificaciones requeridas. Una manera de proceder es mediante modelos inversos mínimos, es decir, considerando los conjuntos de minerales imprescindibles para explicar la composición del agua y que forman parte a ciencia cierta del acuífero. Otro modo de operar es considerar todos los conjuntos de minerales que puedan satisfacer la composición del agua, incluso aunque éstos probablemente no estén presentes en el acuífero. Opcionalmente, para cada modelo inverso puede calcularse la transferencia de masa máxima y mínima de cada mineral que es consistente con las incertidumbres definidas previamente. La posibilidad de que existan incertidumbres en el proceso de identificación es una ventaja, sin embargo, el método numérico utilizado por PHREEQC muestra poca robustez con respecto al modo de resolver números pequeños (Parkhurst, 1995). La opción de cambio en el parámetro de "tolerancia" es un intento de solucionar este problema.

Otro programa capaz de llevar a cabo los cálculos de modelización inversa es NETPATH (Plummer *et al.*, 1991 y 1994), el cual tiene capacidad para modelizar con isótopos, junto con otras ventajas respecto a PHREEQC. Al no disponer de información isotópica en el área de investigación he optado por utilizar este último, ahora bien, a sabiendas de que no es posible conocer la edad aparente de las aguas ni el tiempo de tránsito; o lo que es lo mismo, se desconocen las velocidades de las reacciones químicas que tienen lugar en los sistemas acuíferos estudiados.

Conocidos los aspectos hidrogeoquímicos generales de cada una de las muestras, voy a seguir un esquema de simulación para predecir la cantidad de material disuelto o precipitado que se requiere para alcanzar el equilibrio. Se comienza la modelización



considerando en un primer momento al agua de precipitación como agua de recarga; sus características químicas fueron determinadas en laboratorio a partir de un muestreo realizado en un pluviómetro. Dado que no se dispone del valor de pH del agua de lluvia, se calcula éste considerando que este agua está en equilibrio con la atmósfera ( $p\text{CO}_2 = 10^{-3,5}$  atm). Se espera así que el pH del agua de lluvia sea del orden de 5,66 (Drever, 1997). Seleccionadas una serie de líneas de flujo desde las áreas de recarga hacia los puntos de drenaje y muestreo, se calcula la transferencia de masas que ha tenido lugar, en primer lugar mediante un paso y después se evalúa esta transferencia en dos pasos.

Basado en los cálculos de transferencia de masas (Tabla 44), no existen variaciones notables en el modelo general de disolución de calcita, dolomita y yeso en el sistema acuífero Cabra-Alcaide, al menos para los manantiales de Marbella y Piedras, y obviando el mayor o menor recorrido que puede tener el agua en el interior del acuífero. Los moles transferidos de calcita, dolomita y yeso desde que el agua de lluvia penetra en el acuífero hasta el manantial de Piedras (nº 10), son 1,2, 0,74 y 0,53 mM, respectivamente. Solamente ha sido encontrado un modelo que valide la hipótesis de partida. Hasta el manantial de Marbella (nº 75), la cantidad transferida de calcita disuelta disminuye respecto al caso anterior (0,54 mM), mientras aumentan las concentraciones en dolomita (0,8 mM) y yeso disueltos (0,81 mM). A la vista de estos datos, el sistema hidrogeológico de Cabra-Alcaide no puede considerarse como cerrado, habida cuenta de la variación de  $\text{CO}_2$  obtenida. Si la magnitud de la transferencia de masas para el  $\text{CO}_2$  (g) fuera del orden de 0 a 0,1 mM/kg  $\text{H}_2\text{O}$ , entonces el sistema podría considerarse cerrado para el  $\text{CO}_2$ , teniendo en cuenta el carbono total de las aguas iniciales y finales.

Línea de flujo	Dolomita	Calcita	Yeso	$\text{CO}_2$ (g)
Piedras	0,74	1,24	0,53	2,44
Zarza-Piedras	0,59	-0,80	0,48	0,85
Marbella	0,79	0,54	0,81	1,52
Zarza-Marbella	0,80	-1,50	0,85	-0,07
Hoz-1	1,00	0,17	0,76	1,56
Río Herreras (1)-Hoz-1	0,84	-1,20	0,60	1,34
Río Herreras (2)-Hoz-1	0,48	-1,90	0,22	-0,74
Hoz-2	1,28	-0,50	1,07	1,52
Río Herreras-Hoz-2	*****	*****	*****	*****
Juncares	2,22	-1,71	4,64	2,52

**Tabla 44.-** Resumen de los resultados de la Transferencia de Masas estimada a partir de modelos inversos aplicados a algunos puntos de agua representativos del área de estudio. Las masas de los minerales así como del gas transferido están en milimoles por kilogramo de agua. Valores negativos indican precipitación y los positivos disolución.

Tratando de llegar a conocer algo mejor este sistema hidrogeológico, y dado que las características hidroquímicas del manantial de Zarza (nº 69) parecen indicar que el agua realiza un recorrido muy breve por el interior del acuífero, he pensado considerar sus características como las del agua de recarga tras su inmediata incorporación a la zona no saturada del acuífero; es decir, sería una etapa intermedia entre la infiltración y el flujo en la zona saturada. En este supuesto, hasta el manantial de Piedras se produce una

transferencia de calcita de  $-0,8$  mM (precipitado) y una disolución de  $0,6$  y  $0,48$  milimoles de dolomita y yeso, respectivamente. Considerando igualmente la transferencia en dos etapas para el manantial de Marbella, la cantidad de calcita precipitada es del orden de  $1,5$  mM y los moles transferidos de dolomita y yeso disueltos  $0,8$  y  $0,85$  mM, respectivamente. Estas masas transferidas son similares a las calculadas a partir de la simulación termodinámica de dedolomitización hipotética realizada con el programa PHREEQC (Tabla 43).

En el caso del acuífero Rute-Horconera, se ha estimado la transferencia de masas entre el agua de lluvia y los manantiales de Hoz-1 (nº 99) y Hoz-2 (nº 63), así como entre el agua del río Herreras y esos mismos manantiales, ya que, como se vio en el epígrafe III, 5.1.2.2 este curso fluvial alimenta al acuífero en determinadas épocas del año; así, infiltrada el agua de precipitación en la Sierra de Rute, puede verse afectada por la infiltración del río. Los resultados obtenidos (Tabla 44) muestran que si la aportación de éste último es pequeña, hasta que el agua alcanza la composición obtenida en el manantial Hoz-1 se produce la disolución de  $0,84$  mM de dolomita y  $0,6$  mM de yeso, incorporándose en el transcurso de la reacción algo de  $\text{CO}_2$ , por lo que no podría considerarse al acuífero kárstico como un sistema cerrado. Si fueran importantes las pérdidas del río, la cantidad de calcita que precipita en el trayecto hacia Hoz-1 podría alcanzar  $1,9$  mM, mientras que se sigue produciendo disolución de dolomita y yeso en cantidades más modestas de  $0,48$  y  $0,22$  mM, respectivamente. En este segundo caso, el proceso se ve acompañado por una pérdida de  $\text{CO}_2$ . Si el río Herreras discurriese seco o tuviese escasas pérdidas, la calcita podría no llegar a precipitar, en cambio se obtendrían valores próximos a  $0,17$  mM de calcita disueltos.

En el manantial Hoz-2 podría pensarse en un proceso similar, sin embargo los resultados obtenidos no contemplan la posibilidad de incorporar cantidad alguna de agua del río al proceso. En la evolución del agua desde la zona de recarga hasta la surgencia, la calcita precipita ( $0,5$  mM) y la transferencia de masa de dolomita y yeso disuelta es mayor que la obtenida en el trayecto hacia el manantial Hoz-1. La disolución de la halita no está ausente a lo largo del flujo, tanto hacia el manantial Hoz-2 como hacia Hoz-1.

Los datos de la tabla 44 indican también que la dedolomitización, es decir, la disolución de dolomita y yeso acompañada por la precipitación de calcita, es un proceso muy importante en el sistema acuífero Rute-Horconera. Lo mismo ocurre en el caso del manantial de Juncares y del sistema hidrogeológico de la Loma de las Ventanas, donde hay una gran disponibilidad de yeso para la reacción. En este caso (Tabla 44), la masa transferida de yeso disuelto alcanza los  $4,6$  mM por kg de agua; la transferencia de calcita y dolomita está relacionada con esa transferencia de yeso ( $1,7$  mM de calcita precipitada y  $2,2$  mM de dolomita disuelta).



## Capítulo X

### **X- RESUMEN Y CONCLUSIONES**

## **Capítulo X**

### **X.- RESUMEN Y CONCLUSIONES**

La investigación que se ha llevado a cabo se ha centrado en el estudio hidrogeológico y –sobre todo- hidrogeoquímico de los acuíferos kárstico-carbonatados del sur de Córdoba. En este sector existen seis acuíferos con distintos subsistemas de drenaje cada uno; tres de los acuíferos tienen una especial relevancia por sus importantes dimensiones y recursos hidrogeológicos: Cabra-Alcaide, Rute-Horconera y Gaena.

La caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica a nivel espacial y temporal ha permitido profundizar en el conocimiento hidrodinámico de los acuíferos, en el esclarecimiento de los principales procesos de interacción agua-roca y de los procesos modificadores del quimismo de las aguas subterráneas, así como en los distintos factores implicados en el comportamiento hidrogeoquímico de las surgencias.

La utilización de distintos métodos y técnicas de análisis e interpretación ha permitido llegar a conclusiones de gran interés, las cuales expongo a continuación dentro del contexto específico de cada uno de los grandes aspectos tratados.

### **HIDROGEOLOGÍA**

#### ***Acuífero Cabra-Alcaide***

El sistema hidrogeológico kárstico Cabra-Alcaide, de 82 km<sup>2</sup> de superficie de alimentación, está constituido por cuatro subunidades: 1) Sierra de Cabra-Lobatejo-Melladas-Camarena, 2) Alcaide-Lastra-Abuchite, 3) Bramadero-Zumacal-Montosa-Cangilones y 4) Pelpitre-Palancar.

Los niveles acuíferos corresponden a calizas y dolomías del Lías inferior y medio (Formación Gavilán) y calizas oolíticas del Dogger (Formación Camarena), respondiendo su estructura a un anticlinal de gran radio. El acuífero está bien individualizado en conjunto, existiendo posiblemente conexiones hidráulicas entre las distintas subunidades que lo constituyen. Es un acuífero esencialmente libre, salvo en sus sectores sur y oeste, donde aparece confinado. El substrato corresponde a margas y margocalizas cretácicas en el sector septentrional y a materiales triásicos en el este y sudeste.

La alimentación se produce casi exclusivamente a través de la infiltración directa de parte de agua de lluvia, existiendo una infiltración indirecta desde el río Bailón. Las salidas naturales se efectúan a través de manantiales situados en la periferia del macizo kárstico, en sus cotas más bajas, aunque variables. Existen también algunas surgencias repartidas en el interior del macizo situadas a cotas considerablemente más altas, de caudal bastante reducido. Estos manantiales constituyen el drenaje de calizas y dolomías liásicas correspondientes a una unidad geológica superpuesta tectónicamente. Parte de los recursos naturales del acuífero Cabra-Alcaide se drenan por sondeos surgentes situados al noroeste de Carcabuey.

El contacto entre las dos grandes unidades hidrogeológicas Cabra-Alcaide y Gaena, esta última situada al sur, es un límite cerrado, no existiendo interconexión hídrica hacia el sur de la carretera Cabra-Priego.

La subunidad hidrogeológica Sierra Cabra-Melladas-Lobatejo-Camarena drena por los manantiales de Fuente del Río (490 m) y Piedras (455 m). El nivel piezométrico debe oscilar entre las cotas de las surgencias antes citadas. Este subsistema acuífero muestra cierta heterogeneidad en el comportamiento hidrogeológico ya que el sector drenado por Fuente del Río tiene un comportamiento característico de sistemas poco reguladores o poco inerciales. Sin embargo, Piedras refleja un comportamiento hidrodinámico con largos tiempos de respuesta o desfases respecto a las precipitaciones. El poder relativamente regulador hacia el manantial de Piedras está en relación con el alejamiento del área de recarga y el carácter confinado del acuífero.

El manantial de Marbella drena el subsistema Bramadero-Zumacal-Montosa-Cangilones, mostrando un comportamiento parecido al de Piedras. Sin embargo, los desfases son el resultado del drenaje diferido entre las distintas formaciones carbonatadas acuíferas, las cuales aparecen aquí parcialmente aislados por niveles de baja permeabilidad. El nivel piezométrico regional en esta subunidad debe estar alrededor de 470 m (sin grandes diferencias respecto al subsistema anterior), el cual viene dado por la cota de Marbella.

La subunidad hidrogeológica Alcaide-Lastra-Abuchite drena por los manantiales Alhama (470) y Zagrilla (580 m). Su comportamiento hidrogeológico es bastante modulador, aunque este poder de regulación natural de la zona saturada es ligeramente mayor hacia Zagrilla.

El drenaje del subsistema Pelpitre-Palancar se efectúa a través del manantial del Palancar y por varios sondeos surgentes del sector artesiano situado al NO de Carcabuey. El nivel piezométrico se sitúa alrededor de 570 m (cota de Palancar), relativamente más alto que en las demás subunidades del sistema acuífero Cabra-Alcaide. El hidrograma de Palancar es característico de sistemas hidrogeológicos reguladores.

En el área interior y más alta del macizo de Cabra-Alcaide aparecen varias surgencias colgadas de escaso caudal. Se ha estudiado el comportamiento hidrodinámico de una de las más significativas: el manantial de la Zarza. Sus respuestas hidrológicas a las lluvias son bastante rápidas, propias de un comportamiento hidrogeológico muy nervioso, poco o nada regulador típico de acuíferos de poca extensión y reducida zona no saturada, o bien con gran grado de karstificación.

En los meses de estiaje o con escasas lluvias, el río Bailón alimenta al acuífero Cabra-Alcaide, mediante pérdidas difusas y progresivas aguas abajo del polje de la Nava. Si bien esta alimentación (entre 10 y más de 120 l/s) es realmente un retorno de aguas de origen principalmente subterráneo, procedentes de los pequeños manantiales "colgados" situados en el sector central e interno del macizo. Así, el río Bailón se comporta en todo momento como influente o perdedor.

Las precipitaciones medias anuales en el acuífero son de unos 890 mm. Los recursos medios anuales renovables ascienden a 37 hm<sup>3</sup>/año. En este sistema independizado, las salidas igualan las entradas, estimándose: un valor medio de infiltración del 50 % de lluvia total; una escorrentía superficial del 2 % y un valor de la evapotranspiración real (ETR) del 48 %, todo ello respecto a la precipitación total media anual antes referida.

### **Acuífero Rute-Horconera**

El sistema acuífero Rute-Horconera tiene una superficie de afloramientos carbonatados permeables de 45 km<sup>2</sup>. Los niveles acuíferos están constituidos por dolomías y calizas dolomíticas del Lías inferior y medio (Formación Gavilán) con una potencia de más de 300 m. En este sistema hidrogeológico se establece una subdivisión en tres subsistemas: 1) Bermejo-Sierra de Rute-la Hoz, 2) Loma de las Chozas y 3) la Tiñosa.

El substrato impermeable corresponde, igual que para los demás acuíferos de la zona de estudio, a las formaciones del Trías, las cuales también constituyen su límite septentrional. En el resto de los bordes, el acuífero se encuentra rodeado de materiales margosos y margocalizos del Cretácico. La estructura general del sistema Rute-Horconera es una serie de pliegues agudos y fallados en sus flancos. El acuífero carbonatado es en gran parte libre, aunque existen sectores bajo condiciones de confinamiento como son los sectores N y NE.

La alimentación se produce fundamentalmente a partir de la infiltración de lluvia y a partir de la infiltración indirecta en el arroyo Herreras. La descarga natural se produce a través de manantiales repartidos, igual que en Cabra-Alcaide, a lo largo del perímetro del macizo y del borde de los afloramientos permeables.

El subsistema de la Tiñosa drena en su sector noreste por la Fuente del Rey (660 m) y la Milana (670 m); su nivel piezométrico regional debe oscilar entre las cotas de las dos surgencias anteriores. Los bajos coeficientes de agotamiento de Fuente del Rey ( $6 \times 10^{-3}$  días<sup>-1</sup>) y la Milana ( $5 \times 10^{-3}$  días<sup>-1</sup>) ilustran el gran poder regulador y la homogeneidad en la permeabilidad de este subsistema, cuya zona saturada se comporta con gran inercialidad hidrodinámica.

El conjunto de los manantiales del río de la Hoz (Hoz-1 y Hoz-2) drena la subunidad hidrogeológica Bermejo-Sierra de Rute-la Hoz. Los niveles piezométricos están relacionados con las cotas de estas surgencias y oscilan entre 500 m (Hoz-1) y 470 m (Hoz-2). Los valores calculados del coeficiente de recesión o agotamiento son de  $3,6 \times 10^{-3}$  y  $6,4 \times 10^{-3}$  días<sup>-1</sup> respectivamente. La parte del acuífero drenada por Hoz-1 tiene una pequeña capacidad de regulación natural, respondiendo al modelo conceptual de acuífero kárstico de elementos capacitivos y transmisivos; mientras que la parte drenada por Hoz-2 presenta un comportamiento hidrodinámico relativamente más inercial.

El nivel piezométrico de la subunidad Loma de las Chozas está bastante alto respecto a los demás subsistemas del acuífero Rute-Horconera y viene definido por la

cota de la surgencia del Arrimadizo (820 m); ésta constituye el punto de descarga principal del subsistema. En principio, no parece existir ninguna conexión hídrica entre este subsistema acuífero y la subunidad de la Tiñosa. Los coeficientes de agotamiento del Arrimadizo son relativamente altos (0,024 y 0,033 días<sup>-1</sup>), indicando un sistema de drenaje bien desarrollado, de carácter muy poco regulador.

El arroyo Herreras o río de la Hoz se comporta la mayor parte del tiempo como perdedor o infiltrante, alimentando de manera difusa al acuífero Rute-Horconera. Esporádicamente, especialmente después de periodos de recarga más intensa, el curso fluvial es efluente o ganador por aportes subterráneos que ocurren cuando el nivel piezométrico asciende en el cañón de La Hoz hasta interceptar la superficie topográfica.

La superficie de recarga del acuífero Rute-Horconera recibe una precipitación media anual de 860 mm. Los recursos medios anuales renovables ascienden a 21 hm<sup>3</sup>, 3 de los cuales corresponden a la infiltración indirecta de aguas superficiales alóctonas que discurren por el arroyo Herreras. Se calcula una infiltración media directa del 46 % de la lluvia total, y una ETR media del orden del 54 %. La escorrentía superficial autóctona en este acuífero es prácticamente nula a nivel medio mensual.

### **Acuífero de Gaena**

El acuífero carbonatado de Gaena (15 km<sup>2</sup> superficie) está constituido por materiales calizos y dolomíticos del Lías inferior y medio (Formación Gavilán), de más de 300 m de potencia. Se subdivide en tres subunidades hidrogeológicas independizadas entre sí por barreras impermeables o divisorias hidrogeológicas: 1) Hoyones-Sierra de Gaena, 2) Cerro de Jarcas y 3) Palojo-Puerto Escaño.

El substrato impermeable corresponde a materiales triásicos, los cuales también constituyen su límite septentrional. Los restantes límites están jalonados por potentes formaciones margosas postliásicas, cretácicas y terciarias. La estructura del sistema acuífero corresponde a la de un manto de corrimiento afectado por algunas fallas. Su alimentación procede de la infiltración de parte del agua de lluvia, mientras que las salidas naturales se efectúan a través de surgencias situadas a distintas cotas.

El subsistema Hoyones-Sierra de Gaena drena por el Nacimiento de Zambra, situado a cota 500 m. El coeficiente de recesión de este manantial es relativamente alto (0,017 días<sup>-1</sup>), lo cual es característico de un comportamiento hidrodinámico poco inercial, propio de acuíferos con un elevado grado de karstificación.

El manantial de Jarcas constituye el punto de drenaje de la subunidad Cerro de Jarcas, cuya cota es la más de todas las surgencias del acuífero de Gaena (720 m). Los desfases de las crecidas respecto a las precipitaciones están relacionados con desplazamientos de la divisoria hidrogeológica que separa el flujo hacia Jarcas y hacia Zambra, conforme aumenta el espesor saturado por infiltración.

La subunidad Palojo-Puerto Escaño, por su parte, drena por el manantial del Castillejo, a 610 m de cota; su nivel piezométrico es relativamente más alto que el del subsistema Hoyones-Sierra de Gaena, lo cual no descarta la conexión hídrica entre



ambas subunidades. El coeficiente de recesión del Castillejo es de  $6,4 \times 10^{-3}$  días<sup>-1</sup>, relativamente bajo, indicando un comportamiento hidrodinámico modulador o poco kárstico.

El acuífero carbonatado de Gaena recibe una precipitación media anual de 929 mm. Los recursos renovables medios anuales son de 9 hm<sup>3</sup>/año, correspondiendo a una infiltración media bastante alta (64 % de la lluvia). La escorrentía superficial es prácticamente nula y se estima una ETR media del 36 % de la lluvia anual.

### ***Acuífero de Pollos o Jaula***

El acuífero de Pollos o Jaula cubre una superficie de 3 km<sup>2</sup>. Se trata de una escama de corrimiento con estructura de un sinclinal. Los niveles acuíferos corresponden a calizas oquerosas y carniolas del suprkuper, y a calizas y calizas dolomíticas del Lías inferior y medio de la Formación Gavilán. El substrato impermeable está formado por materiales del Trías, los cuales conforman todos los límites impermeables, salvo en el sector SE, donde corresponde a margas del Cretácico superior.

La alimentación se produce a partir de la infiltración del agua de lluvia. La descarga natural se lleva a cabo por el sector NO, donde se tienen las cotas más bajas del acuífero, a través de los manantiales de Fuente Dura (640 m) y Mansegar (630 m). El comportamiento hidrogeológico del sistema es bastante regulador, sin embargo hay diferencias de unos sectores a otros. Así en el Mansegar, el coeficiente de agotamiento es de  $7,7 \times 10^{-3}$  días<sup>-1</sup>, algo más alto que el de Fuente Dura ( $7,3 \times 10^{-4}$  días<sup>-1</sup>).

La precipitación media anual es de 837 mm. Los recursos hídricos medios anuales renovables son de 1 hm<sup>3</sup>/año, correspondiendo a una infiltración media del orden del 40 % de la lluvia. La ETR media es equivalente al 60 % de la lluvia total, ya que la escorrentía superficial se considera nula.

### ***Acuífero de la Gallinera***

El acuífero carbonatado de la Gallinera (1 km<sup>2</sup> de superficie) está constituido por calizas y calizas dolomíticas del Lías inferior y medio de 300 m de potencia. Su estructura corresponde a un anticlinal. El substrato lo conforman las formaciones del Trías.

La alimentación se produce a partir de la infiltración directa de parte del agua de lluvia. El drenaje natural se efectúa por los manantiales de Castilla (640 m) en el sector NE y las Cañas (740 m) en el sector SO. Su comportamiento hidrogeológico es bastante similar, sin embargo el coeficiente de recesión calculado para las Cañas ( $0,8 \times 10^{-4}$  días<sup>-1</sup>) es algo más bajo que el de Castilla ( $4 \times 10^{-4}$  días<sup>-1</sup>), indicando un mayor poder regulador del acuífero en su sector SO.

### ***Acuífero de la Loma de las Ventanas***

El acuífero de las Ventanas tiene una superficie reducida, inferior a 1 km<sup>2</sup>. Los niveles acuíferos de dolomías y calizas dolomíticas de la Formación Gavilán reposan



sobre el substrato triásico, sin que previsiblemente exista conexión hidráulica con el acuífero Rute-Horconera situado más al NO. La estructura del acuífero de las Ventanas corresponde a un anticlinal afectado por una falla inversa.

La alimentación se produce exclusivamente a través de la infiltración directa de parte de las lluvias. El drenaje natural se efectúa principalmente a través del manantial de los Juncas. La respuesta hidrodinámica de la surgencia muestra importantes desfases, los cuales están relacionados con un escaso desarrollo de la karstificación, o bien con una gran homogeneidad de la permeabilidad del macizo.

## HIDROGEOQUÍMICA

### *Caracterización hidrogeoquímica general del área de estudio*

La caracterización hidrogeoquímica general de los acuíferos kárstico-carbonatados estudiados, tanto en estiaje como en crecida, revela la existencia de 7 tipos diferentes de facies hidrogeoquímicas. Las más comúnmente encontradas son las facies bicarbonatada cálcica ( $\text{Ca-HCO}_3$ ), bicarbonatada cálcico-magnésica ( $\text{Ca-Mg-HCO}_3$ ) y bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica ( $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$ ). Se observan también, aunque con menor frecuencia, las facies sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica ( $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$ ) y mixtas. Existen, por otra parte, las facies sulfatada cálcica ( $\text{Ca-SO}_4$ ) y clorurada sódica ( $\text{Na-Cl}$ ), aunque son bastante raras.

Tanto en estiaje como en periodo de crecida se puede observar que en la gran mayoría de los puntos acuíferos existe saturación o sobre saturación respecto a la calcita. Este hecho no es muy habitual en acuíferos carbonatados con un buen desarrollo de la karstificación, lo que se podría pensar que los acuíferos de la región muestran una escasa heterogeneidad de la permeabilidad. No obstante, la existencia de procesos de dedolomitización puede explicar en parte el fenómeno. En otros casos (manantiales de zarza y Jarcas, por ejemplo) donde la presión parcial de  $\text{CO}_2$  del agua es próxima a la de la atmósfera o a la de aguas superficiales, es necesario admitir la existencia de desgasificación y pérdidas de  $\text{CO}_2$  en las proximidades de los manantiales, bien por la influencia de ciertos dispositivos de captación, bien por el debil espesor de la zona no saturada y a un desarrollo relativamente grande de los procesos de karstificación en ella.

No se han observado diferencias relevantes en la hidrogeoquímica de los acuíferos del área de estudio entre estiaje y crecida. Por el contrario, se asiste a una cierta homogeneización en el comportamiento entre esos dos periodos hidrológicos de características dispares. Es decir, en general se aprecia una gran constancia de la composición hidroquímica a lo largo del tiempo, siendo mucho mayor la variabilidad espacial que temporal, y eso a pesar de que las condiciones hidrológicas y de humedad fueron muy distintas de uno a otro muestreo.

El análisis de detalle de la hidrogeoquímica en estiaje y crecida de los puntos muestreados permitió establecer una clasificación sistemática de los distintos manantiales de la región. Un primer grupo (A) está constituido por aguas bicarbonatadas cálcicas. Salvo en la parte sur de la zona de estudio, estos manantiales

suelen encontrarse a cotas superiores a los 800 m. Un aspecto común entre ellos, es que constituyen un sistema de drenaje de cuencas subterráneas con superficies reducidas y con flujos locales (caudales, en general, inferiores a 1 l/s). Sin embargo, existen grandes diferencias hidrogeoquímicas entre todos estos puntos, lo que lleva a desglosarlos en dos subgrupos:

A<sub>1</sub>- Corresponde a manantiales que drenan formaciones acuíferas de gran potencial (calizas oolíticas, calizas y dolomías del Lías inferior y medio), pero en las que el rápido tránsito del agua a través de delgadas zonas no saturadas les impide alcanzar altos contenidos en magnesio y son de baja mineralización total; también suelen mostrar saturación o sobresaturación respecto a la calcita. Se trata de manantiales epikársticos o colgados a favor de niveles de baja permeabilidad o por la estructura tectónica. Suelen secarse en periodos muy secos.

A<sub>2</sub>- Está constituido por surgencias que drenan formaciones hidrogeológicas postliásicas poco permeables, como calizas nodulosas, calizas con sílex y calizas margosas, las cuales constituyen acuitardos y muestran escasos contenidos en dolomita. La mineralización total es relativamente más alta que en el caso anterior, pero las concentraciones en magnesio siguen siendo débiles.

Las aguas más mineralizadas (grupo B) corresponden a los puntos acuíferos más bajos de todo el área de estudio (altitud del orden de 500-600 m). Se distinguen dentro de este grupo los subtipos siguientes:

B<sub>1</sub>- Manantiales que drenan los grandes acuíferos kársticos de la región con flujos preferentemente regionales, donde las aguas subterráneas presentan largos recorridos desde la zona de recarga y, por consiguiente, mayores tiempos de contacto agua-roca. Estas surgencias se ubican, por regla general, en el contacto de las formaciones calizo-dolomíticas permeables con las arcillas y margas triásicas, ricas en yesos y en ocasiones halita, que inducen procesos hidrogeoquímicos de gran transcendencia. Suelen mostrar facies mayoritariamente Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> y Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>. La facies Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> está también presentada, aunque es bastante menos frecuente que las anteriores.

B<sub>2</sub>- Comparten las mismas características hidrogeológicas que B<sub>1</sub>, pero en estos manantiales la influencia de las evaporitas triásicas es manifiesta, imponiendo la evolución hidrogeoquímica de las aguas en varios sentidos. El caso más extremo es el cambio de la facies hidrogeoquímica del agua hacia aguas claramente sulfatadas cálcicas o incluso cloruradas sódicas.

B<sub>3</sub>- Surgencias de escaso caudal y acuíferos asociados de poco interés hidrogeológico, que drenan afloramientos pequeños y discontinuos de dolomías y carniolas triásicas. Suelen mostrar facies Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> o mixta.

En definitiva, en la zona de estudio es posible establecer una serie de criterios geológicos e hidrogeológicos para clasificar los distintos puntos acuíferos presentes. Así, se pueden enumerar los siguientes: cota del punto; dimensiones de la zona de recarga y espesor de la zona no saturada; formaciones geológicas que atraviesa el flujo antes de

alcanzar el manantial, su litología (caliza puras, dolomías, yesos, halita, celestina, etc.) y sus características hidrogeológicas (acuíferos o acuitardos) e hidrodinámicas (permeabilidad y transmisividad); presencia circunstancial de formaciones geológicas poco permeables intercaladas, las cuales juegan el papel de substrato o de barrera hidrogeológica al flujo subterráneo.

Los contenidos en el ion nitrato son bastante altos en muchos de los manantiales de la región. Más del 30 % de las surgencias registran concentraciones superiores a 40 mg/l, como consecuencia de la existencia de claros procesos de contaminación por actividades agrícolas, especialmente las ganaderas que se desarrollan justo encima de los afloramientos carbonatados, pero también por fertilizantes de olivares cercanos y en menor medida por vertidos de aguas residuales urbanas o pozos negros.

### ***Hidrogeoquímica de los distintos acuíferos kárstico-carbonatados***

La caracterización hidrogeoquímica espacial y temporal de los acuíferos kárstico-carbonatados del sur de Córdoba permite avanzar algunas conclusiones de interés a nivel regional y desde el punto de vista puramente científico, las cuales detallaré a continuación.

La variabilidad hidroquímica estacional de los manantiales estudiados depende a igualdad de otros factores, del funcionamiento hidrodinámico (flujo difuso o en conducto) y de la lejanía o cercanía de las áreas de alimentación a los mismos, estableciendo respuestas físicas de flujo rápidas o retardadas, sin dejar de considerar la importancia del estado libre o confinado de los acuíferos. En muchas surgencias, las primeras lluvias de Noviembre de 1995, tras un prolongado período de sequía, producen una ligera dilución de las aguas de las surgencias. En cambio, durante el período de recarga más intensa (finales de Diciembre de 1995 a Febrero de 1996), en la mayoría de las surgencias tiene lugar un sensible aumento de la mineralización cuya explicación está en el drenaje preferente de aguas con mayor mineralización y gran tiempo de contacto con la roca. Este fenómeno (efecto de flujo pistón) es sólo aparente, ya que no se aprecia durante la crecida del año hidrológico siguiente; más bien se ve todo lo contrario, es decir, una dilución bastante generalizada.

Puesto que las características hidrodinámicas de los acuíferos no se pueden considerar variables en tan corto intervalo de tiempo y, por el contrario, sí lo son en el espacio, la única explicación de estos fenómenos debe ser climatológica. Así, la recarga tan intensa que tiene lugar en el primer ciclo no da tiempo a que se produzca una buena mezcla de las aguas de infiltración con las previamente almacenadas en la zona saturada, cosa que sí parece ocurrir en el segundo ciclo hidrológico.

El flujo pistón explica también el hecho de que en el estiaje del año 1995-96, la conductividad eléctrica de algunos manantiales sea mayor que en el estiaje del año seco anterior.

La variabilidad espacial del quimismo de las aguas subterráneas depende, en gran parte, de los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar, a veces ligados al funcionamiento hidrodinámico, aunque en ocasiones no. En general, las reacciones

químicas más comunes son las de disolución de calcita y dolomita, responsables en definitiva de la facies hidrogeoquímica bicarbonatada cálcico magnésica predominante. La influencia hidroquímica del substrato detrítico-evaporítico es determinante en los equilibrios químicos del agua subterránea en muchos de los manantiales estudiados. La disolución irreversible de los yesos de los materiales triásicos inducen claros procesos de dedolomitización. La halita, por su parte, es la responsable de los altos contenidos en cloruros y sodio. La celestina, ligada a los yesos triásicos, es la principal fuente de suministro de estroncio a las aguas subterráneas. La modelización hidrogeoquímica ha sido una herramienta importante a la hora de afirmar y cuantificar los procesos hidrogeoquímicos citados anteriormente.

El análisis de las relaciones iónicas de las aguas subterráneas estudiadas permite trazar su evolución geoquímica y poner de manifiesto la existencia de fenómenos de intercambio iónico, aparte de procesos de disolución de calcita, dolomita y yeso. La existencia de un substrato triásico bastante arcilloso y de aguas de distinta salinidad en el seno de los sistemas acuíferos kársticos del área de estudio favorecen la ocurrencia de fenómenos de intercambio iónico de calcio y/o magnesio de las rocas por el sodio del agua subterránea.

La variabilidad hidrogeoquímica temporal de los manantiales kársticos no permite establecer en muchos casos las características estructurales e hidrodinámicas de los acuíferos que los alimentan, pues la composición química de las aguas subterráneas en estos karst no es únicamente función del comportamiento hidrogeológico, o -lo que es lo mismo- de la funcionalidad de su red kárstica y fisural (flujo difuso o en conducto), sin embargo el grado de karstificación es un factor más que hay que considerar.

El comportamiento hidrogeoquímico de los manantiales investigados se ve influido también por la variabilidad espacial y temporal de recarga, por la extensión de la cuenca vertiente, los espesores de la franja de infiltración y de la zona saturada, la geometría del acuífero y la profundidad del flujo. Los aspectos hidrodinámicos afectan fundamentalmente al tiempo de tránsito y contacto agua-roca, lo cual permite que se produzca una segregación de facies hidroquímicas en el sentido del flujo, evolucionando de bicarbonatadas cálcicas a cálcico-magnésicas. En principio, este proceso es independiente de la litología, y sólo tiene que ver con la cinética de disolución de la calcita y la dolomita; ambos minerales forman parte de la roca acuífera.

Otras tendencias observadas en el sentido del flujo, hacia aguas sulfatadas cálcicas o cloruradas sódicas, son consecuencia de la influencia heterogénea de los materiales del substrato triásico, en principio poco permeable, aunque no tanto a la vista de las formas kársticas que desarrollan las evaporitas y los rendimientos en ciertas obras de captación ubicadas en esos materiales. El aporte de sulfatos desde estas rocas basales conlleva también un cierto proceso de dedolomitización que repercute considerablemente en la composición química de algunas aguas subterráneas.

El empleo de diversos métodos hidroquímicos e hidrodinámicos, a la hora de establecer el tipo de flujo dominante en estos acuífero, conduce a veces a resultados contradictorios, en ocasiones fácilmente explicables y en otras no. Así, el criterio de saturación o sobresaturación en especies minerales, no parece tener aplicación en esta

región, a causa de la fuerte pérdida de  $\text{CO}_2$  del agua, escasez y variabilidad de las precipitaciones y la existencia de dedolomitización.

La complejidad hidrogeológica e hidrogeoquímica de los acuíferos kársticos estudiados es todavía mayor si cabe si tenemos en cuenta que en un mismo manantial pueden confluir sistemas de drenaje muy diferentes, cada uno con aguas propias, las cuales se mezclan en distintas proporciones según la época del año. El ejemplo más notable es el manantial Hoz-1, principal surgencia del entorno del Río de la Hoz, donde las aguas superficiales infiltradas en el cañón situado aguas arriba de la surgencia compiten con las propias del acuífero. Esta mezcla condiciona fuertemente la variabilidad hidroquímica estacional de este importante manantial.



## **BIBLIOGRAFÍA**



## **BIBLIOGRAFÍA**

- AMA, (1971). Estudio agrobiológico de la provincia de Córdoba.
- Antigüedad, I. (1986). Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizabal. Contribución a la investigación de los sistemas acuíferos kársticos. Tesis Doctoral Univ. País Vasco, 338 p.
- Antigüedad, I. y García de Cortazar, A. (1988). About the hydrogeological and hydrochemical behaviour of the karstic areas in the Basque country (northern Spain, Europe). Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection. IAH 21 st congress. Guilin. China. XXI, parte 1. 309-314.
- Antigüedad, I., Ibarra, V. y Morales, T. (1990). Expériences de traçages des systèmes karstiques en Biscaye (Pays Basque). Memoires, 22<sup>nd</sup> Congres, IAH. Vol, XXII. Lausanne.
- Antigüedad, I. y Sancho, V. (1988). Caracterización hidroquímica temporal en acuíferos carbonatados del País Vasco. Congreso Geológico de España. Comunicaciones, 2. 351-354.
- Appelo, C. and Postma, D. (1993). Geochemistry, groundwater and pollution. Ed. Balkema, 536 p. Rotterdam.
- Appelo, C. A. J y Willemsen, A. (1987). Geochemical calculation and observations on salt water intrusions. I A combined geochemical/mixing cell model. J. Hydrol., 94: 331-330.
- Appelo, C. A. J.; Willemsen, A., Beekman, H. E. y Griffioen, J. (1990). Geochemical calculations and observations on salt water intrusions. II Validation of geochemical transport model with column experiments. J. Hydrol., 120: 225-250.
- Arjona Castro, A. (1991). Historia de la villa de Zuheros y de la Cueva de los Murciélagos. 80 pp. Baena.
- Atkinson, T.C. (1977). Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). J. Hydrol., 35, 93-110.
- Ayora, C., Taberner, C., Saaltink, M.W. and Carrera, J. (1998). The genesis of dedolomites: a discussion based on reactive transport modeling. J. Hydrol., 209 (1-4), 346-365.
- Back, W., (1966). Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in the northern part of the Atlantic Coastal Plain. US. Geol. Prof. paper 498-A, 42 p.
- Bach, W., Hanshaw, B., Plummer, L.N., Rahn, P.H., Rightmire, C.T. y Rubin, M., (1983). Process and rate of dedolomitization: mass transfer and <sup>14</sup>C dating in a regional carbonate aquifer. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 1415-1429.

- Bakalowicz, M. (1976). Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. 2<sup>ème</sup> coll. Hydrol. Pays calcaires, 25, 3<sup>ème</sup> série, Univ. Besançon, 49-57.
- Bakalowicz, M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode nouvelle. C. R. Acad. Sc. Paris, 284, 2463-2466.
- Bakalowicz, M., (1979, a). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doct. ès Sci. Nat. Univ. P. et M. Curie. Paris 6. 269 p.
- Bakalowicz, M., (1979, b). L'anhydrite carbonique dans la karstogénèse. Proc. internat. Symposium on karstic erosion. Aix-en-Provence, 41-48.
- Bakalowicz, M. (1980). Un précieux informateur hydrogéologique: le système chimique CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-Carbonate. Coll. cristallisation, déformation, dissolution des carbonates, 17-18 Novembre, Bordeaux, 11-23.
- Bakalowicz, M., (1984). Water chemistry of some karst environments in Norway. Norsk. Geogr. Tidsskr. 38, 3-4. 209-214.
- Bakalowicz, M., (1994). Water geochemistry: water quality and dynamics. J., Gibert; D. L. Danielopol et J. A Stanford de. Groundwater Ecology. Academic Press, San Diego. 97-127.
- Bakalowicz, M., (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. Hydrogéologie. N° 4, 3-21.
- Ball, J.W y Nordstrom, D.K. (1991). User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace and redox element in natural waters. US Geol.Surv. Open-File Rep. 91-183, 189 p.
- Benavente, J. (1982). Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 435 p.
- Bischoff, J.L., Juliá, R., Shanks, W.C. and Rosenbauer, R.J. (1994). Karstification without carbonic acid: Bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. Geology, 22, 995-998.
- Blankenship, C.L. (1992). Structure and paleogeography of the external Betic Cordillera, southern Spain. Mar. Petrol. Geol. 9, 256-264.
- Bouamama, M., López Chicano, M. y Pulido Bosch, A. (1996). Comportamiento hidrogeoquímico estacional de los principales manantiales kársticos del Sur de Córdoba (Parque Natural de las Sierras Subbéticas). IV Simp. Agua en Andalucía, 2: 37-47. Almería.

- Bögli, A. (1980). Karst hydrology and physical speleology. Springer-Verlag, Berlin, 284 pp.
- Bonacci, O. (1987). Karst hydrology. With special reference to the dinaric karst. Springer Series in Physical Environment, 2. 184 p.
- Botton, R. (1984). Etude hydrogéologique de l'infiltration et de la zone noyée d'un aquifère karstique sur un champ de forage. Doct. 3ème cycle. CERGH., Univ. Montpellier II, 275 p.
- Brinkmann, R. y Gallwitz, H. (1933). El borde externo de las cadenas béticas en el sureste de España. Publ. Extr. Geol. de Esp. Inst. Lucas Mallada., V: 167-290. (Publ. en 1950 en castellano).
- Busenberg, E. y Plummer, L.N. (1982). The kinetics of dolomite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 1.5 ° to 65 °C and 0.0 to 1.0 atm CO<sub>2</sub>. Am. J. Sci., 282, 451-478.
- Busnardo, R. y Chenevoy, M. (1962). Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie, leur différenciations pegmatiques alcalines et auréoles de métamorfisme. Bull. Soc. Géol. France, 7, 2: 278-287.
- Busnardo, R. (1979). Prébétique et Subbétique de Jaen a Lucena (Andalousie). Le Lias. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 74: 140pp.
- Cáliz, F. (1968). Estudio geológico de la Sierra de Albayate y Sierra de los Judíos. Tesis de Licenciatura Univ. Granada (inédita)
- Cano Medina, F. (1990). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1007 (Rute) del mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE, serie MAGNA.
- Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Calvo, J.P., Hoyos, M. and Ordóñez, S. (1996). Dedolomites associated with karstification. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid Basin, Central Spain. Carbonates and Evaporites, 11 (1), 85-103.
- Carandell, J. (1922). "Notas acerca de una excursión geográfica a Priego de Córdoba y sus alrededores". Bol. R. Soc. Esp. hist. Nat., 22: 72-81.
- Carandell, J. (1926). Itinirario de Cabra a Loja. Excursión A-5. De Sierra Morena a Sierra Nevada (Reconocimiento orogénico de la región Bética). XIV Cong. Geol. Inter., Inst. Geol. España. Madrid, pp. 59-75.
- Carandell, J. (1927). Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. Bol. R. Soc. Esp. hist. Nat., 27: 399-411.
- Carandell, J. (1928). Segunda nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. Bol. R. Soc. Esp. hist. Nat., 28: 75-77.

- Cardenal, J., (1993). Hidrogeología del sector Sierra de Lújar-Albuñol (provincia de Granada). Contribución de la hidrogeoquímica al conocimiento de acuíferos carbonatados fisurados en áreas mediterráneas montañosas. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 402 p.
- Cardenal, J., Benavente, J. y Cruz-Sanjulián, J.J. (1994). Chemical evolution of groundwater in Triassic gypsum-bearing carbonate aquifer (Las Alpujarras, southern Spain). *Journal of Hydrology*. 161, 3-30.
- Castillo, A.; Carmona, J.; Medina, J. M. y Molina, J. M. (1984). Estudio de un sistema acuífero carbonatado situado al noreste de Priego de Córdoba (Subbético medio, Cordilleras Béticas). I Congr. Esp. Geol., Segovia,: 99-108.
- Castillo, E. y Padilla, A. (1993). Regulation possibilities for The La Hoz karstic spring. In Pulido-Bosch, A.(ed.) Some Spanish karstic aquifers. Ed. Universidad de Granada: 19-36. Granada.
- Chapelle, F.H., (1983). Groundwater geochemistry and calcite cementation of the Aquia Aquifer in southern Maryland. *Water Resources Research*. Vol. 19, nº 2, 545-558.
- Chebotarev, I.I., (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, 137-170, 198-212.
- Coutagne, A. (1954). Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*: pp 360-369.
- Cowell, D.P. y Ford, D.C. (1983). Karst hydrology of the Bruce Peninsula, Ontario, Canada. *J. Hydrol.*, 61, 163-168.
- Crowther, J. y Pitty, A.F., (1982). Water temperature variability as an indicator of shallow-depth groundwater behaviour in limestone areas in west Malaysia. *Journal of Hydrology*, 57. 137-146.
- Cruz Sanjulián, J. (1976). Sobre la temperatura límite del termalismo. *Tecniterrae*, 12: 45-54.
- Custodio, E. (1986). Hidroquímica del karst. *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, 2: 131-180.
- Custodio, E y Llamas, M.R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega, Barcelona, 2359 p.
- Dabrio, C.J. (1969). Estudio geológico del sector Iznájar-Sierra de Rute (Zona Subbética). Tesis de Licenciatura Univ. Granada (inérita).

- Dabrio, C.J. , Gonzales-Donoso, J.M. , Rivas, P. y Vera, J.A. (1970). Itinerario geológico Granada-Illora-Montefrío-Algarinejo-Rute-Priego de Córdoba. Publ. Dpto. Estratigrafía. Univ. Granada. 31 pp..
- Dabrio, C.J., Gonzales -Donoso, J.M. , Rivas, P. y Vera, J.A. (1971). Geology of the Sub-betic zone. Guidebook Tenth Internat. Field Inst. A. G. Y. , pp. 171-196.
- De Góngora y Martínez, M. (1868). Antigüedades Prehistóricas de Andalucía. 158 pp. Madrid.
- Delannoy, J.J. , Díaz del Olmo, F. y Pulido Bosch, A. (1989). Réunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens D'Andalousie occidentale, J. J. Delannoy, F. Díaz del Olmo y A. Pulido Bosch (eds.), Sevilla, pp. 105-181.
- Díaz de Neira Sanchez, J.A.; Enrile Albire, A.; Hernaiz Huerta, P.P.; y López Olmedo, F. (1992). Mapa y memoria explicativa de la hoja 990 (Alcalá la Real) del mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Segunda edición, serie MAGNA.. ITGE.
- Díaz del Olmo, F.; Lhenaff, R.; Baena, R.; Alvarez, G.; Molina, J. y Vera, A. L. (1989). Karst du massif de Cabra (Subbétique Externe) et travertin de Priego (Sierra Horconera, Subbétique Moyen) (Córdoba). In: (Delannoy, J. J.; Díaz del Olmo, F. y Pulido Bosch, A. (1989) "Réunion Franco-Espagnol sur les karst méditerranéens": 25-62.
- Díaz del Olmo, F.; Baena, R.; Alvarez, G. y Vera, A.L. (1990). Travertino de Priego de Córdoba: Vª Reunión de campo de AEQUA-Andalucía. Sur de Córdoba (Lucena-Priego de Córdoba): 4-11.
- Drake, J.J. y Harmonm, R.S. (1973). Hydrochemical environments of carbonate terrains. *Water Resources Research*, 9: 949-957.
- Dreiss, S.J., (1989). Regional scale transport in karst aquifer. 1. Component separation of spring flow hydrographs. *Water Resources Researsh*, 25: 117-125.
- Drever, J.I. (1997). The geochemistry of natural water. Surface and Groundwater Environments. Prentice Hall, New Jersey, 436 p.
- Drogue, C. (1971). De l'eau dans le calcaire. *Science Progrès Découverte*, 3443: 39-46.
- Drogue, C. (1982). L'aquifère karstique: un domaine perméable original. *Le Courrier du C.N.R.S.*, 4: 18-23.
- Drogue, C. (1983). Le milieu fissuré. *Hydrogéologie-Géologie de l'Ingénieur*, 1: 17-23.
- Ede, D.P. (1972). Comment on "seasonal fluctuations in the chemistry of limestone spring" by Evan T. Shuster and William B. White. *J. Hydrol.*, 16, 53-55.

- Edmunds, W.M. y Lloyd, J.W., (1979). Application de la géochimie dans les études hydrogéologiques au Royaume-Uni. Bull. BRGM. (2), III, n° 3. 319-333.
- Esteller, M.V. y Morell, I (1996). Caracterización de los manantiales de borde del acuífero de la Plana de Castellón. Propuestas de Gestión. Publicaciones de la Univ. Jaume I, Col·lecció summa, Ciències experimentals, n° 4, 191-207.
- Fallot, P. (1927). Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra. C. R. Acad. Sc. Paris, 185: 1287-1289.
- Fallot, P. (1928). Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. II: Sur les marnocalcaires rouges senoniens des environs de Priego de Córdoba. Bol. R. Soc. Esp. hist. Nat., 28: 105-110.
- Fallot, P. (1930). Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes Bétique et subbétique. Livre jubilaire. Soc. Geol. France, pp. 279-305.
- Fallot, P. (1931-1934). Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides Espagnoles. Geol. Médit. Occid. Barcelona. IV. Introduction (1931), pp. 1-8; I: Le Trias (1931), pp. 9-28; II: Le Lias (1932), pp. 29-64; III: Le Dogger (1933); pp. 65-72; IV: Le Jurassique supérieur (1934), pp. 73-118.
- Fallot, P. (1943). El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas. Mem. Inst. Invest. Lucas Mallada. CSIC, 110 pp.
- Fallot, P. (1948). Les Cordilleres Bétiques. Est. Geol., 8: 83-172.
- Felgueroso, C. y Coma, J.E. (1962). Nota sobre el Subbético de la provincia de Córdoba. Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, 65:101-104.
- Felgueroso, C. y Coma, J.E. (1964). Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba. Bol. Inst. Geol. Min. España, 75: 111-209.
- Felgueroso, C. y Coma, J.E. (1967). Estudio hidrogeológico de la parte más meridional de la provincia de Córdoba. Area situada en las hojas de Lucena, Puente Genil, Baena y Montilla. Bol. Inst. Geol. Min. España, 78: 49-91.
- Fernández Rubio, R. (1975). Identificación de hidrotermalismo y aplicación a la zona meridional de la provincia de Granada. Tecniterrae, 7: 38-50.
- Fidelibus, M.D y Tulipano, L. (1990). Major and minor ions as natural tracer in mixing phenomena in coastal carbonate of Apulia. In : Kozerski, B. Y Sauriski, A. (Ed). Proc. 11 th Salt Water intrusion Meeting. Gdansk.
- Fontbote, J.M. (1970). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja n° 96 (Córdoba) a escala 1:200.000; Síntesis de trabajos existentes. Inst. Geol. Min.



España.

Freeze, R.A. y Cherry, J.A. (1979). *Groundwater*, 604 pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J..

García Dueñas, V. (1967). Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona subbética. *Not. Com. Ins. Geol. Min.*, 101-102: 73-100.

Garrels, R.M. y Christ, C.I. (1965). *Solutions, minerals and Equilibria*. Ed. Harper & Row, 450 p. New York.

Gavrilov, A.V. (1965). On the problem of the influence of karst on the hydrological regime of rivers. *Act. Coll. Dubrovnik. AIHS. UNESCO*, 73. 544-536.

Giménez, E. (1994). Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la plana de Castellón (España). Tesis Doctoral Univ. Granada, 390 p.

Girona, J.M., (1978). Introduction à l'étude de la zone non saturée d'un milieu carbonaté fissuré: forme des écoulements, thermométrie. *Doct. 3ème cycle. Laboratoire d'Hydrogéologie. Univ. Montpellier II*, 95 p.

Grillot, J.C., Ralaimaro, J. y Arthaud, F., (1993). Aquifères karstiques et caractéristiques physico-chimiques des eaux à l'étiage: exemple de la zone tropicale de l'hémisphère sud (Madagascar). *Hydrogéologie*, n° 3, 199-206.

Grupo de Espeliólogos Granadinos, (1978). La sima de la Camorra o del Tesoro, Cabra de Córdoba -165 m.. *Memoria actividades 1987*: 12-18. Granada.

Grupo de Espeliólogos Granadinos, (1979). La sima de Cabra. (ficha de ejemplo insertada en el trabajo: *Normas y conceptos para el . . .*). *Andalucía Subyerránea*, 1: 6-27. Granada.

Hanshaw, B.B., Busby, J. y Lee, R.W., (1978). Geochemical aspect of the Madison aquifer system. *Montana Geological Society 24th Annual Conference Williston Basin Symposium*. Billing, Montana. 385-389.

Hanshaw, B. B. y Back, W., (1979). Major geochemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *Journal of Hydrology*, 43. 287-312.

Hendrickson, G.F. and Krieger, R.A. (1964). Geochemistry of natural water in the Blue Grass Region, Kentucky. *U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1700: 1-135.

Herczeg, A.L., Torgersen, T., Chivas, A.R. y Habermehl, M.A., (1991). Geochemistry of groundwater from the great Artesian Basin, Australia. *Journal of hydrology*. 126, 225-245.

Hernaiz Huerta, P. P.; Díaz de Neira Sanchez, J. A.; Enrile Albire, A. y López Olmedo,

- F. (199 ). Mapa y memoria explicativa de la hoja 989 (Lucena) del mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Segunda edición, serie MAGNA.. ITGE.
- Hess, J.W. y White, W.B., (1992). Groundwater geochemistry of carbonate karst aquifer, Southcentral Kentucky, U.S.A. *Appl. Geoch.*, 8, 189-204.
- IGME, (1982-83). Proyecto de investigación hidrogeológica infraestructural de los sistemas acuíferos 30 y 31. Cuenca alta del Guadalquivir. Inédito.
- IGME (1985). Mapa y memoria explicativa de la hoja 967 (Baena) del mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000. Serie MAGNA.
- ITGE, (1993). Propuesta de normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección a embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la cuenca del Guadalquivir.
- Jacobson, R.L. y Langmuir, D. (1974). Controls on the quality variations of some carbonate spring waters. *J. Hydrol.*, 23, 247-265.
- Khan, R.A. ; Ferrell, R.E. y Billings, G.K. (1972). The genesis of selected hydrogeochemical facies in Baton Rouge, Louisiana. *Groundwater*. v. 10, n° 4, 14-20.
- Kiraly, L. (1975). Rapport sur l'état actuel de connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger, A. Y Dubertret, L. (Eds). *Hydrogeology of Karstic Terrains*. I.A.H.: 53-57.
- Kiraly, L. (1977). La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition. *Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel*, 2: 83-216.
- Kiraly, L. (1979). Remarques sur la simulation des failles et de reseau karstique par element finis dans les modèles d'écoulement. *Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel*, 3: 155-167.
- Kiraly, L. y Müller, I., (1979). Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst: effet sur la variation du chimisme des sources karstiques. *Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel*, 3, 237-285.
- Komor, S.C., (1994). Geochemistry and hydrology of a calcareous fen within the Savage Fen wetlands complex, Minnesota, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 58. n° 16, 3353-3367.
- Lamolda, M. (1970). Estudio geológico de la Sierra de Gaena y Cerro de Jarcas. Tesis de Licenciatura Univ. Granada (inédita).
- Langmuir, D. (1971). The geochemistry of some carbonate groundwaters in central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 1023-1045.

- Langmuir, D. (1997). *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, USA. 600 p.
- Lastennet, R. (1994). *Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse)*. Thèse Doctorat, Sciences de la Terre. Hydrogéologie. Univ. d'Avignon et des pays de Vaucluse, 239 p.
- Lastennet, R.; Puig, J. M.; Emblanch, C. y Blavoux, B. (1995). *Influence de la zone non saturée sur le fonctionnement des systèmes karstique. Mise en évidence dans les sources du Nord-Vaucluse*. Hydrogéologie, n° 4, 57-66.
- Lawrence, A. R.; Lloyd, J.W. y Marsh, J.M. (1976). *Hydrochemistry and ground-water mixing in part of de Lincolnshir limestone aquifer, England*. Ground Water, 14:No 5, 320-327.
- Lepiller, M y Mondain, P. (1986). *Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique*. Hydrogéologie, 1, 33-52.
- Lhenaff, R. (1977-81). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centre-occidental (Espagne)*. Thèse Univ. Lille III, Paris, 713 pp.
- López Chicano, M. (1992). *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga)*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 429 p.
- López Chicano, M.; Pulido Bosch, A; Cherif, L. y Castillo, A. (1997). *Interpretación preliminar de las variaciones de temperatura y conductividad del agua en dos manantiales correspondientes al sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda*. Publicaciones de la Univ. Jaume I, Col·lecció summa, Ciéncias experimentales, n° 4, 87-105.
- López Chicano, M.; Orterga Gomez, J.A. y Ranchal Avila, J.A. (1994). *El Carmonil (Cabra, Córdoba). Rápida aparición y evolución de una cavidad en yesos triásicos*. Espeleotemas 4, p. 25-30.
- López Vera, F. y García-Cuena, S. (1975). *Cálculo de la infiltración eficaz en materiales cársticos. Aplicación al macizo Cárstico de Cabra (Córdoba)*. Tecniterrae, n° 5, 32-41.
- Louis, C. (1968). *Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux*. E.D.F. Bull. Direc. Et. Et Rech., 3: 5-132.
- Louis, C. (1974). *Introduction à l'hydraulique des roches*. Bull. B.R.G.M., 3, 4: 283-356.

- Maillet, E. (1905). *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*. Ed. Hermann Paris, 218 p.
- Mallada, L. (1880). Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, VII: 1-55.
- Marjolet, G. et Salado, J. (1975). Contribution á l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault). Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier, 163 p.
- Martin, J.M. (1980). The dolomites of the Betic Cordilleras. PhD. Thesis, Univ. Granada, 201p.
- Mazor, E. (1985). Mixing in natural and modified grtound-water system: detection and implication on quality and management. *Proc. of the Jerusalem Symp. Sept. IAHS. Publ. No. 153*, 241-252.
- Mazor, E. y Vautaz, F.D. (1990). Hydrology of a spring complex, studied by geochemical time-series data, Aquarossa, Switzerland. *Appl. Geoch. Vol. 5*, pp. 563-569.
- Molina, J. M.; Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1983). Discontinuidades sedimentarias y procesos relacionados en el jurásico medio-superior-Cretácico de la Sierra de Cabra (Subbético Externo, Crdilleras Béticas). *Comunic. X congreso Nacional de Sedimentología., Menorca*, pp. 5. 12-5. 17.
- Molina, J.M. (1987). Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén). Tesis Doctoral Univ. Granada, 518 pp.
- Morell, I. y Esteller, M.V. (1994). Estudio de las características hidrodinámicas e hidrogeoquímicas del acuífero Algar-Quart a partir del estudio de la surgencia de la Font de Quart (Castellón-Valencia, España). Pulido Bosch *et al.*, Eds, Univ. Granada. 175-194.
- Moreno Rosa, J. (1977). El grupo G.E.A.L. explora la sima de Cabra. *El Egabrense*, 27 de Agosto. Cabra.
- Mudry, J. (1982). Etude du fonctionnement hidrodinamique de l'aquifere karstique de la Fontaine de Vaucluse (SE de la France) a partir des anlyses phisico-chimiques hebdomadaires (cycle 1981-1982). *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol. mem.*, 1: 191-204.
- Mudry, J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse Doct. ès Sci. Nat. L'UFR des Sciences et Techniques de Franche Compte-Besançon, 311 p.
- Mudry, J. (1991). L'analyse discriminante, un puissant moyen de validation des hypothèses hydrogéologiques. *Revue Sci. Eau*, 4. 19-37.

- Mudry, J. y Blavoux, B. (1986). Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères du Sud-Est de la France. *Hydrogéologie*, 1, 53-59.
- Mudry, J.; Kiraly, L. y Müller, I. (1979). Analyse multivariée du chimisme de quelques sources karstiques du Jura Suisse et Franc-Comtois. *Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel*, 3, 183-221.
- Novak, S.A.; y Eckstein, Y. (1988). Hydrochemical characterization of brines and identification of brine contamination in aquifers. *Ground Water*. Vol., 26, n° 317-324.
- Ordoñez, S. y Felipe, J. (1988). Modelización matemática de la hidroquímica de un macizo dolomítico-yesífero. *Estud. Geológ.*, 44, 99-105.
- Ortega Alba, F. (1974). El Subbético de Córdoba. *Cuad. Geogr.*, 4: 5-56.
- Ortega Alba, F. (1975). El Sur de Córdoba. *Publicaciones Caja sur*, 2vol.
- Padilla, A. (1990). Los modelos matemáticos aplicados al análisis de los acuíferos kársticos. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 267 pp.
- Palmer, C.D. y Cherry, J.A. (1984). Geochemical evolution of groundwater in sequences of sedimentary rocks. *J. Hydrol.*, 75, 27-65.
- Parkhurst, D.L. (1995). User's- to PHREEQC -A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport and inverse geochemical calculations. U.S. Geol. Surv. Water-Resources Investigations Report 95-4227.
- Parkhurst, D.L.; Plummer, L.N. y Thorstenson, D.C. (1982). BALANCE- A computer program for calculating mass transfer for geochemical reactions in ground water. U.S. Geol. Surv. Water-Resources Investigations Report 82-14. 92 p.
- Peyre, Y. (1960-62). Etat actuel de nos connaissance sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversal de Malaga. *Faits nouveaux, problème et hypothèses. Livre Mem. Prof. Fallot, Soc. Géol. France*, 1: 199-208.
- Peyre, Y. (1962). El subbético con Jurásico margoso o subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 67:133-144.
- Peyre, Y. (1974). Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères Bétiques. España). *Thèse Doct. Univ. Paris*, 528pp.
- Pezzi, M.C. (1977). Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. Tesis Doctoral Univ. Granada. *Cuad. Geogr. Univ. Granada*, s.m.-2, 289pp.
- Plummer, L.N.; Vacher, H.L. ; Mackenzie, F.T. ; Brcker, O.P. y Land, L.S. (1976).

- Hydrogeochemistry of Bermuda : A case history of ground-water diagenesis of biocalcarenes. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 87 : 1301-1316.
- Plummer, L.N.; Presteman, E.C. y Parkhurst, D.L. (1991). An interactive code (NETPATH) for modeling NET geochemical reactions along a flow PATH-Vesion 2.0. U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep. 94-4169, 130 p.
- Plummer, L.N. y Back, W. (1980). The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems. *Am. Jour. of Sciences*, 280, 130-142.
- Plummer, L.N.; Busby, J.F.; Lee, R.W. y Hanshaw, B.B. (1990). Gechemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and Soth Dakota. *Water Resources Research*, 26: 1981-2014.
- Plummer, L.N.; Jones, B.F. y Truesdell, A.H. (1984). WATEQF - a FORTRAN IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. U.S. Geological Survey. *Water Resources Investigations*, 76-13, 70 p. Reston.
- Plummer, L.N.; Parkhurst, D.L. y Thorstenson, D.C. (1983). Development of reaction models for groundwater systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 665-686.
- Plummer, L.N.; Presteman, E.C. y Parkhurst, D.L. (1991). An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path. U.S. Geological Survey. *Water Resources Investigations*, 91-4078.
- Plummer, L.N., Wigley, T.M.L. y Parkhurst, D.L. (1978). The kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5 ° to 60 °C and 0.0 to 1.0 atm CO<sub>2</sub>. *Am. J. Sci.*, 278: 179-216.
- Postma, D.; Boesen, C.; Kristiansen, H. y Larsen, F. (1991). Nitrate reduction in an unconfined sandy aquifer: water chemistry, reduction processes and geochemical modeling. *Water Resour. Res.*, 27: 2027-2045.
- Pulido Bosch, A. (1980). Datos hidrogeológicos sobre el borde Occidental de Sierra Nevada. *Fund. J. March., Serie Univ.*, 123, 13-23.
- Pulido Bosch, A. (1979). Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético nororiental (provincias de Valencia y Alicante). Tesis Doct., Univ. Granada, Mem. IGME, 95, 410p.
- Pulido Bosch, A. (1986). Reflexiones sobre hidrogeología kárstica basadas en ejemplos de las Cordilleras Béticas. *Jornadas sobre el karst en Euscadi*, San Sebastián, 2: 31-50.
- Pulido Bosch, A. (1988). La surexploitation de certains aquifères karstiques d'Alicante (Est d'Espagne). *Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neûchatel*, 8: 49-60.



- Pulido Bosch, A.; Calaforra, J.M. y Padilla, A. (1986). Rsgos climatológicos de la cuenca del río Adra (Almería). II Simp. Agua en Andalucía, 2: 637-649.
- Pulido Bosch, A. y López Chicano, M. (1993). Estudio hidrogeológico de la Fuente del Rey (manantial de la Salud) y su entorno (Priego de Córdoba). Informe para el Excmo. Ayuntamiento de Priego de Córdoba. Inédito. 137 p.
- Pulido Bosch, A.; Morell, I. y Andreu, J.M. (1995). Hydrogeochemical effect of ground-water mixing of the Sierra de Crevillente Aquifer (Alicante, Spain). Environ. Geol., 26 : 232-239.
- Pulido Bosch, A.; Morell, I. y Andreu, J.M. (1996). Modifications hydrogéochimiques provoquées par la surexploitation d'un aquifère karstique. C.R. Acad. Paris, 323 (II) a : 313-318.
- Pulido Bosch, A.; López Chicano, M.; Pulido Bosch, M. y Bouamama, M. (1995). Problemática general de los parques naturales en áreas kársticas en Andalucía. Ejemplo del Parque Natural de las sierras Subbéticas (Provincia de Córdoba). 55 p. Inédito.
- Pulido Bosch, A.; López Chicano, M. y Bouamama, M. (1996). Condiciones hidrogeológicas y explotación de los recursos hídricos en el entorno de Priego de Córdoba. Recursos Hídricos en Regiones Kársticas, comunicaciones: 23-34. Vitoria.
- Raeisi, E. and Karami, G. (1996). The governing factors of the physicochemical characteristics of Sheshpeer karst springs, Iran. Carbonates and Evaporites, 11, 162-168.
- Remenieras, G (1971). Tratado de hidrología aplicada. Editores Técnicos Asociados, S. A. Barcelona.
- González Ríos, M.J.; López Chicano, M. y Moreno Rosa, A. (1994). Grandfes cavidades de la provincia de Córdoba. Espeleotemas, 4. 31-42.
- Rivas, P. (1969). Estudio geológico de una zona situada en el sector de Carcabuey (provincia de Córdoba, Zona Subbética). Tesis de Licenciatura Univ. Granada 99 pp. (inédita).
- Rivas, P. y Sequeiros, L. (1972). Excursión a las unidades del Subbético externo: series de Cabra y Carcabuey. depto. Estrat. y Paleont. Univ. Granada. (Grupo Español Mesozoico), 21 pp.
- Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1979). Itinerarios geológicos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Granada-Jaén y Cabra-Loja. Secr. Publ. Univ. Granada, 86 pp.
- Rodríguez Jiménez, P. (1971). Estudio geológico de un sector al sur de Priego de

- Córdoba. Tesis de Licenciatura Univ. Granada. (inédita).
- Rolandi, M.; Rubio, J. C. y Perandres, G. (1988). Contribución al conocimiento hidrogeológico de las unidades carbonatadas subbéticas del sector meridional de la provincia de Córdoba. Sierras de Rute-Horconera, Gaena y Cabra-Alcaide. II Congr. Geol. Esp. comunicaciones, 2: 429-432. Granada.
- Rossi, G., (1976). Karst et dissolution des calcaires en milieu tropical. Z. Geomorph. N. F., Suppl., Bd. 26, 124-152.
- Roy, B. y Benderitter, Y., (1986). Transferts thermiques naturels dans un système aquifère carbonaté fissuré peu profond. Bull. Soc. Géol. France, 2, 4, 661-666.
- Rubio, J.C. y del Valle, M. (1987). Actualización de balances en los acuíferos de las provincias de Granada y Jaén. Hydrogeol. y Recur. Hidrául.m Palma de Mallorca, 11: 669-683.
- Ruiz-Lopéz, J.L. (1973). Geología estructural de la Sierra de Cabra. Tesis de Licenciatura Univ. Granada. (inédita).
- Rye, R.O.; Back, W.; Hnashaw, B.B.; Rightmire, C.T. y Pearson Jr., F.J. (1981). The origine and isotopic composition of dissolved sulfide in ground-water from carbonate aquifers in Florida and Texas. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 1941-1950.
- Saavedra, J.L. (1963). Datos sobre la micropaleontología de las hojas de Lucena, Baena, Puente Genil y Montilla. Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, 72: 81-104.
- Sacks, L.A., Herman, J.S. and Kauffman, S.J. (1995). Controls on high sulphate concentrations in the Upper Floridan aquifer in southwest Florida. Water Resour. Res., 31, 2541-2551.
- Sánchez Marañón, M. (1990). Cartografía y evaluación de los suelos de las Sierras Subbéticas en la Provincia de Córdoba. IARA, 219 pp.
- Sanz de Galdeano, C., Ortega, M., Rodriguez, J. y Velilla, N., (1984). Mineralizaciones de celestina en olistrostromos de la depresión del Guadalquivir (EN de Jaén, España). Boletín Geológico y Minero. T. XCV-III. 268-276.
- Scanlon, B.R. (1989). Physical controls on hydrochemical variability in the Inner Bluegrass karst region of central Kentucky. Ground Water, 27, 639-646.
- Scanlon, B.R. y Thrailkill, J. (1987). Chemical similarities among physically distinct spring types in a karst terrain. J. Hydrol., 89, 259-279.
- Schaad, W. (1995). The genesis of the rauhwackes by means of the gypsum karstification (in German). Eclogae geol. Helv., 88, 59-90.

- Schneider, R., (1962). An application of thermometry to the study of ground water. U. S. Geol. Surv., Water Supply Pap. 41: 157-60.
- Segovia García, F. (1989). la Cueva de los Murciélagos, Zuheros (Córdoba). Bol. del Museo Andaluz de la Espeleología, 3: 9-18.
- Sequeiros, L. (1970). Estudio geológico del borde sur de Cabra (Córdoba). Tesis de Licenciatura Univ. Granada. (inédita).
- Siegel, M. D. y Anderholm, S., (1994). Geochemical evolution of groundwater in the Culebra dolomite near the Waste Isolation Pilot Plant, southeastern New Mexico, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 58. nº 10, 2299-2323.
- Shuster, E.T. y White, W.B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible mean for characterising carbonate aquifers. *J. Hydrol.*, 14, 93-128.
- Shuster, E.T. y White, W.B. (1972). Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Water Resour. Res.*, 8, 1067-1073.
- Ternan, J.L. (1972). Comments on the use of calcium hardness variability index in the study of carbonate aquifers: with reference to the central Pennines, England. *J. Hydrol.* 16, 317-321.
- Thornthwaite, C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geologic. Rev.*, 38: 55-94.
- Torres Esquivias, J.A; Arenas , R.G; Vicente Castelló, L; Mulero, A,M; Guillén, E.G y Raigón, A.C. (1990). Plan rector de uso y gestión del Parque Natural de las Sierras Subbéticas cordobesas. AMA. 44 p.
- Tulipano, L. y Fidelibus, M.D. (1984). Geochemical characteristics of apulian coastal springs (southern Italy) related to mixing processes of ground-water with sea water having different residence time in to the aquifer. Proc. 5 th Internat. Conf. Water Resources Planning and Management. Water en the year 2000. Tsakiris, G. (Ed). Athens.
- Tulipano, L. y Fidelibus, M.D. (1991). Modern orientation on the karstic hydrology : impact on problems of ground-water protection into carbonate aquifers. Experience from the Apulia Region. Quaderni del Dipartimento di Geografia, 13. Università di Padova : 383-398.
- Vacher, H.L.; Bengtsson, T.O. y Plummer, L.N. (1990). Hydrology of meteoric diagenesis : residence time of meteoric ground-water in island fresh-water lenses with application to aragonite-calcite stabilization rate in bermuda. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102 : 223-232.

- Van Veen, G.W. (1969). Geologic investigations in the region of Caravaca South Eastern Spain. Tesis. Doct. Univ. Amesterdam, 143 pp.
- Vaute, L.; Drogue, C.; Garrelly, L.; y Ghelfenstein, M. (1997). Relations between the strecture of storage and the transport of chemical compounds in karstic aquifers. *J. Hidrology*, 199 : 221-238.
- Vera, J.A., Molina Cámara, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. (1984). Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo). Libro HOMONAJE a Luis Sanchez de la Torre, Publ. Geol., 20: 141-162.
- Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernandez, M. y Molina Cámara, J.M. (1984). Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone (Southern Spain). En: *Paleokarst* (Ed. por P. W. Choquette y N. P. James). Springer-Verlag, (en prensa)
- Vera Aranda, A.L.; Baena, R. y Díaz del Olmo, F. (1995). El enclave kárstico de Priego de Córdoba (Subbético). Estudios geoambientales, itinerarios y propuestas de manejo. Edición del Excmo. Ayuntamiento de Priego de Córdoba. Priego de Córdoba. 204 pp.

## **ANEXO 1: ESTIAJE**

Estiaje: Anexos

	N°	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>c</sub>	IS <sub>b</sub>	IS <sub>v</sub>	pCO <sub>2</sub>
Alhama	78	85	15	7	0,0	26	183	16	43	1	407	82,4	16,9	7,69	0,29	0,07	-1,84	-2,50
F. Dura	25	86	20	3	0,0	41	183	9	140	1	595	8,2	15,3	7,67	0,21	0,01	-1,37	-2,49
Los Juncare	66	188	48	19	1,3	44	237	28	499	3	975	?	19,1	7,45	0,35	0,41	-0,79	-2,16
Jarcas	31	36	16	2	0,0	35	214	9	6	0	334	?	15,1	8,02	0,33	0,52	-2,97	-2,76
Marbella	75	93	22	44	2,6	55	244	80	93	1	594	?	22,4	7,86	0,12	-0,18	-1,50	-2,49
Zagrilla	13	66	15	2	0,0	24	183	11	117	1	393	?	15,1	7,68	0,65	0,18	-3,01	-3,14
La Zarza	69	46	2	1	0,0	16	168	4	4	0	241	0,1	20,8	8,30	0,03	-0,25	-1,89	-2,11
N. Zambra	45	75	22	18	0,2	18	229	51	45	0	455	0,4	16,3	7,40	0,57	0,77	-1,54	-2,55
El Arrimadizo	39	61	13	1	0,0	7	244	7	20	0	427	1,5	16,3	7,61	0,21	-0,03	-2,27	-2,29
El Mansegar	24	93	22	12	0,4	64	244	25	174	1	695	3,0	15,2	7,58	0,25	0,11	-1,28	-2,27
La Solana	40	52	28	2	0,0	4	275	12	25	0	470	0,1	20,7	7,50	0,12	0,25	-2,28	-2,11
F. del Río	12	66	11	8	0,1	23	229	18	19	0	450	?	15,8	7,47	0,07	-0,42	-2,26	-2,18
Hoz-2	63	85	30	34	1,1	50	305	59	106	1	785	25,0	17,1	7,76	0,54	0,85	-1,53	-2,35
F. del Rey	1	121	32	36	1,6	22	275	64	220	2	1012	63,0	15,8	7,42	0,23	0,13	-1,13	-2,07
El Palancar	22	82	11	2	0,2	13	244	11	79	0	532	4,7	15,7	7,62	0,30	-0,05	-1,60	-2,31
El Castillejo	20	186	31	5	1,3	29	275	14	362	2	1124	7,4	15,6	7,30	0,25	-0,03	-0,80	-1,95
Castilla	34	54	19	3	0,1	51	229	20	6	0	436	>1	15,4	7,70	0,21	0,18	-2,84	-2,41
Las Piedras	10	88	18	32	1,2	36	290	67	34	1	594	6,5	18,6	7,35	0,17	-0,08	-1,97	-1,95
Las Cañas	41	67	30	3	0,7	20	336	11	23	0	590	0,3	16,7	7,26	0,01	-0,09	-2,23	-1,80
Las Ubadas	42	118	8	15	0,6	59	259	16	31	1	719	0,0	15,8	7,07	-0,06	-1,07	-1,88	-1,73
Las Palomas	23	46	19	5	0,0	61	153	14	31	0	380	1,7	18,0	7,96	0,26	0,39	-2,19	-2,83
El Majano	54	77	18	68	2,1	68	381	16	89	1	1084		17,4	7,39	0,26	0,07	-1,63	-1,88
Las Animas	96	94	17	10	1,2	27	259	18	129	2	455	0,0	23,8	7,76	0,60	0,80	-1,40	-2,38
La Morellana	77	74	15	7	0,0	33	214	20	97	1	435	0,3	18,2	7,62				
Catalina	32	56	17	2	0,0	40	183	9	41	0	465	0,0	20,6	7,71	0,20	0,18	-2,01	-2,17
El Francés	36	120	16	10	14,3	203	244	41	99	1	470	0,0	19,8	7,50	0,37	0,15	-1,42	-2,49
La Higuera	43	48	22	5	0,0	24	229	20	21	0	364	1,0	16,4	7,78	0,24	0,38	-2,36	-1,47
El Algar	49	112	15	14	0,0	19	427	23	75	1	623	0,0	21,8	7,06	0,17	-0,22	-1,57	-2,36
Melilla	33	546	77	41	4,5	74	290	60	1914	6	2700	0,1	21,4	7,70				
La Fuente	74	132	15	51	42,8	138	198	59	274	1	890	0,6	15,9	7,59	0,29	-0,13	-1,00	-1,97
El Puerto	29	90	5	1	0,5	63	290	11	6	0	510	0,0	19,1	7,38	0,25	-0,48	-2,66	-2,39
Bernabe	30	55	10	1	0,0	29	183	5	16	0	352	0,2	19,3	7,61	0,10	-0,27	-2,39	-2,49
El Molino	68	105	5	10	0,8	63	290	14	44	0	473	0,1	22,6	7,34	0,30	-0,39	-1,78	-1,91
La Moraleda	2	168	38	55	5,1	267	290	87	140	2	1414	>1	16,5	7,32	0,31	0,22	-1,22	-1,95
El Chico	52	149	29	76	1,9	19	290	89	346	2	1313	0,0	19,5	7,76	0,69	0,96	-0,92	-2,37
La Viña	9	121	4	10	0,5	105	305	18	39	0	737	0,0	15,5	7,32	0,26	-0,74	-1,77	-1,91
El Angel	61	111	18	3	0,5	20	290	12	124	1	682	1,1	16,1	7,17	0,02	-0,51	-1,34	-1,78
Villares1	38	95	6	4	0,0	118	381	14	5	0	556	0,0	14,4	7,62	0,55	0,10	-2,73	-2,12
Villares2	37	94	13	6	0,5	83	320	9	14	0	619	0,1	14,2	7,41	0,26	-0,15	-2,29	-1,99
Las Pilas	79	91	2	1	1,7	29	259	14	8	0	482	0,0	23,4	7,78	0,67	0,01	-2,53	-2,40
Felipico	51	102	7	6	0,9	36	366	14	33	1	668	0,2	15,9	7,35	0,30	-0,33	-1,90	-1,86
El Juncal	57	108	9	4	0,0	7	336	11	19	1	550	0,4	14,0	7,15	0,07	-0,75	-2,09	-1,71
C. Cueva	88	66	10	2	0,0	27	214	7	6	0	370	0,0	23,4	7,69	0,37	0,26	-2,76	-2,38
El Cañuelo		125	16	22	0,4	14	290	16	70	3	577	0,0	19,1	7,45	0,41	0,20	-1,55	-2,05
El Fresno	46	88	32	31	0,5	45	229	41	164	2	844	0,0	18,6	8,03	0,69	1,21	-1,35	-2,75
La Lagunillas	86	120	5	8	0,1	49	290	12	27	1	609	0,0	16,7	7,60	0,53	-0,08	-1,90	-2,21
F. Alta	47	60	26	2	0,0	32	290	14	2	0	483	0,6	16,3	7,84	0,49	0,85	-3,31	-2,45
Bertran	65	125	30	65	1,0	14	275	121	166	2	836	0,2	17,0	7,48	0,33	0,30	-1,24	-2,12
La Fuenseca	53	136	11	10	0,7	29	412	11	37	1	721		15,6	7,25	0,35	-0,17	-1,78	-1,72
Peñuela	56	119	3	7	0,0	38	366	11	4	0	619	0,1	15,6	7,59	0,61	-0,16	-2,75	-2,10
Almozara	15	62	29	15	2,9	161	275	12	40	1	609	0,0						
La Viñuela	62	57	32	52	13,5	77	275	16	78	0	564	0,2	16,5	8,95	1,40	2,81	-1,83	-3,66



**Estiaje: Anexos**

	Nº	% HCO <sub>3</sub>	% SO <sub>4</sub>	% Cl	% Ca	% Mg	% NA+K	Facies
Alhama	78	68,85	20,47	10,35	73,31	21,44	5,25	HCO <sub>3</sub> SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
F. Dura	25	48,35	46,86	4,04	70,54	27,09	2,37	HCO <sub>3</sub> SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Los Juncares	66	25,49	68,16	5,25	66,26	27,77	5,98	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Jarcas	31	90,30	3,19	6,46	55,14	42,15	2,71	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Marbella	75	48,60	23,64	27,38	55,13	21,62	23,25	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl-Ca-Mg-Na
Zagrilla	13	51,92	42,20	5,20	70,56	27,14	2,30	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
La Zarza	69	93,61	2,93	3,41	90,85	7,68	1,47	HCO <sub>3</sub> -Ca
N. Zambra	45	60,93	15,23	23,60	59,47	28,23	12,30	HCO <sub>3</sub> -Cl-Ca-Mg
El Arrimadizo	39	86,37	9,16	4,33	73,39	25,63	0,99	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Mansegar	24	47,69	43,25	8,36	66,36	26,16	7,49	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
La Solana	40	83,59	9,74	6,51	52,43	45,88	1,69	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
F. del Río	12	80,58	8,52	10,76	72,30	19,65	8,04	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Hoz-2	63	55,91	24,78	18,48	51,42	30,19	18,40	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
F. del Rey	1	41,21	42,04	16,51	58,89	25,70	15,41	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
El Palancar	22	65,94	27,10	4,95	80,61	17,85	1,55	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca
El Castillejo	20	36,14	60,63	3,22	76,62	21,35	2,03	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Castilla	34	84,54	2,78	12,42	61,25	36,05	2,69	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Las Piedras	10	64,43	9,66	25,81	60,18	20,08	19,73	HCO <sub>3</sub> -Cl-Ca-Mg-Na
Las Cañas	41	87,38	7,46	4,99	56,29	41,06	2,65	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Las Ubadas	42	79,36	12,03	8,41	81,31	9,43	9,26	HCO <sub>3</sub> -Ca
Las Palomas	23	70,03	17,91	11,22	56,75	38,22	5,03	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Majano	54	72,65	21,61	5,24	45,85	18,00	36,15	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Na
Las Animas	96	56,91	35,95	6,71	71,69	21,14	7,16	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
La Morellana	77	57,47	33,26	9,05	70,90	23,17	5,93	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Catalina	32	72,60	20,53	6,06	65,06	33,02	1,92	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
El Francés	36	55,43	28,51	15,96	74,25	16,03	9,72	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca
La Higuera	43	78,58	9,35	11,54	54,21	40,51	5,28	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Algar	49	75,96	16,98	7,06	75,52	16,57	7,91	HCO <sub>3</sub> -Ca
Melilla	33	9,99	83,90	3,58	76,73	17,94	5,33	SO <sub>4</sub> -Ca
La Fuente	74	30,64	53,76	15,58	59,16	11,16	29,69	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Na
El Puerto	29	91,71	2,38	5,80	90,67	8,12	1,21	HCO <sub>3</sub> -Ca
Bernabe	30	85,77	9,52	4,29	76,21	23,06	0,74	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Molino	68	77,82	14,84	6,56	85,91	6,67	7,43	HCO <sub>3</sub> -Ca
La Moraleda	2	46,39	28,51	23,96	59,72	22,40	17,88	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl-Ca-Mg
El Chico	52	32,84	49,75	17,31	56,37	18,34	25,29	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Na
La Viña	9	78,64	12,83	7,88	88,34	5,14	6,52	HCO <sub>3</sub> -Ca
El Angel	61	61,82	33,60	4,56	77,62	20,41	1,97	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Villares1	38	92,52	1,48	5,93	88,18	8,48	3,34	HCO <sub>3</sub> -Ca
Villares2	37	90,64	4,98	4,32	77,98	17,64	4,38	HCO <sub>3</sub> -Ca
Las Pilas	79	87,85	3,64	8,28	94,59	3,37	2,04	HCO <sub>3</sub> -Ca
Felipico	51	84,50	9,76	5,64	85,47	9,68	4,85	HCO <sub>3</sub> -Ca
El Juncal	57	88,60	6,53	4,84	86,00	11,42	2,58	HCO <sub>3</sub> -Ca
C. Cueva	88	91,00	3,18	5,21	78,46	19,94	1,61	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Cañuelo		70,77	21,69	6,72	73,39	15,36	11,25	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca
El Fresno	46	44,99	41,08	13,82	52,55	31,17	16,28	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
La Lagunillas	86	83,93	9,87	6,19	88,64	6,21	5,15	HCO <sub>3</sub> -Ca
F. Alta	47	90,44	0,87	7,63	56,96	41,21	1,83	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Bertran	65	39,54	30,42	29,93	54,04	21,46	24,50	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl-Ca-Mg-Na
La Fuenseca	53	86,40	9,74	3,85	83,02	11,35	5,63	HCO <sub>3</sub> -Ca
Peñuela	56	93,81	1,28	4,70	91,58	3,83	4,60	HCO <sub>3</sub> -Ca
Almozara	15	78,69	14,72	6,13	49,73	38,31	11,96	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
La Viñuela	62	68,45	24,69	6,85	35,13	32,55	32,31	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg-Na

**ANEXO 2: CRECIDA**

**Crecida: Anexos**

	Nº	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	Tª	pH
F. del Rey	1	136	34	34	0,0	21	267	64	234	1,85	995	299	15,7	7,30
Jarcas	31	42	17	2	0,0	16	183	5	7	0,04	324	13	14,7	8,17
N. Zambra	45	88	23	19	0,0	12	244	36	110	0,51	653	510	16,5	7,49
F. del Río	12	69	10	6	0,5	13	214	12	20	0,24	422	499	15,6	7,57
Las Piedras	10	95	18	31	1,5	25	282	55	57	0,48	728	63	18,3	7,37
El Palancar	22	94	12	3	0,0	10	244	9	73	0,47	538	34	15,8	7,46
El Castillejo	20	207	31	6	1,0	14	267	11	461	2,33	1091	81	15,2	7,22
F. Dura	25	87	20	4	0,3	13	214	9	101	0,64	543	10	15,1	7,52
El Mansegar	24	114	27	14	0,7	13	244	25	155	1,04	745	15	15,4	7,46
Hoz-1	99	82	24	15	0,7	17	259	27	80	0,68	590	483	16,5	7,71
Hoz-2	63	74	31	30	1,3	12	275	55	109	0,69	764	18	18,5	7,43
Los Juncares	66	229	54	21	1,9	27	282	30	593	3,34	1378	2	18,5	7,28
Las Cañas	41	67	23	4	0,0	10	290	9	14	0,12	484	3	16,8	7,75
Las Ubadas	42	111	7	13	0,2	17	336	25	32	0,45	624	0	15,2	7,55
La Solana	40	59	30	3	0,0	6	267	9	39	0,18	491	0	15,7	7,90
Castilla	34	48	15	2	0,0	13	214	5	8	0,10	422	4	15,5	7,84
El Arrimadizo	39	52	9	2	0,0	9	191	7	13	0,20	365	48	13,7	7,83
Marbella	75	85	19	41	3,4	33	221	69	84	0,57	749	129	16,4	7,70
Alhama	78	84	15	7	0,0	14	221	18	80	0,49	516	270	15,8	8,03
Zagrilla	13	61	13	3	0,0	17	183	7	42	0,33	389	128	15,6	7,92
La Zarza	69	81	4	3	0,1	8	244	7	12	0,24	404	4	14,2	8,11
El Francés	36	101	11	4	0,9	40	305	11	25	0,28	547	1	15,7	7,95
La Milana	4	81	16	11	1,0	9	290	23	48	0,66	590	37	15,4	7,36
La Moraleda	2	180	39	48	6,0	146	290	80	320	2,17	1288	7	16,8	7,96
El Chico	52	192	33	89	3,1	79	320	215	266	2,56	1580	1	15,5	7,83
Catalina	32	66	18	3	0,5	59	183	9	49	0,34	467	0	16,6	7,78
La Vichira	97	57	18	4	0,0	32	229	9	12	0,13	416	1	15,5	8,31
Toledo	58	53	3	1	0,0	5	160	5	0	0,05	271	0	10,8	8,39
El Chorrillo	27	114	35	255	2,1	8	191	479	209	5,67	2169	0	19,3	7,81
F. Gámiz	7	62	22	7	0,0	61	214	16	40	0,21	514	0	15,6	8,40
El Pozuelo	18	62	23	11	1,3	70	259	9	40	0,38	569	0	15,3	8,22
El Juncal	57	91	8	4	1,3	45	290	9	31	0,50	585	5	13,9	8,21
Palomares	105	276	63	19	5,6	35	351	37	760	4,81	1684	0	13,9	7,89
Melilla	33	54	9	2	0,0	18	183	7	14	0,11	323	8	14,4	8,22
Villares1	38	101	13	6	0,2	22	366	9	18	0,25	574	1	14,1	8,08
Villares2	37	54	6	4	0,0	19	214	7	13	0,16	544	0	13,7	8,09
Las Casillas	59	115	7	8	0,3	50	336	21	32	0,53	682	1	13,4	8,02
Al Cubilla	35	107	9	6	0,1	46	343	14	26	0,50	640	2	15,4	7,89
La Viñuela	62	61	33	9	10,5	103	259	12	34	0,23	566	1	14,2	8,11
Punto 48	48	71	8	4	0,0	37	221	9	14	0,16	448	0	15,1	8,24
El Majano	54	83	5	12	0,8	105	183	11	24	0,31	512		15,1	8,19
C. Vargas	19	64	28	13	1,5	66	259	11	40	0,40	561	-1	14,8	8,29
Soto Bajo	92	82	13	10	1,3	17	297	11	38	0,38	609	1	14,5	8,13
La Reina	76	142	21	9	0,2	78	313	21	152	1,32	886	1	13,9	8,05
Peñuela	56	109	4	4	0,0	40	336	9	12	0,23	645	1	13,7	7,98
Pedro	90	69	12	2	0,0	6	282	7	4	0,22	472	1	13,1	8,13
El Pilar	113	81	27	8	0,0	39	320	16	45	0,46	592	1	17,8	8,21
La Higuera	43	67	33	17	1,2	14	244	32	82	1,15	741	4	16,4	8,14
El Fresno	46	61	23	12	0,7	18	259	20	42	0,52	563	0	16,4	8,11
Las Palomas	23	46	17	9	0,0	15	175	14	45	0,32	424	74	16,6	8,37
Bernabe	30	45	9	2	0,4	14	153	7	15	0,13	314	12	14,4	8,38
La Fuente	74	127	15	49	51,4	191	183	51	224	1,11	1119	3	13,8	8,03
Carcabuey	107	455	100	48	4,0	35	336	85	1324	7,30	2466	0	14,0	7,69
Vino	83	121	5	7	0,2	41	320	14	31	0,69	608	0	16,0	7,91
La Canaleja	71	85	7	2	0,9	12	275	7	15	0,30	427	-1	11,4	8,20
El Cerezo	82	90	3	3	0,6	7	275	7	6	0,13	435	1	13,4	7,96
Bertran	65	136	15	21	1,2	64	351	21	78	1,50	755	0	15,3	7,81
Las Lagunillas	86	87	8	5	0,5	12	290	5	12	0,17	430	?	13,1	7,74
El Cañuelo		189	41	103	0,7	17	320	156	332	1,95	1471	4	17,2	7,78
Pan	116	131	6	5	0,3	77	320	14	35	0,57	608	0	12,4	7,91
Cortijo Alto	91	120	12	7	2,7	27	336	16	49	0,36	619	1	14,9	7,47
Hurtado	98	112	23	7	2,7	36	351	18	30	1,16	645	0	13,1	7,89
El Salmerón	50	128	9	8	0,7	43	374	20	42	0,89	709	1	14,3	8,00
Los López	67	89	7	20	1,4	22	313	12	24	0,37	529	0	11,9	7,98
Molino Ortiz	68	76	48	28	0,7	137	275	41	83	0,53	829	0	16,1	8,09

**Crecida: Anexos**

El Molino		117	5	12	0,6	61	320	16	26	0,27	609	1	15,5	8,07
Las Animas	96	118	15	9	1,4	28	305	23	95	2,10	705	1	18,2	8,07
El Algar	49	132	18	16	1,4	19	442	21	72	1,50	786	0	13,7	7,92
El Gilillo	85	99	2	3	0,0	62	229	9	11	0,21	515	0	16,6	8,14
Bajo Tajo	102	61	34	7	0,0	50	305	16	39	0,39	589	0	18,1	8,19
Sondeo	124	350	20	5	2,1	25	275	12	638	3,98	1477		16,4	7,85
La Nava	112	50	32	2	0,4	13	297	9	19	0,09	566	1	15,1	8,13
La Encina	104	173	49	12	2,4	28	236	25	451	2,61	1136	1	17,0	8,15
Viña	9	116	5	9	0,1	72	297	18	41	0,28	729	1	15,7	7,90
El Puerto	29	92	4	3	0,0	32	275	11	17	0,21	489	1	15,2	8,06
Fuenfria	114	57	9	2	0,6	9	214	9	10	0,08	338	3	11,8	8,36
Santa Rita	110	82	6	4	0,5	5	244	7	14	0,32	407	0	16,2	8,04
La Zorra	70	77	9	3	0,4	10	275	11	12	0,30	512	0	13,4	8,10
El Espino	87	52	8	1	0,7	10	183	7	12	0,08	333	1	13,6	8,24
Tren	81	101	4	6	0,4	61	259	12	19	0,45	544	1	15,3	8,07
La Rebola	72	86	15	3	0,1	6	320	9	12	0,20	484	-1	11,7	8,11
La Umbria	55	111	5	3	0,3	6	366	9	19	0,14	544	1	14,9	8,07
El Fontanal	28	238	73	22	0,8	157	290	91	554	2,39	1599	0	17,0	7,56
C. Cueva	88	59	9	2	0,1	12	206	7	11	0,09	339	0	14,8	8,34
La Salud	100	105	9	15	1,5	76	305	12	39	0,58	607	0	15,5	7,98
Los Calderones	60	65	30	2	0,0	43	313	7	13	0,12	502	0	15,7	8,11
El Peral	80	89	3	3	0,3	6	275	9	14	0,31	435		11,5	8,00
	106	376	92	23	1,3	7	259	39	1092	6,41	1939	1	14,3	7,84
Sondeo	93	79	14	3	0,4	14	244	11	63	0,57	495	26	16,4	8,32
Las Pilas	79	101	2	2	1,4	34	275	7	9	0,28	474	0	17,1	8,02
La Morrellana	77	77	16	7	0,0	26	206	18	85	0,57	516	4	17,8	8,21
La Tomasa	3	117	35	433	2,9	20	320	678	197	1,34	2819	2	16,1	7,28
Lluvia		3	0	4	0,0	5	8	3	6	0,01	54			

## Crecida Anexos

	Nº	% HCO <sub>3</sub>	% Cl	% SO <sub>4</sub>	% Ca	% Mg	% Na+K	Facies
F. del Rey	1	38,41	15,83	42,80	61,43	25,24	13,34	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Jarcas	31	84,64	4,24	3,87	58,13	39,12	2,74	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
N. Zambra	45	53,47	13,39	30,66	61,23	27,01	11,76	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
F. del Río	12	77,92	7,82	9,48	76,52	17,38	6,09	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Las Piedras	10	59,46	19,96	15,37	62,39	19,60	18,01	HCO <sub>3</sub> -Cl-Ca-Mg-Na
El Palancar	22	67,39	4,22	25,67	80,39	17,04	2,57	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
El Castillejo	20	30,16	2,07	66,18	78,35	19,61	2,04	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
F. Dura	25	57,77	4,13	34,72	70,31	26,96	2,74	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
El Mansegar	24	49,10	8,61	39,65	67,02	25,82	7,15	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Hoz-1	99	61,32	10,84	23,99	60,50	29,68	9,82	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Hoz-2	63	52,79	18,21	26,74	48,48	33,82	17,70	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Los Juncares	66	25,34	4,66	67,63	67,84	26,42	5,74	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Las Cañas	41	87,18	4,60	5,20	62,31	34,81	2,88	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Las Ubadas	42	76,91	9,80	9,38	82,74	9,06	8,20	HCO <sub>3</sub> -Ca
La Solana	40	79,10	4,53	14,60	53,14	44,44	2,41	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Castilla	34	86,74	3,72	4,18	63,54	33,63	2,83	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Arrimadiz	39	83,49	5,35	7,33	74,99	22,43	2,58	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Marbella	75	46,06	24,82	22,26	54,83	20,68	24,49	HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> -Ca-Na-Mg
Alhama	78	60,14	8,31	27,70	72,72	21,77	5,51	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Zagrilla	13	69,04	4,61	19,99	71,48	25,52	2,99	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
La Zarza	69	87,42	4,38	5,49	90,19	6,96	2,85	HCO <sub>3</sub> -Ca
El Francés	36	77,38	4,65	8,04	82,27	14,74	2,98	HCO <sub>3</sub> -Ca
La Milana	4	72,65	9,96	15,15	68,64	22,50	8,86	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
La Moraleda	2	29,63	14,06	41,61	62,08	22,38	15,54	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Chico	52	28,97	33,43	30,58	58,95	16,87	24,18	SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> -Ca-Na
Catalina	32	57,36	4,79	19,67	67,03	29,98	2,99	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
La Vichira	97	78,70	5,26	5,37	63,69	32,70	3,61	HCO <sub>3</sub> -Ca
Toledo	58	91,76	5,25	0,00	89,56	8,26	2,18	HCO <sub>3</sub> -Ca
El Chorrillo	27	14,80	64,03	20,58	29,00	14,45	56,55	Cl-SO <sub>4</sub> -Na-Ca
F. Gámiz	7	60,57	7,80	14,51	58,93	35,38	5,69	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Pozuelo	18	65,70	3,87	12,95	56,67	34,15	9,18	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Juncal	57	74,50	3,93	10,25	83,75	12,09	4,16	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Palomares	105	24,79	4,53	68,23	68,91	26,15	4,94	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Melilla	33	79,41	5,30	7,56	75,81	22,10	2,09	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Villares1	38	86,00	3,59	5,32	79,03	16,79	4,18	HCO <sub>3</sub> -Ca
Villares2	37	81,72	4,68	6,40	80,24	14,44	5,32	HCO <sub>3</sub> -Ca
Las Casillas	59	72,46	7,92	8,90	86,28	8,68	5,04	HCO <sub>3</sub> -Ca
Al Cubilla	35	76,95	5,48	7,34	83,60	12,07	4,33	HCO <sub>3</sub> -Ca
La Viñuela	62	60,85	5,02	10,26	47,05	42,42	10,52	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Punto 48	48	76,07	5,25	6,19	81,03	15,40	3,57	HCO <sub>3</sub> -Ca
El Majano	54	54,51	5,46	9,14	80,73	8,56	10,71	HCO <sub>3</sub> -Ca
C. Vargas	19	65,89	4,66	13,00	52,47	37,46	10,08	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Soto Bajo	92	77,93	4,80	12,79	72,13	19,29	8,58	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
La Reina	76	50,57	5,93	31,15	76,82	18,97	4,21	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Peñuela	56	82,76	3,77	3,71	91,41	5,31	3,28	HCO <sub>3</sub> -Ca
Pedro	90	92,40	4,00	1,53	76,54	21,42	2,04	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
El Pilar	113	72,18	6,20	12,91	61,16	33,84	4,99	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
La Higuera	43	58,56	13,20	25,02	48,62	40,12	11,27	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
El Fresno	46	71,18	9,23	14,73	55,74	34,09	10,17	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Las Palomas	23	64,71	9,02	20,98	56,14	34,73	9,13	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Bernabe	30	77,08	6,18	9,87	73,41	23,48	3,10	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
La Fuente	74	24,62	11,92	38,24	57,50	11,36	31,14	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Na

## Crecida Anexos

<b>Carcabuey</b>	<b>107</b>	15,26	6,67	76,52	68,57	24,82	6,60	<b>SO<sub>4</sub>-Ca-Mg</b>
<b>Vino</b>	<b>83</b>	75,44	5,76	9,23	89,53	6,01	4,47	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>La Canaleja</b>	<b>71</b>	86,27	3,84	6,05	85,40	12,09	2,50	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>El Cerezo</b>	<b>82</b>	91,20	4,06	2,39	91,41	5,38	3,21	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Bertran</b>	<b>65</b>	63,88	6,68	17,95	75,26	14,13	10,62	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Las Lagunilla</b>	<b>86</b>	88,90	2,81	4,62	83,23	12,76	4,01	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>El Cañuelo</b>		31,14	26,17	41,06	54,47	19,45	26,08	<b>SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Cl-Ca-Na-Mg</b>
<b>Pan</b>	<b>116</b>	68,84	5,25	9,69	90,23	6,78	3,00	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Cortijo Alto</b>	<b>91</b>	74,24	6,08	13,78	81,17	13,58	5,25	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Hurtado</b>	<b>98</b>	77,00	6,71	8,45	71,38	24,03	4,59	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>El Salmerón</b>	<b>50</b>	74,28	6,68	10,67	85,65	9,35	5,00	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Los López</b>	<b>67</b>	80,84	5,53	7,99	74,99	9,44	15,57	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Molino Ortiz</b>	<b>68</b>	46,87	12,00	18,10	42,22	44,11	13,68	<b>HCO<sub>3</sub>-Mg-Ca</b>
<b>El Molino</b>		72,75	6,25	7,39	85,81	6,46	7,73	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Las Animas</b>	<b>96</b>	61,82	8,05	24,50	77,71	16,53	5,75	<b>HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Mg</b>
<b>El Algar</b>	<b>49</b>	75,05	6,22	15,61	75,07	16,61	8,32	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>El Gilillo</b>	<b>85</b>	71,57	4,78	4,49	94,85	2,79	2,36	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Bajo Tajo</b>	<b>102</b>	70,73	6,38	11,41	49,48	45,53	4,99	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>Sondeo</b>	<b>124</b>	24,27	1,89	71,70	90,07	8,51	1,43	<b>SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>La Nava</b>	<b>112</b>	85,17	4,37	6,80	47,43	50,58	1,99	<b>HCO<sub>3</sub>-Mg-Ca</b>
<b>La Encina</b>	<b>104</b>	26,89	4,86	65,14	65,01	30,50	4,50	<b>SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>Viña</b>	<b>9</b>	65,83	6,76	11,62	88,08	6,01	5,90	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>El Puerto</b>	<b>29</b>	79,14	5,28	6,36	90,77	7,06	2,17	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Fuenfria</b>	<b>114</b>	85,31	6,10	4,92	76,32	20,79	2,89	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>Santa Rita</b>	<b>110</b>	87,50	4,38	6,40	86,64	9,64	3,72	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>La Zorra</b>	<b>70</b>	86,49	5,78	4,76	81,09	16,19	2,72	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>El Espino</b>	<b>87</b>	83,22	5,56	6,72	76,94	20,75	2,32	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>Tren</b>	<b>81</b>	71,01	5,86	6,73	89,84	5,59	4,57	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>La Rebola</b>	<b>72</b>	89,61	4,27	4,37	76,05	21,86	2,09	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>La Umbría</b>	<b>55</b>	88,81	3,71	5,97	90,21	7,34	2,46	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>El Fontanal</b>	<b>28</b>	22,21	11,94	53,99	63,03	31,86	5,11	<b>SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>C. Cueva</b>	<b>88</b>	84,33	5,01	5,72	78,91	18,92	2,17	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>La Salud</b>	<b>100</b>	67,74	4,75	10,92	78,27	11,26	10,47	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>Lluvia</b>		30,54	18,35	30,78	47,82	0,00	52,18	<b>HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Na</b>
<b>Los Calderon</b>	<b>60</b>	81,61	3,19	4,22	55,39	42,79	1,82	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg</b>
<b>El Peral</b>	<b>80</b>	87,69	4,88	5,61	91,74	5,62	2,64	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
	<b>106</b>	15,07	3,91	80,65	68,54	27,70	3,76	<b>SO<sub>4</sub>-Ca-Mg</b>
<b>Sondeo</b>	<b>93</b>	68,67	5,16	22,41	75,34	22,19	2,47	<b>HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Mg</b>
<b>Las Pilas</b>	<b>79</b>	82,80	3,69	3,52	94,20	3,29	2,51	<b>HCO<sub>3</sub>-Ca</b>
<b>La Morrellan</b>	<b>77</b>	55,60	8,25	29,11	70,04	24,16	5,80	<b>HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Mg</b>
<b>La Tomasa</b>	<b>3</b>	18,23	66,42	14,25	21,22	10,40	68,39	<b>Cl-Na-Ca</b>



**ANEXO 3: CABRA-ALCAIDE**

**Cabra: Anexos**

Fuente Alhama (n° 78)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>
oct-95	82	15	8	0,0	20	221	18	72	0,52	470	68	16,1	7,50	0,14	-0,23	-1,66
nov-95	81	14	7	1,2	23	221	14	57	1,10	475	62	15,5	7,54	0,17	-0,19	-1,75
dic-95	82	15	7	0,4	11	214	16	75	0,51	454	106	15,3	7,59	0,20	-0,11	-1,63
ene-96	75	13	4	1,2	17	214	14	65	0,47	542	340	16,0	7,75	0,34	0,16	-1,72
feb-96	93	16	8	1,1	21	221	15	80	0,60	540	461	15,8	6,98	-0,34	-1,21	-1,57
mar-96	84	15	7	0,0	14	221	18	80	0,49	516	427	15,8	8,03	0,66	0,80	-1,60
abr-96	81	15	7	0,0	15	221	18	75	0,46	532	369	15,8	7,48	0,11	-0,30	-1,64
may-96	80	17	7	0,8	21	214	18	68	0,36	508	398	15,7	7,61	0,21	-0,04	-1,71
jun-96	82	15	8	1,1	21	217	23	83	0,34	506	435	15,8	8,00	0,61	0,71	-1,60
jul-96	85	15	8	1,1	20	226	18	73	0,34	517	328	15,9	7,71	0,36	0,21	-1,64
ago-96	85	15	7	0,0	25	229	18	73	0,33	563	377	15,8	7,61	0,27	0,02	-1,64
sep-96	84	15	5	1,2	12	217	18	78	0,33	566	202	15,9	7,58	0,21	-0,08	-1,61
oct-96	87	15	6	0,0	24	217	18	76	0,26	503	187	15,9	7,60	0,24	-0,05	-1,61
nov-96	91	15	6	0,4	25	220	18	84	0,31	530	369	15,9	7,54	0,16	-0,18	-1,60
dic-96	89	14	8	0,0	25	223	18	80	0,36	502	392	15,9	7,53	0,19	-0,17	-1,59
ene-97	92	14	9	0,3	24	236	16	87		522	825	15,9	7,50	0,20	-0,18	-1,54
feb-97	90	14	10	0,2	27	229	16	76		492	601	15,9	7,72	0,20	-0,18	-1,54
mar-97	88	15	6	0,3	29	229	14	77		507	510	16,1	7,57	0,24	-0,05	-1,61
abr-97	99	15	6	0,0	24	229	16	78		477	450	15,9	7,61	0,34	-0,06	-1,54

Zagrilla (n° 13)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>
oct-95	81	16	3	0,0	24	183	9	96	0,52	455	28	15,2	7,50	-0,08	-0,64	-1,53
nov-95	79	15	3	0,9	23	183	11	102	1,10	459	23	15,1	7,49	0,01	-0,48	-1,52
dic-95	80	16	3	0,0	22	191	11	91	0,53	450	23	15,1	7,66	0,20	-0,07	-1,57
ene-96	78	15	2	1,2	25	198	11	72	0,47	530	90	15,6	7,76	0,32	0,16	-1,67
feb-96	63	13	2	1,0	22	183	7	54	0,38	420	129	15,4	7,13	-0,41	-1,30	-1,85
mar-96	61	13	3	0,0	17	183	7	42	0,33	389	128	15,6	7,92	0,36	0,29	-1,96
abr-96	59	13	2	0,0	16	175	9	44	0,30	406	126	15,6	7,81	0,23	0,02	-1,95
may-96	58	15	2	0,0	24	175	7	50	0,24	398	122	15,6	7,76	0,17	-0,04	-1,91
jun-96	63	15	2	0,0	21	180	11	54	0,22	393	142	15,6	8,04	0,48	0,56	-1,85
jul-96	66	14	3	0,6	23	177	9	52	0,23	413	115	15,6	7,71	0,17	-0,10	-1,85
ago-96	74	14	2	0,1	25	189	11	52	0,19	464	85	15,6	7,68	0,21	-0,07	-1,81
sep-96	72	16	1	1,0	13	177	11	77	0,25	485	63	15,4	7,72	0,20	-0,04	-1,66
oct-96	77	16	3	0,2	25	174	11	84	3,24	481	62	15,5	7,71	0,21	-0,05	-1,61
nov-96	83	16	2	0,0	35	180	9	99	0,26	492	66	15,5	7,66	0,19	-0,11	-1,52
dic-96	76	16	5	0,6	29	186	7	92	0,32	461	82	16,3	7,71	0,24	0,03	-1,58
ene-97	69	14	2	0,5	33	206	9	47		421	175	15,5	7,75	0,29	0,10	-1,88
feb-97	70	14	3	0,1	33	183	11	52		387	141	15,6	7,82	0,31	0,15	-1,84
mar-97	66	16	3	0,3	31	183	9	49		398	144	15,5	7,75	0,22	0,05	-1,88
abr-97	45	15	2	0,0	30	175	7	51		364	151	15,6	7,77	0,08	-0,09	-1,96

La Zarza (n° 69)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>
oct-95	56	3	2	0,0	14	168	7	4	0,33	234	0,0	15,9	8,33	0,73	0,37	-3,01
nov-95	55	3	2	0,0	12	175	5	4	0,33	247	0,1	11,8	8,29	0,64	0,13	-2,98
dic-95	69	3	2	0,0	21	214	5	1	0,19	327	3,7	15,9	7,68	0,28	-0,65	-3,77
ene-96	72	3	1	1,2	16	214	5	1	0,18	385	4,8	12,4	7,95	0,51	-0,14	-3,45
feb-96	80	4	1	0,7	12	229	9	9	0,26	393	3,5	12,2	8,39	0,99	0,88	-2,49
mar-96	81	4	3	0,1	8	244	7	12	0,24	404	4,3	14,2	8,11	0,78	0,44	-2,38
abr-96	74	4	3	0,4	9	236	11	13	0,22	414	2,0	13,8	7,82	0,45	-0,16	-2,37
may-96	69	4	2	0,0	14	214	7	10	0,15	381	3,6	14,6	7,69	0,26	-0,54	-2,49
jun-96	72	6	3	0,4	11	247	9	10	0,15	385	0,9	15,6	8,19	0,84	0,83	-2,50
jul-96	75	4	3	0,3	13	238	11	8	0,15	366	0,4	17,3	8,23	0,90	0,76	-2,56
ago-96	73	3	2	0,0	15	229	7	4	0,09	359	5,7	17,5	7,98	0,64	0,19	-2,87
sep-96	76	3	0	0,0	15	217	9	5	0,11	380	0,3	15,5	8,17	0,79	0,41	-2,74
oct-96	70	3	2	0,0	21	210	9	4	0,32	345	0,2	13,6	8,32	0,86	0,58	-2,85
nov-96	87	5	2	0,0	18	281	9	10	0,17	458	2,7	13,1	7,63	0,38	-0,30	-2,44
dic-96	70	3	6	1,3	14	223	7	1	0,16	358	5,8	12,8	7,48	0,06	-1,09	-3,46
ene-97	83	2	0	0,1	19	229	7	2		371	4,9	12,9	7,65	0,30	-0,82	-3,09
feb-97	96	3	4	0,0	19	267	12	11		396	3,5	12,2	7,91	0,66	-0,03	-2,37
mar-97	95	6	2	0,1	21	267	9	12		410	1,3	12,3	7,87	0,61	0,20	-2,33
abr-97	81	4	3	0,0	18	252	9	10		372	0,6	13,8	7,98	0,67	0,06	-2,45

Cabra: Anexos

Fuente del Río (n° 12)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	69	11	8	0,0	22	229	18	24	0,59	400		15,9	7,38	-0,01	-0,62	-2,16	-2,09
nov-95	68	10	8	0,0	21	229	18	23	0,59	391	111	15,9	7,54	0,14	-0,32	-2,18	-2,25
dic-95	68	10	8	0,0	16	229	16	21	0,27	386	197	16,0	7,58	0,18	-0,24	-2,22	-2,29
ene-96	66	9	6	0,5	19	229	12	19	0,22	447	851	14,5	7,75	2,94	5,03	0,17	-0,83
feb-96	66	8	4	0,1	19	198	12	22	0,17	422	1001	15,7	7,67	0,20	-0,28	-2,20	-2,44
mar-96	69	10	6	0,5	13	214	12	20	0,24	422	499	15,6	7,57	0,15	-0,35	-2,22	-2,31
abr-96	66	10	6	0,0	15	229	14	22	0,23	428	377	15,6	7,62	0,21	-0,19	-2,20	-2,33
may-96	65	9	6	0,3	20	214	14	22	0,16	408	454	15,7	7,67	0,22	-0,19	-2,21	-2,41
jun-96	69	10	6	0,4	23	221	16	24	0,17	401	309	15,4	7,86	0,44	0,25	-2,16	-2,59
jul-96	72	9	7	1,5	19	232	18	23	0,18	421	200	15,8	7,63	0,26	-0,16	-2,16	-2,34
ago-96	77	10	7	0,6	24	229	18	20	0,15	462	159	15,9	7,65	0,30	-0,07	-2,20	-2,36
sep-96	70	10	6	0,3	27	223	16	21	0,18	461	177	15,7	7,47	0,06	-0,48	-2,21	-2,19
oct-96	70	10	7	0,0	20	221	16	20	0,17	450	116	16,3	7,54	0,15	-0,32	-2,23	-2,26
nov-96	66	10	7	1,9	20	229	16	21	0,16	436	221	16,2	7,52	0,12	-0,37	-2,24	-2,23
dic-96	68	9	8	0,6	21	226	14	22	0,17	402	1121	15,9	7,54	0,19	-0,32	-2,15	-2,26
ene-97	65	15	6	0,2	24	229	12	15		404	1347	15,7	7,55	0,13	-0,16	-2,39	-2,26
feb-97	65	13	7	0,0	29	229	14	19		394	587	15,8	7,68	0,25	0,04	-2,29	-2,39
mar-97	74	11	8	0,3	25	229	12	19		413	442	15,6	7,67	0,30	-0,02	-2,24	-2,38
abr-97	72	10	5	0,0	23	221	14	20		398	221	15,6	7,50	0,12	0,07	-2,18	-2,22

Las Piedras (n° 10)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	100	19	34	0,9	34	282	64	52	0,53	683	2	18,5	7,27	0,11	-0,23	-1,76	-1,88
nov-95	97	18	33	2,3	36	282	62	56	1,14	669	2	18,2	7,25	0,07	-0,33	-1,75	-1,87
dic-95	95	17	26	1,5	48	275	51	57	0,48	630	2	18,1	7,29	0,09	-0,29	-1,74	-1,92
ene-96	99	18	30	1,8	31	290	59	73	0,47	797	29	16,3	7,37	0,18	-0,15	-1,62	-1,98
feb-96	101	18	34	1,6	37	282	61	75	0,55	778	36	17,9	7,42	0,25	0,02	-1,61	-2,04
mar-96	95	18	31	1,5	25	282	55	57	0,48	728	63	18,3	7,37	0,19	-0,07	-1,73	-1,98
abr-96	91	19	31	0,9	28	267	57	56	0,47	736	43	17,9	7,59	0,36	0,29	-1,76	-2,23
may-96	91	18	30	0,9	30	267	59	63	0,32	690	41	18,3	7,45	0,23	0,01	-1,71	-2,09
jun-96	92	16	38	1,4	28	275	62	78	0,41	674	60	18,1	7,68	0,46	0,43	-1,62	-2,31
jul-96	95	17	32	2,0	30	278	64	72	0,34	739	52	18,5	7,45	0,26	0,03	-1,64	-2,07
ago-96	92	15	40	1,7	33	265	66	67	0,34	773	8	18,5	7,41	0,19	-0,15	-1,68	-2,05
sep-96	99	19	33	1,0	35	275	66	90	0,34	782	23	18,3	7,36	0,17	-0,12	-1,54	-1,99
oct-96	97	18	32	2,5	31	271	66	75	0,32	761	14	19,2	7,36	0,18	-0,09	-1,62	-1,99
nov-96	95	19	31	0,0	32	281	62	69	0,30	747	14	18,6	7,33	0,15	-0,14	-1,66	-1,95
dic-96	98	17	30	0,0	31	284	62	66	0,31	709	27	18,5	7,31	0,15	-0,20	-1,66	-1,92
ene-97	86	24	38	1,2	39	293	50	49		755	79	18,2	7,41	0,20	0,09	-1,85	-2,01
feb-97	111	16	38	1,4	35	275	62	65		700	97	18,4	7,49	0,36	0,14	-1,64	-2,12
mar-97	103	23	30	1,0	31	290	64	71		729	91	18,3	7,41	0,26	0,13	-1,63	-2,02
abr-97	106	18	34	0,0	36	282	62	75		694	71	18,3	7,29	0,16	-1,57	-1,68	-1,90

Marbella (n° 75)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	86	20	46	2,9	40	229	78	96	0,61	694	20	16,2	7,51	0,15	-0,09	-1,56	-2,23
nov-95	85	19	43	3,8	41	221	73	87	1,27	681	19	16,2	7,55	0,17	-0,07	-1,60	-2,28
dic-95	83	19	44	3,2	41	229	76	78	0,60	676	15	16,4	7,44	0,08	-0,24	-1,66	-2,16
ene-96	85	19	36	2,8	38	229	76	81	0,58	780	41	16,6	7,71	0,35	0,29	-1,63	-2,43
feb-96	92	20	39	3,9	38	221	71	84	0,67	762	56	16,3	7,80	0,46	0,49	-1,59	-2,54
mar-96	85	19	41	3,4	33	221	69	84	0,57	749	129	16,4	7,70	0,33	0,25	-1,61	-2,43
abr-96	80	18	40	3,0	32	214	67	77	0,53	716	123	16,5	7,56	0,16	-0,10	-1,67	-2,30
may-96	76	20	36	3,2	41	206	57	74	0,38	626	102	16,2	7,54	0,10	-0,16	-1,70	-2,30
jun-96	76	18	30	3,5	31	214	51	67	0,35	586	91	15,1	7,45	0,01	-0,37	-1,73	-2,20
jul-96	74	17	28	4,3	32	226	46	63	0,35	602	126	16,6	7,13	0,27	-0,94	-1,76	-1,85
ago-96	73	17	24	2,9	39	220	43	61	0,33	637	83	16,6	7,50	0,09	-0,23	-1,78	-2,23
sep-96	75	17	20	5,1	24	214	43	64	0,35	641	59	16,4	7,61	0,19	-0,21	-1,75	-2,35
oct-96	74	16	22	0,0	34	207	46	70	0,37	606	49	16,6	7,64	0,21	-0,01	-1,72	-2,39
nov-96	70	16	25	0,0	40	207	41	68	0,32	610	65	16,7	7,58	0,12	-0,15	-1,75	-2,33
dic-96	82	17	22	1,9	40	220	44	69	0,38	576	64	16,6	7,59	0,26	0,03	-1,66	-2,32
ene-97	89	18	20	2,5	38	206	43	73		590	177	16,6	7,65	0,28	0,11	-1,64	-2,41
feb-97	83	16	29	2,9	46	221	41	61		540	233	16,5	7,79	0,42	0,36	-1,74	-2,52
mar-97	69	16	19	2,3	36	214	30	49		505	191	16,7	7,71	0,27	0,15	-1,89	-2,45
abr-97	71	18	16	0,0	37	221	23	48		454	180	16,4	7,58	0,18	-0,05	-1,86	-2,30

Aguas subterráneas

Cabra: Anexos

El Palancar (n° 22)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>c</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	102	12	3	0,4	17	229	11	75	0,97	463	7	15,7	7,37	0,11	-0,48	-1,56	-2,09
nov-95	97	12	3	0,0	20	229	9	75	1,02	464	5	15,9	7,56	0,28	-0,12	-1,58	-2,28
dic-95	87	11	3	0,0	16	229	6	64	0,45	454	43	15,7	7,40	0,08	-0,50	-1,67	-2,11
ene-96	92	11	0	1,0	14	236	12	56	0,45	558	52	15,9	7,52	0,24	-0,20	-1,71	-2,22
feb-96	104	12	4	1,0	17	229	12	92	0,46	586	40	15,7	7,66	0,39	0,06	-1,47	-2,38
mar-96	94	12	3	0,0	10	244	9	73	0,47	538	34	15,8	7,46	0,19	-0,28	-1,59	-2,15
abr-96	88	10	2	0,2	12	244	11	65	0,37	537	40	15,7	7,50	0,21	-0,28	-1,66	-2,19
may-96	89	10	1	0,3	16	236	11	68	0,23	489	32	15,8	7,53	0,23	-0,24	-1,64	-2,23
jun-96	92	11	2	0,5	18	241	9	71	0,23	480	29	16,2	7,68	0,40	0,10	-1,61	-2,37
jul-96	89	12	3	0,0	16	241	11	69	0,25	519	19	15,9	7,76	0,46	0,27	-1,64	-2,45
ago-96	85	11	2	0,0	21	249	9	54	0,29	525	19	16,2	7,61	0,32	0,01	-1,76	-2,29
sep-96	89	11	1	0,0	18	238	9	63	0,30	536	16	15,9	7,42	0,13	-0,42	-1,67	-2,12
oct-96	90	11	3	0,0	19	235	9	59	0,30	511	14	16,4	7,48	0,19	-0,28	-1,70	-2,18
nov-96	86	11	2	0,0	21	249	9	55	0,28	501	19	16,1	7,44	0,16	-0,34	-1,74	-2,12
dic-96	83	12	0	0,0	19	235	9	56	0,35	469	71	16,5	7,48	0,16	-0,27	-1,75	-2,18
ene-97	109	12	1	0,2	23	250	9	66		526	68	16,0	7,42	0,23	-0,28	-1,59	-2,10
feb-97	93	15	4	0,1	17	252	9	46		500	62	16,1	7,56	0,31	0,07	-1,80	-2,23
mar-97	96	14	4	0,3	21	252	9	46		544	25	15,9	7,49	0,25	0,10	-1,78	-2,16
abr-97	69	12	1	0,0	26	252	7	48		467	17	15,9	7,42	0,06	-0,17	-1,85	-2,08

Sondeo surgente número 93

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>c</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95																	
nov-95																	
dic-95																	
ene-96																	
feb-96																	
mar-96	79	14	3	0,4	14	244	11	63	0,57	495	26	16,4	8,32	0,97	1,43	-1,73	-3,02
abr-96	75	13	3	0,0	12	229	9	63	0,55	519	17	16,3	7,77	0,40	0,28	-1,73	-2,48
may-96	78	12	2	0,3	16	221	11	64	0,38	489	19	16,6	7,47	0,10	-0,36	-1,71	-2,19
jun-96	84	17	3	0,5	19	247	11	68	0,50	479	5	16,1	7,86	0,55	0,63	-1,68	-2,54
jul-96	86	12	3	0,7	17	244	12	67	0,43	528	1	16,2	7,48	0,18	-0,25	-1,67	-2,16
ago-96																	
sep-96																	
oct-96																	
nov-96																	
dic-96	92	15	5	0,0	19	238	11	68	0,43	499	14	16,0	7,48	0,20	-0,18	-1,64	-2,18
ene-97	77	15	0	0,2	22	247	9	29		503	31	16,4	7,53	0,21	-0,04	-2,05	-2,21
feb-97	82	22	4	0,0	19	252	11	53		480	23	16,5	7,54	0,24	0,15	-1,79	-2,21
mar-97	88	16	2	0,3	24	244	9	55		486	22	17,3	7,34	0,07	-0,35	-1,75	-2,02
abr-97	103	15	1	0,0	24	236	9	59		462	4	16,6	7,30	0,08	0,14	-1,64	-1,99

Sondeo surgente número 124

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>c</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95																	
nov-95																	
dic-95																	
ene-96																	
feb-96																	
mar-96	350	20	5	2,1	25	275	12	638	3,98	1477		16,4	7,85	1,00	1,01	-0,42	-2,53
abr-96	306	22	5	1,9	24	267	14	681	3,25	1509	>1	15,9	7,19	0,27	-0,35	-0,43	-1,87
may-96	299	18	4	1,8	31	259	14	624	2,19	1451	>1	18,3	7,28	0,10	-0,74	-0,47	-1,67
jun-96	453	29	8	3,1	26	281	21	917	3,23	1549		17,8	7,22	0,47	0,03	-0,23	-1,88
jul-96	399	26	8	3,4	21	270	20	820	2,65	1790		21,1	7,52	0,75	0,65	-0,31	-2,18
ago-96	223	29	5	0,0	22	284	20	444	1,32	1156		19,6	7,58	0,65	0,72	-0,69	-2,21
sep-96	187	29	7	5,3	30	323	23	341	1,30	1402		17,0	7,33	0,37	0,19	-0,83	-1,91
oct-96	411	28	7	0,0	18	320	21	929	2,38	2058		16,5	7,20	0,44	-0,02	-0,25	-1,81
nov-96	445	33	8	3,3	29	302	20	911	2,67	1954		15,2	7,20	0,43	-0,02	-0,23	-1,84
dic-96	353	24	6	0,6	31	305	11	590	2,64	1353		15,6	7,12	0,32	-0,28	-0,44	-1,75
ene-97																	
feb-97																	
mar-97																	
abr-97																	

**Cabra: Anexos**

**Río Bailón**

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>c</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95											5						
nov-95											5						
dic-95	69	18	2	0,9	33	275	10	15	0,27	501	63						
ene-96											238						
feb-96											5						
mar-96											5						
abr-96											5						
may-96	66	23	3	0,3	17	275	12	28	0,25	469	36	29,5	8,42	1,20	2,36	-2,18	-3,01
jun-96											5						
jul-96											5						
ago-96											5						
sep-96											5						
oct-96											5						
nov-96	113	11	7	1,9	16	323	16	70	0,30	597	5	11,2	8,27	1,10	1,33	-1,56	-2,88
dic-96	88	14	5	0,9	14	305	7	28	0,25	453	427	10,2	8,62	1,30	1,94	-2,02	-3,27
ene-97	82	14	2	0,6	20	276	5	28		440	216	12,9	8,44	1,11	1,62	-2,04	-3,11
feb-97	47	22	6	0,2	17	160	11	46		325	5	21,1	9,14	1,34	2,67	-2,08	-4,09
mar-97											5						
abr-97											5						

## **ANEXO 4: RUTE-HORCONERA**



**Rute-Horconera: Anexos**

Fuente del Rey-Manantial de la Salud (n° 1)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	131	33	36	0,0	15	275	67	157	1,80	872	35	15,5	7,16	0,02	-0,33	-1,24	-1,81
nov-95	131	31	34	1,2	20	259	59	218	3,92	865	50	15,9	7,31	0,13	-0,13	-1,11	-1,98
dic-95	90	30	32	0,1	17	244	62	194	1,66	846	45	15,6	7,25	-0,10	-0,45	-1,28	-1,95
ene-96	131	30	23	1,4	31	259	60	154	1,73	944	111	15,8	7,55	0,38	0,36	-1,24	-2,23
feb-96	131	30	31	1,2	24	259	62	202	1,70	984	307	15,7	7,30	0,12	-0,16	-1,13	-1,97
mar-96	136	34	34	0,0	21	267	64	234	1,85	995	299	15,7	7,30	0,14	-0,09	-1,07	-1,96
abr-96	123	35	35	0,0	9	259	66	212	1,81	992	155	15,6	7,41	0,20	0,09	-1,14	-2,09
may-96	126	31	34	0,3	19	259	66	233	1,21	906	226	15,8	7,34	0,14	-0,09	-1,10	-2,01
jun-96	117	31	31	0,8	19	256	64	207	1,08	865	139	15,8	7,49	0,26	0,18	-1,16	-2,17
jul-96	131	32	34	2,3	16	262	64	202	1,21	967	132	15,4	7,43	0,25	0,12	-1,14	-2,10
ago-96	126	28	37	0,0	17	262	66	196	1,13	993	129	15,9	7,33	0,15	-0,13	-1,16	-2,00
sep-96	127	33	36	1,6	19	259	66	213	1,25	944	169	15,7	7,28	0,08	-0,17	-1,13	-1,95
oct-96	125	30	33	0,0	20	255	66	209	1,15	923	90	16,1	7,34	0,14	-0,10	-1,14	-2,02
nov-96	123	32	32	1,6	22	268	60	212	1,11	930	157	16,1	7,29	0,10	-0,13	-1,14	-1,95
dic-96	126	30	32	1,1	27	265	59	207	1,14	873	246	15,8	7,29	0,17	-0,13	-1,09	-1,96
ene-97	131	33	35	1,3	29	268	55	214		896	395	16,2	7,40	0,24	0,12	-1,12	-2,06
feb-97	133	33	36	0,9	21	267	59	202		855	286	15,7	7,45	0,29	0,21	-1,13	-2,11
mar-97	139	34	30	1,5	25	275	60	190		884	284	15,7	7,32	0,19	0,00	-1,14	-1,97
abr-97	125	32	28	0,0	23	267	66	203		825	335	16,1	7,10	-0,06	-0,05	-1,11	-1,75

La Milana (n° 4)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95																	
nov-95																	
dic-95																	
ene-96																	
feb-96																	
mar-96	81	16	11	1,0	9	290	23	48	0,66	590	37	15,4	7,36	0,10	-0,28	-1,84	-1,97
abr-96																	
may-96																	
jun-96	92	17	10	0,4	33	284	21	45	0,43	552	18	15,7	7,74	0,52	0,54	-1,83	-2,37
jul-96	93	16	11	0,6	24	287	21	48	0,45	585	13	15,3	7,54	0,32	0,10	-1,79	-2,16
ago-96	88	12	12	4,7	29	293	21	37	0,44	597	11	16,0	7,54	0,20	-0,37	-1,88	-2,19
sep-96	97	17	9	0,5	31	271	21	41	0,46	603	3	15,6	7,39	0,18	-0,19	-1,84	-2,03
oct-96	90	15	9	0,0	25	278	18	44	0,32	562	3	15,6	7,45	0,22	-0,13	-1,83	-2,08
nov-96	94	16	9	0,0	25	278	20	42	0,42	563	4	15,6	7,46	0,25	-0,07	-1,84	-2,09
dic-96	87	17	12	0,0	36	278	23	47	0,48	586	27	16,0	7,37	0,15	-0,19	-1,83	-1,97
ene-97	90	21	24	0,6	30	290	32	68		673	69	16,3	7,33	0,11	-0,17	-1,68	-1,94
feb-97	111	22	30	0,6	24	267	48	122		732	43	15,8	7,45	0,25	0,02	-1,37	-2,11
mar-97	119	27	29	0,5	27	282	46	133		761	28	16,2	7,37	0,22	0,03	-1,33	-2,00
abr-97	107	18	25	0,0	36	275	44	114		705	17	15,8	7,29	0,10	-0,06	-1,38	-1,93

El Arimadizo (n° 39)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	70	14	2	1,5	21	198	26	26	0,95	394	1	14,1	7,58	0,10	-0,31	-2,11	-2,36
nov-95	69	14	2	0,0	16	244	7	29	0,94	374	1	12,8	7,86	0,44	0,35	-2,08	-2,56
dic-95	67	8	2	0,1	23	229	7	9	0,18	347	129	13,1	7,70	0,26	-0,23	-2,55	-2,42
ene-96	67	8	8	1,5	19	236	7	10	0,19	402	97	13,5	7,76	0,34	-0,06	-2,55	-2,47
feb-96	62	9	0	1,6	20	214	5	14	0,17	368	112	12,3	8,40	0,87	1,06	-2,42	-3,17
mar-96	52	9	2	0,0	9	191	7	13	0,20	365	73	13,7	7,83	0,23	-0,10	-2,48	-2,63
abr-96	62	11	2	0,0	10	214	7	21	0,25	391	47	13,4	7,62	0,12	-0,31	-2,24	-2,37
may-96	66	9	1	0,0	15	221	9	12	0,14	357	62	13,6	7,69	0,24	-0,19	-2,43	-2,43
jun-96	66	8	1	0,9	16	221	7	21	0,17	374	19	13,6	7,80	0,34	-0,03	-2,22	-2,54
jul-96	68	13	2	1,1	13	241	7	28	0,26	425	9	13,8	7,62	0,21	-0,10	-2,09	-2,32
ago-96	64	15	1	2,2	21	238	7	23	0,25	438	4	14,4	7,53	0,10	-0,23	-2,20	-2,23
sep-96	72	13	0	0,0	19	238	9	25	0,26	454	4	13,6	7,20	-0,20	-0,93	-2,13	-1,90
oct-96	63	11	1	0,0	14	223	7	22	0,22	405	4	13,6	7,31	-0,16	-0,88	-2,20	-2,04
nov-96	64	10	2	0,0	17	220	7	14	0,13	373	66	13,5	7,42	-0,05	-0,70	-2,41	-2,16
dic-96	69	8	3	0,0	19	223	7	11	0,12	359	142	13,5	7,54	0,11	-0,55	-2,48	-2,27
ene-97	71	7	0	0,1	19	229	5	6		366	142	13,6	7,45	0,05	-0,72	-2,73	-2,17
feb-97	73	7	2	0,0	19	214	5	17		345	24	13,5	7,68	0,25	-0,32	-2,26	-2,43
mar-97	70	14	0	0,4	24	229	5	23		374	18	13,6	7,56	0,13	-0,26	-2,17	-2,28
abr-97	69	11	1	0,0	17	252	5	25		372	7	13,7	7,34	-0,04	-0,25	-2,10	-2,01

**Rute-Horconera: Anexos**

Hoz-1 (n° 99)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95											140						
nov-95											220						
dic-95											356						
ene-96											1267						
feb-96	78	20	8	0,0	38	229	23	76	0,49	568	1064	15,5	7,92	0,52	0,67	-1,67	-2,64
mar-96	82	24	15	0,7	17	259	27	80	0,68	590	619	16,5	7,71	0,40	0,51	-1,64	-2,37
abr-96	82	27	21	1,9	17	244	37	95	0,80	671	320	16,7	7,69	0,35	0,46	-1,57	-2,38
may-96	81	25	13	0,6	26	252	28	72	0,54	561	436	16,6	7,54	0,22	0,17	-1,69	-2,21
jun-96	88	31	19	1,1	22	253	41	94	0,59	640	263	17,1	7,83	0,54	0,87	-1,56	-2,50
jul-96	84	31	21	1,8	17	262	44	107	0,53	734	215	17,5	7,46	0,17	0,16	-1,53	-2,11
ago-96	89	29	25	0,7	26	259	34	122	0,72	802	171	18,2	7,37	0,10	-0,01	-1,46	-2,02
sep-96	84	32	24	0,5	24	253	50	116	0,69	804	180	17,3	7,50	0,18	-0,20	-1,50	-2,17
oct-96	89	29	27	0,0	19	244	55	133	0,60	772	156	17,5	7,51	0,20	0,18	-1,42	-2,19
nov-96	89	21	14	0,0	21	241	27	82	0,69	589	320	17,1	7,54	0,24	0,12	-1,59	-2,23
dic-96	73	18	8	0,0	24	238	12	37	0,26	453	1741	16,1	7,63	0,26	0,15	-1,97	-2,33
ene-97	62	22	5	0,2	16	244	11	34		433	2093	16,6	7,55	0,13	0,06	-2,07	-2,23
feb-97	79	22	18	0,6	29	267	27	73		563	507	16,6	7,75	0,44	0,57	-1,70	-2,40
mar-97	85	30	19	0,9	25	259	67	83		617	405	17,1	7,57	0,28	0,35	-1,63	-2,23
abr-97	72	26	19	0,0	29	252	36	104		625	292	17,1	7,45	0,09	0,29	-1,54	-2,11

Hoz-2 (n° 63)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	88	31	34	0,5	14	267	53	87	0,79	699	21	18,4	7,33	0,08	-0,02	-1,61	-1,97
nov-95	90	30	32	1,6	20	259	57	112	1,66	702	21	18,4	7,36	0,10	-0,02	-1,50	-2,01
dic-95	85	31	34	0,6	20	275	59	95	0,76	701	32	18,2	7,65	0,39	0,60	-1,58	-2,28
ene-96	88	28	26	2,3	18	275	71	98	0,75	786	44	18,6	7,47	0,23	0,25	-1,56	-2,10
feb-96											48						
mar-96	74	31	30	1,3	12	275	55	109	0,69	764	18	18,5	7,43	0,12	0,13	-1,57	-2,06
abr-96	80	31	32	1,7	14	252	57	104	0,69	764	24	18,3	7,53	0,21	0,27	-1,56	-2,20
may-96	89	29	31	1,0	19	267	55	81	0,51	712	32	18,5	7,45	0,21	0,20	-1,63	-2,09
jun-96	79	30	30	1,2	21	270	59	84	0,35	708	26	18,5	7,66	0,37	0,59	-1,66	-2,30
jul-96	86	31	30	2,1	16	270	57	85	0,48	775	25	18,6	7,33	0,08	-0,01	-1,62	-1,96
ago-96	85	30	29	2,2	23	278	66	104	0,47	797	28	18,7	7,32	0,07	-0,04	-1,55	-1,94
sep-96	87	32	29	2,0	21	256	60	104	0,48	812	26	18,6	7,35	0,07	-0,02	-1,54	-2,01
oct-96	87	31	31	0,0	18	265	59	114	0,47	767	22	18,6	7,40	0,14	0,10	-1,50	-2,04
nov-96	89	31	30	0,0	18	275	55	112	0,49	761	28	18,6	7,35	0,11	0,04	-1,50	-1,98
dic-96	73	29	35	3,5	25	278	53	96	0,55	699	52	18,8	7,37	0,07	0,00	-1,63	-1,99
ene-97	91	25	33	0,8	24	282	53	106		722	55	19,3	7,36	0,15	0,04	-1,51	-1,97
feb-97	101	26	37	1,2	29	275	57	92		708	34	18,8	7,52	0,34	0,38	-1,54	-2,15
mar-97	93	33	32	0,9	28	290	60	93		737	36	18,6	7,39	0,19	0,21	-1,57	-2,00
abr-97	79	30	32	0,0	28	275	64	108		739	27	18,7	7,34	0,07	0,16	-1,51	-1,96

**Rute-Horconera: Anexos**

**Río Herreras**

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95											0						
nov-95											0						
dic-95	57	7	20	2,7	39	122	9	56	0,44	450	1088						
ene-96	99	13	11	1,7	53	290	16	56	0,40	672	826	10,5	8,76	1,43	2,12	-1,72	-3,45
feb-96											233						
mar-96	116	13	11	1,4	60	313	20	59	0,54	669	93	13,5	8,18	1,03	1,29	-1,65	-2,79
abr-96	108	14	12	0,5	58	328	20	49	0,50	687	46	13,5	8,75	1,54	2,37	-1,76	-3,38
may-96	100	13	10	1,1	64	297	18	40	0,38	631	150	15,5	8,34	1,14	1,60	-1,86	-2,97
jun-96	79	17	8	1,5	49	250	18	45	0,28	548	32	21,1	8,41	1,11	1,88	-1,90	-3,08
jul-96											0						
ago-96											0						
sep-96											0						
oct-96											0						
nov-96	138	13	14	0,0	50	366	25	62	0,46	752	87	9,7	8,15	1,08	1,26	-1,56	-2,71
dic-96	125	9	10	3,5	59	323	14	51	0,39	604	780	10,6	8,16	1,02	1,01	-1,67	-2,77
ene-97	108	12	8	1,1	56	313	12	32		588	957	10,3	8,21	1,00	1,18	-1,90	-2,84
feb-97	110	13	13	1,3	48	320	14	41		559	123	12,6	8,66	1,45	2,15	-1,82	-3,29
mar-97	117	10	10	1,1	43	343	14	39		598	33	13,8	8,54	1,42	1,96	-1,81	-3,13
abr-97	136	12	7	0,0	37	320	12	37		544	8	17,6	8,35	1,34	1,68	-1,78	-2,94

## **ANEXO 5: ENSAYO DE TRAZADO**

## Ensayo de trazado: Anexos

### Manantial Hoz-1 (n° 99)

	Tiempo (h)	Q (l/h)	Li (mg/l)	mg/h	mg/l corregido	mg/h corregido
Muestra 1	0	810000	0,04	32400	0,02	16200
Muestra 2	13	810000	0,12	97200	0,12	97200
Muestra 3	19	810000	0,02	16200	0,02	16200
Muestra 4	26,5	810000	0,02	16200	0,02	16200
Muestra 5	33	810000	0,02	16200	0,02	16200
Muestra 6	39	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 7	45	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 8	51	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 9	57	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 10	63	810000	0,03	24300	0,03	24300
Muestra 11	69	810000	0,02	16200	0,02	16200
Muestra 12	75	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 13	82	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 14	87	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 15	93	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 16	99	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 17	106	810000	0,01	8100	0,02	16200
Muestra 18	111	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 19	117	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 20	123	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 21	129,5	802800	0	0	0,02	16056
Muestra 22	135	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 23	141	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 24	147	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 25	153	802800	0	0	0,02	16056
Muestra 26	159	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 27	165	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 28	171	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 29	177	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 30	183	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 31	189	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 32	197	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 33	201	802800	0,01	8028	0,02	16056
Muestra 34	207	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 35	213	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 36	219	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 37	225,5	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 38	231,5	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 39	237	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 40	245,75	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 41	249	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 42	255	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 43	261	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 44	267	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 45	273,5	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 46	279	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 47	285	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 48	291	774000	0,02	15480	0,02	15480
Muestra 49	297	774000	0,01	7740	0,02	15480
Muestra 50	303	763200	0,01	7632	0,02	15264
Muestra 51	309	763200	0,01	7632	0,02	15264
Muestra 52	315	763200	0,01	7632	0,02	15264
Muestra 53	321	763200	0,01	7632	0,02	15264
Muestra 54	327	763200	0,01	7632	0,02	15264
Muestra 55	333	763200	0,01	7632	0,02	15264
Muestra 56	339	763200	0,01	7632	0,02	15264
Muestra 57	346,5	745200	0,01	7452	0,02	14904
Muestra 58	360,5	745200	0,01	7452	0,02	14904
Muestra 59	374,5	730800	0,01	7308	0,02	14616
Muestra 60	388,5	730800	0,01	7308	0,02	14616

## Ensayo de trazado: Anexos

### Manantial Hoz-2 (n° 63)

	t (h)	Li (mg/l)	Q (l/h)	mg/h
Muestra 1	13,25	0,02	80856	1617,12
Muestra 2	39,25	0,02	79200	1584,00
Muestra 3	63,25	0,02	79200	1584,00
Muestra 4	87,25	0,02	79200	1584,00
Muestra 5	111,25	0,02	78192	1563,84
Muestra 6	135,25	0,02	78192	1563,84
Muestra 7	159,25	0,02	78192	1563,84
Muestra 8	183,25	0,02	78192	1563,84
Muestra 9	207,25	0,02	73908	1478,16
Muestra 10	231,75	0,02	81000	1620,00
Muestra 11	255,25	0,01	79668	796,68
Muestra 12	279,25	0,01	72000	720,00
Muestra 13	303,25	0,01	72000	720,00
Muestra 14	327,25	0,01	72000	720,00
Muestra 15	346,75	0,01	78192	781,92
Muestra 16	375	0,01	73908	739,08
Muestra 17	399	0,01	73908	739,08
Muestra 18	423	0,01	73908	739,08
Muestra 19	447,5	0,01	72000	720,00
Muestra 20	471,5	0,01	72000	720,00
Muestra 21	494,75	0,02	72000	1440,00
Muestra 22	518,75	0,02	72000	1440,00
Muestra 23	543,5	0,02	72000	1440,00
Muestra 24	570,5	0,02	72000	1440,00
Muestra 25	591	0,02	72000	1440,00
Muestra 26	614,5	0,01	72000	720,00
Muestra 27	638,75	0,02	72000	1440,00
Muestra 28	663	0,02	72000	1440,00
Muestra 29	687,25	0,02	72000	1440,00
Muestra 30	709,75	0,02	72000	1440,00



**ANEXO 6: GAENA**

Gaena: Anexos

El Nacimiento de Zambra (n° 45)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	79	22	19	0,0	19	252	36	63	0,47	554	53	16,2	7,40	0,07	-0,18	-1,74	-2,07
nov-95	81	21	18	1,4	17	236	32	67	0,99	550	54	16,2	7,47	0,13	-0,10	-1,71	-2,17
dic-95	78	22	18	0,2	22	252	32	68	0,47	535	112	16,0	7,34	0,00	-0,33	-1,72	-2,01
ene-96	88	22	11	1,0	14	252	33	69	0,45	641	561	16,0	7,81	0,51	0,67	-1,67	-2,49
feb-96	84	21	17	1,0	21	259	34	87	0,49	641	557	16,4	7,74	0,44	0,52	-1,59	-2,40
mar-96	88	23	19	0,0	12	244	36	110	0,51	653	510	16,5	7,49	0,18	0,02	-1,48	-2,18
abr-96	80	24	20	0,5	16	244	37	99	0,51	689	425	16,4	7,46	0,11	-0,06	-1,56	-2,15
may-96	89	24	20	0,6	21	236	39	97	0,38	650	423	16,4	7,49	0,17	0,00	-1,53	-2,19
jun-96	86	25	20	0,7	22	247	41	107	0,31	649	309	15,5	7,58	0,03	-0,25	-1,50	-2,49
jul-96	94	22	21	1,4	18	246	41	110	0,41	733	269	16,3	7,52	0,24	0,08	-1,46	-2,21
ago-96	88	23	25	0,0	19	250	40	88	0,36	735	203	16,6	7,50	0,21	0,07	-1,58	-2,18
sep-96	96	25	21	0,8	26	244	39	106	0,43	760	128	16,3	7,36	0,08	-0,19	-1,48	-2,05
oct-96	92	23	19	1,4	22	247	39	111	0,36	692	139	16,6	7,48	0,19	0,02	-1,47	-2,16
nov-96	87	24	18	2,7	25	250	34	96	0,35	709	163	16,7	7,41	0,11	-0,10	-1,55	-2,09
dic-96	93	23	20	0,0	22	256	36	110	0,43	655	859	16,7	7,37	0,10	-0,16	-1,47	-2,04
ene-97	88	25	25	0,5	23	256	39	98		674	714	16,6	7,35	0,06	-0,18	-1,54	-2,02
feb-97	91	24	26	0,4	22	252	39	123		667	586	16,9	7,53	0,24	0,16	-1,44	-2,20
mar-97	99	29	25	0,6	29	252	39	124		670	455	16,4	7,45	0,18	0,07	-1,41	-2,13
abr-97	99	23	20	0,0	28	244	43	144		658	368	16,8	7,33	0,07	0,00	-1,31	-2,01

Jarcas (n° 31)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	42	17	2	0,0	22	198	9	6	0,05	293		15,9	7,78	0,13	0,10	-2,94	-2,55
nov-95	41	16	2	0,0	24	191	7	6	0,09	293	1	14,2	7,96	0,26	0,30	-2,92	-2,76
dic-95	40	16	2	0,0	18	168	9	4	0,04	286	14	14,5	7,95	-0,08	-0,33	-3,54	-2,85
ene-96	39	14	0	0,4	19	168	5	6	0,03	338	14	13,8	8,06	0,28	0,31	-2,94	-2,91
feb-96	42	15	3	0,9	21	168	7	7	0,06	325	27	14,5	8,57	0,80	1,36	-2,88	-3,44
mar-96	42	17	2	0,0	16	183	5	7	0,04	324	13	14,7	8,17	0,46	0,74	-2,88	-2,99
abr-96	39	17	2	0,2	17	183	7	7	0,03	333	14	14,6	7,88	0,15	0,14	-2,88	-2,69
may-96	38	15	1	0,0	20	175	7	7	0,03	310	11	14,8	7,97	0,21	0,23	-2,91	-2,80
jun-96	42	18	2	0,0	23	195	7	5	0,03	307	8	15,2	8,27	0,59	1,03	-3,02	-3,06
jul-96	44	18	3	0,0	21	198	7	9	0,04	339	19	12,9	8,21	0,52	0,81	-2,75	-3,01
ago-96	43	17	1	0,0	23	192	9	6	0,03	358	13	14,8	8,02	0,34	0,50	-2,90	-2,81
sep-96	44	18	3	0,0	35	192	9	7	0,02	358	15	14,9	7,82	0,15	0,11	-2,83	-2,61
oct-96	42	17	2	1,2	24	195	9	7	0,03	347	11	15,0	8,01	0,33	0,48	-2,88	-2,79
nov-96	40	17	2	0,0	26	192	9	4	0,03	339	11	14,8	7,93	0,23	0,30	-3,12	-2,72
dic-96	47	16	6	0,0	34	192	7	7	0,04	314	18	14,8	7,97	0,32	0,39	-2,84	-2,76
ene-97	41	21	0	0,0	25	192	7	5		318	40	15,2	8,03	0,34	0,59	-3,00	-2,82
feb-97	41	17	2	2,7	24	191	9	7		313	40	14,9	8,07	0,37	0,56	-2,89	-2,87
mar-97	45	21	3	0,1	28	206	7	7		329	27	14,9	7,95	0,32	0,51	-2,85	-2,71
abr-97	50	17	1	0,0	23	191	7	8		313	21	15,0	7,92	0,32	0,45	-2,72	-2,71

El Castillejo (n° 20)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	186	31	5	1,3	29	275	14	362	2,17	1124	7	15,6	7,30	0,22	-0,15	-0,67	-1,79
nov-95	198	31	5	0,0	20	275	7	394	4,70	945	5	14,6	7,34	0,29	0,01	-0,75	-2,00
dic-95	228	34	5	0,0	21	267	14	450	2,75	1054	8	15,3	7,11	0,11	-0,38	-0,66	-1,78
ene-96	252	32	2	1,5	22	267	12	544	2,94	1322	47	15,3	7,15	0,17	-0,32	-0,57	-1,83
feb-96	202	29	3	1,0	20	267	11	371	2,60	1147	79	15,0	7,34	0,30	-0,01	-0,76	-2,01
mar-96	207	31	6	1,0	14	267	11	461	2,33	1091	81	15,2	7,22	0,17	-0,23	-0,68	-1,89
abr-96	199	28	4	0,4	11	275	12	422	1,85	1096	105	14,9	7,19	0,15	-0,32	-0,72	-1,85
may-96	185	27	4	0,8	21	275	16	376	1,42	1046	68	15,3	7,29	0,23	-0,13	-0,79	-1,95
jun-96	196	33	5	1,1	21	265	14	421	1,47	1024	55	15,4	7,46	0,40	0,26	-0,73	-2,13
jul-96	204	31	5	0,0	22	247	12	454	1,54	1123	47	15,1	7,34	0,25	-0,08	-0,69	-2,05
ago-96	195	29	4	0,5	24	287	14	367	1,25	1137	35	15,3	7,39	0,37	0,15	-0,78	-2,03
sep-96	210	32	4	0,0	24	275	14	413	1,53	1149	16	15,2	7,16	0,14	-0,30	-0,72	-1,82
oct-96	198	30	5	0,0	24	268	14	393	1,36	1081	16	15,5	7,19	0,15	-0,29	-0,75	-1,86
nov-96	207	33	5	0,6	25	268	12	455	1,46	1089	12	15,1	7,14	0,09	-0,38	-0,69	-1,81
dic-96	237	33	7	1,4	27	262	12	475	1,89	1142	39	15,8	7,12	0,13	-0,37	-0,65	-1,80
ene-97	214	35	6	0,6	25	278	14	407		1054	120	15,2	7,16	0,15	-0,25	-0,72	-1,82
feb-97	208	32	5	0,5	25	275	14	398		1008	92	15,2	7,29	0,27	-0,04	-0,73	-1,95
mar-97	212	37	6	0,5	30	290	14	395		1038	74	15,0	7,19	0,20	-0,14	-0,74	-1,83
abr-97	162	32	4	0,0	29	275	12	417		997	50	15,4	7,15	0,04	-0,16	-0,77	-1,80

## **ANEXO 7: POLLOS O JAULA**

**Pollos o Jaula: Anexos**

**Fuente Dura (n° 25)**

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	94	21	4	0,0	11	198	12	129	1,85	523	6	15,1	7,36	-0,03	-0,49	-1,38	-2,14
nov-95	95	21	4	0,6	18	183	16	155	1,77	526	8	15,3	7,53	0,10	-0,23	-1,31	-2,35
dic-95	89	21	4	0,0	19	210	11	131	0,81	522	11	16,1	7,48	0,10	-0,20	-1,40	-2,23
ene-96	95	20	1	1,5	17	214	11	87	0,74	577	15	15,4	7,63	0,29	0,13	-1,54	-2,38
feb-96	89	19	2	1,0	23	198	9	124	0,64	547	28	15,2	8,43	0,98	1,53	-1,42	-3,24
mar-96	87	20	4	0,3	13	214	9	101	0,64	543	10	15,1	7,52	0,14	-0,14	-1,50	-2,27
abr-96	85	20	3	0,1	13	206	11	99	0,68	556	13	15,1	7,55	0,14	-0,12	-1,51	-2,32
may-96	85	20	3	0,0	17	214	11	93	0,49	515	15	15,2	7,54	0,15	-0,11	-1,54	-2,29
jun-96	90	22	3	0,4	17	210	12	109	0,54	529	18	15,3	7,79	0,41	0,43	-1,46	-2,55
jul-96	105	20	3	0,0	15	217	12	119	0,47	579	14	15,2	7,57	0,25	0,00	-1,39	-2,32
ago-96	84	20	3	2,2	19	210	12	99	0,46	609	15	15,3	7,63	0,23	0,06	-1,53	-2,39
sep-96	88	20	2	1,9	31	229	12	106	0,47	615	14	15,1	7,50	0,14	-0,13	-1,49	-2,22
oct-96	84	20	3	2,0	19	207	11	90	0,39	587	14	15,2	7,51	0,11	-0,20	-1,56	-2,27
nov-96	88	21	3	0,0	19	217	11	111	0,50	578	15	15,2	7,51	0,13	-0,13	-1,46	-2,26
dic-96	102	20	4	0,0	25	214	11	131	0,51	539	16	15,3	7,27	-0,06	-0,60	-1,35	-2,02
ene-97	92	19	1	0,6	30	229	7	97		504	29	15,3	7,45	0,12	-0,21	-1,51	-2,17
feb-97	96	22	5	0,3	30	229	9	81		484	25	15,0	7,63	0,32	0,21	-1,57	-2,35
mar-97	87	22	5	0,4	23	214	11	91		473	19	15,0	7,58	0,20	0,00	-1,55	-2,33
abr-97	104	20	2	0,0	26	206	9	138		531	13	15,1	7,44	0,11	-0,01	-1,29	-2,20

**El Mansegar (n° 24)**

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	100	22	11	0,0	12	244	27	143	1,81	602	1	15,5	7,24	-0,04	-0,52	-1,33	-1,93
nov-95	98	22	10	0,0	14	244	21	139	1,60	594	1	15,5	7,50	0,21	-0,01	-1,35	-2,19
dic-95	92	22	11	0,6	21	229	21	140	0,80	576	5	16,4	7,35	0,02	-0,33	-1,37	-2,07
ene-96	103	23	7	1,6	11	244	23	133	0,97	735	15	15,6	7,58	0,31	0,20	-1,35	-2,27
feb-96	109	24	12	1,6	24	229	25	186	1,07	757	27	15,5	7,94	0,64	0,84	-1,21	-2,67
mar-96	114	27	14	0,7	13	244	25	155	1,04	745	15	15,4	7,46	0,22	0,04	-1,26	-2,16
abr-96	104	25	13	0,0	11	214	27	158	0,95	747	13	15,3	7,46	0,13	-0,14	-1,28	-2,21
may-96	109	25	13	0,5	19	236	27	182	0,73	710	15	15,5	7,48	0,20	-0,01	-1,22	-2,19
jun-96	111	26	13	0,3	28	229	28	187	0,72	709	15	15,6	7,78	0,49	0,58	-1,20	-2,51
jul-96	116	26	14	1,1	15	232	28	200	0,78	780	11	15,5	7,72	0,45	0,47	-1,16	-2,44
ago-96	100	23	15	5,4	18	241	27	168	0,64	805	8	15,9	7,56	0,26	0,13	-1,28	-2,26
sep-96	113	27	12	2,5	20	232	27	192	0,79	798	6	15,6	7,44	0,17	-0,06	-1,19	-2,16
oct-96	106	24	12	0,0	18	232	28	173	0,67	749	5	15,7	7,44	0,15	-0,12	-1,24	-2,16
nov-96	110	26	12	0,1	21	235	25	198	0,68	754	9	15,7	7,42	0,14	-0,11	-1,18	-2,13
dic-96	105	24	12	0,0	26	229	25	168	0,74	682	25	15,6	7,43	0,13	-0,15	-1,26	-2,15
ene-97	116	24	19	0,4	22	229	25	178		713	28	15,8	7,47	0,21	-0,03	-1,20	-2,19
feb-97	123	26	18	0,4	24	236	27	168		697	22	15,6	7,57	0,34	0,24	-1,21	-2,28
mar-97	117	28	15	0,6	31	236	27	157		711	16	15,6	7,48	-0,36	-0,49	-1,79	-2,18
abr-97	103	25	12	0,0	21	244	21	187		688	16	15,6	7,44	0,16	0,03	-1,19	-2,13

**ANEXO 8: GALLINERA**

Gallinera: Anexos

Castilla (n° 34)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	60	20	3	0,0	14	244	9	7	0,18	450	1	15,3	7,45	0,02	-0,23	-2,73	-2,13
nov-95	54	11	2	0,0	22	183	12	8	0,72	376	1	15,1	7,61	0,02	-0,43	-2,68	-2,42
dic-95	76	6	2	0,0	33	229	9	10	0,11	381	10	15,9	7,33	-0,02	-0,89	-2,48	-2,04
ene-96	70	11	0	0,6	27	244	7	10	0,09	442	7	15,6	7,55	0,19	-0,22	-2,54	-2,23
feb-96	63	14	0	0,9	20	244	7	10	0,08	421	6	15,5	7,89	0,48	0,52	-2,58	-2,58
mar-96	48	15	2	0,0	13	214	5	8	0,10	422	4	15,5	7,84	0,27	0,26	-2,75	-2,58
abr-96	60	16	2	0,0	27	244	9	10	0,08	430	6	15,2	7,58	0,15	-0,06	-2,60	-2,27
may-96	62	14	1	0,2	17	244	7	10	0,07	402	6	15,5	7,77	0,36	0,29	-2,59	-2,45
jun-96	62	13	1	0,0	16	247	7	9	0,06	395	3	15,3	7,86	0,45	0,45	-2,60	-2,54
jul-96	63	14	2	1,1	17	252	9	11	0,06	424	2	15,6	7,74	0,35	0,26	-2,52	-2,41
ago-96	64	19	2	0,0	27	259	9	8	0,05	440	1	15,9	7,60	0,22	0,15	-2,65	-2,26
sep-96	63	19	1	1,0	24	244	9	10	0,06	445	1	15,4	7,44	0,03	-0,24	-2,59	-2,12
oct-96	57	17	2	4,2	17	241	9	10	0,05	417	1	15,6	7,44	-0,01	-0,32	-2,61	-2,13
nov-96	65	16	2	0,0	16	256	7	6	0,07	422	2	15,7	7,45	0,08	-0,23	-2,81	-2,11
dic-96	64	10	3	0,0	26	247	5	3	0,08	399	17	15,7	7,48	0,10	-0,39	-3,05	-2,16
ene-97	74	11	0	0,0	20	244	7	6		397	24	15,7	7,51	0,18	-0,25	-2,71	-2,19
feb-97	73	13	3	0,0	23	244	7	8		373	14	15,5	7,73	0,38	0,22	-2,63	-2,42
mar-97	62	19	2	0,2	23	252	7	8		385	6	15,5	7,54	0,13	-0,02	-2,71	-2,21
abr-97	74	14	2	0,0	16	244	7	7		372	3	15,4	7,54	0,21	-0,06	-2,61	-2,22

Las Cañas (n° 41)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>C</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>V</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	77	31	4	0,0	12	351	12	25	0,48	513	0,3	16,9	7,31	0,13	0,11	-2,16	-1,83
nov-95	80	31	4	0,5	14	336	11	32	0,48	513	0,4	16,7	7,42	0,23	0,30	-2,04	-1,97
dic-95	64	23	4	0,0	13	290	11	22	0,16	445	7	16,8	7,33	0,01	-0,20	-2,25	-1,93
ene-96	67	21	0	0,5	16	286	10	15	0,12	516	6	16,6	7,61	0,30	0,34	-2,40	-2,22
feb-96	66	21	3	0,9	18	290	9	15	0,12	484	3	16,8	7,79	0,48	0,69	-2,40	-2,40
mar-96	67	23	4	0,0	10	290	9	14	0,12	484	3	16,8	7,75	0,45	0,67	-2,44	-2,36
abr-96	65	24	3	0,0	10	305	5	15	0,12	494	2	17,2	7,52	0,23	0,27	-2,42	-2,10
may-96	68	22	3	0,6	16	290	9	15	0,10	461	3	16,9	7,49	0,20	0,13	-2,39	-2,09
jun-96	69	21	2	1,1	20	287	9	15	0,07	458	2	16,9	7,71	0,42	0,55	-2,39	-2,32
jul-96	66	23	3	1,3	24	299	9	18	0,08	503	2	17,0	7,69	0,39	0,56	-2,34	-2,28
ago-96	68	22	3	0,0	20	302	12	15	0,08	525	1	17,2	7,52	0,24	0,24	-2,40	-2,11
sep-96	73	27	2	0,0	28	302	11	17	0,10	537	1	16,9	7,38	0,13	0,05	-2,33	-1,97
oct-96	68	25	3	8,7	18	305	11	18	0,09	505	1	17,0	7,42	0,14	0,09	-2,32	-2,00
nov-96	68	24	3	0,0	11	302	9	16	0,08	467	2	17,0	7,44	0,16	0,11	-2,37	-2,03
dic-96	63	22	6	1,5	18	293	9	15	0,12	459	12	17,1	7,64	0,32	0,42	-2,43	-2,24
ene-97	71	23	2	0,2	21	297	9	9		467	23	17,20	7,4	0,15	0,05	-2,59	-2,00
feb-97	69	24	5	0,1	21	305	11	14		449	9	17,00	7,6	0,33	0,44	-2,42	-2,18
mar-97	74	26	2	0,3	21	305	11	14		461	2	17,10	7,5	0,26	0,30	-2,42	-2,08
abr-97	58	24	3	0,0	16	297	9	14		443	3	16,80	7,4	0,11	0,28	-2,44	-2,02





## **ANEXO 9: VENTANAS**

Las Ventanas: Anexos

Los Juncas (n° 66)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>c</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95	197	50	18	0,6	25	275	28	432	3,12	1107	1	18,7	7,21	0,20	0,09	-0,75	-1,85
nov-95	191	44	18	0,9	30	275	25	469	6,61	1095	1	18,3	7,35	0,32	0,28	-0,73	-2,00
dic-95	170	47	25	1,4	33	259	37	446	2,95	1075	1	17,8	7,32	0,21	0,14	-0,79	-1,99
ene-96	199	47	21	2,5	59	282	23	429	2,96	1338	1	18,4	7,55	0,55	0,75	-0,76	-2,19
feb-96	210	47	21	1,6	82	290	36	429	2,83	1342	1	18,2	7,28	0,31	0,24	-0,74	-1,91
mar-96	229	54	21	1,9	27	282	30	593	3,34	1378	2	18,5	7,28	0,31	0,28	-0,60	-1,92
abr-96	229	59	23	1,5	26	290	34	523	3,44	1410	3	18,2	7,16	0,21	0,11	-0,65	-1,79
may-96	229	53	20	1,6	32	282	36	570	2,33	1369	5	18,5	7,06	0,09	-0,16	-0,61	-1,70
jun-96	239	54	21	1,4	25	281	37	637	1,90	1407	3	18,8	7,22	0,26	0,17	-0,57	-1,86
jul-96	251	57	22	2,7	22	281	37	684	2,42	1508	5	18,7	6,87	-0,08	-0,51	-0,53	-1,51
ago-96	299	65	22	2,7	32	293	37	703	2,86	1626	2	19,1	6,92	0,06	-0,25	-0,47	-1,55
sep-96	273	64	20	0,9	26	284	36	696	3,00	1657	2	18,7	7,10	0,19	0,03	-0,50	-1,74
oct-96	252	58	19	6,8	29	287	36	684	2,38	1562	2	18,8	7,13	0,19	0,04	-0,53	-1,76
nov-96	249	60	19	2,9	23	290	32	674	2,64	1541	2	18,5	7,10	0,16	-0,01	-0,54	-1,73
dic-96	251	56	26	0,0	39	293	37	614	2,38	1420	3	18,9	7,07	0,15	-0,05	-0,57	-1,69
ene-97	261	51	30	1,9	33	282	36	588		1381	8	19,8	7,04	0,14	-0,12	-0,57	-1,67
feb-97	245	61	29	1,8	39	290	34	660		1399	11	18,7	7,16	0,21	0,12	-0,55	-1,79
mar-97	301	74	23	1,4	34	290	34	676		1505	8	18,6	7,06	0,20	0,08	-0,48	-1,69
abr-97	343	56	21	0,0	33	290	18	758		1526	6	18,5	7,02	0,21	0,07	-0,36	-1,65

El Cortijo (n° 80)

Meses	Ca	Mg	Na	K	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Sr	Ce	Q	T*	pH	IS <sub>c</sub>	IS <sub>D</sub>	IS <sub>Y</sub>	pCO <sub>2</sub>
oct-95																	
nov-95																	
dic-95																	
ene-96																	
feb-96																	
mar-96																	
abr-96																	
may-96																	
jun-96																	
jul-96																	
ago-96																	
sep-96	212	56	16	2,0	36	271	32	510	2,14	1366	3,6	18,7	7,10	0,10	-0,09	-0,68	-1,75
oct-96	212	53	17	0,9	35	268	32	416	1,91	1300	1,9	19,0	7,22	0,24	0,16	-0,75	-1,87
nov-96	197	51	17	0,0	35	271	36	418	2,07	1304	1,5	18,9	7,20	0,19	0,09	-0,77	-1,85
dic-96	211	51	19	2,6	64	271	37	462	1,77	1209	3,3	18,3	7,13	0,01	-0,08	-0,72	-1,78
ene-97	182	38	24	1,1	47	275	30	407		1062	2,7	19,4	7,18	0,16	-0,07	-0,79	-1,82
feb-97	186	49	22	1,4	92	267	27	405		1057	5,8	18,5	7,37	0,32	0,34	-0,81	-2,03
mar-97	226	63	20	1,0	34	267	28	473		1187	2,8	18,7	7,19	0,21	0,16	-0,69	-1,85
abr-97	232		16	0,0	27	267	48	526		1226	3,7	18,8	7,13	0,17		-0,59	-1,78



*A mis padres*

*A mis hermanos*

*Moustapha, Youssef,  
Latifa, Ouafae,  
Badre*

*A mi mujer*

*Aseia*



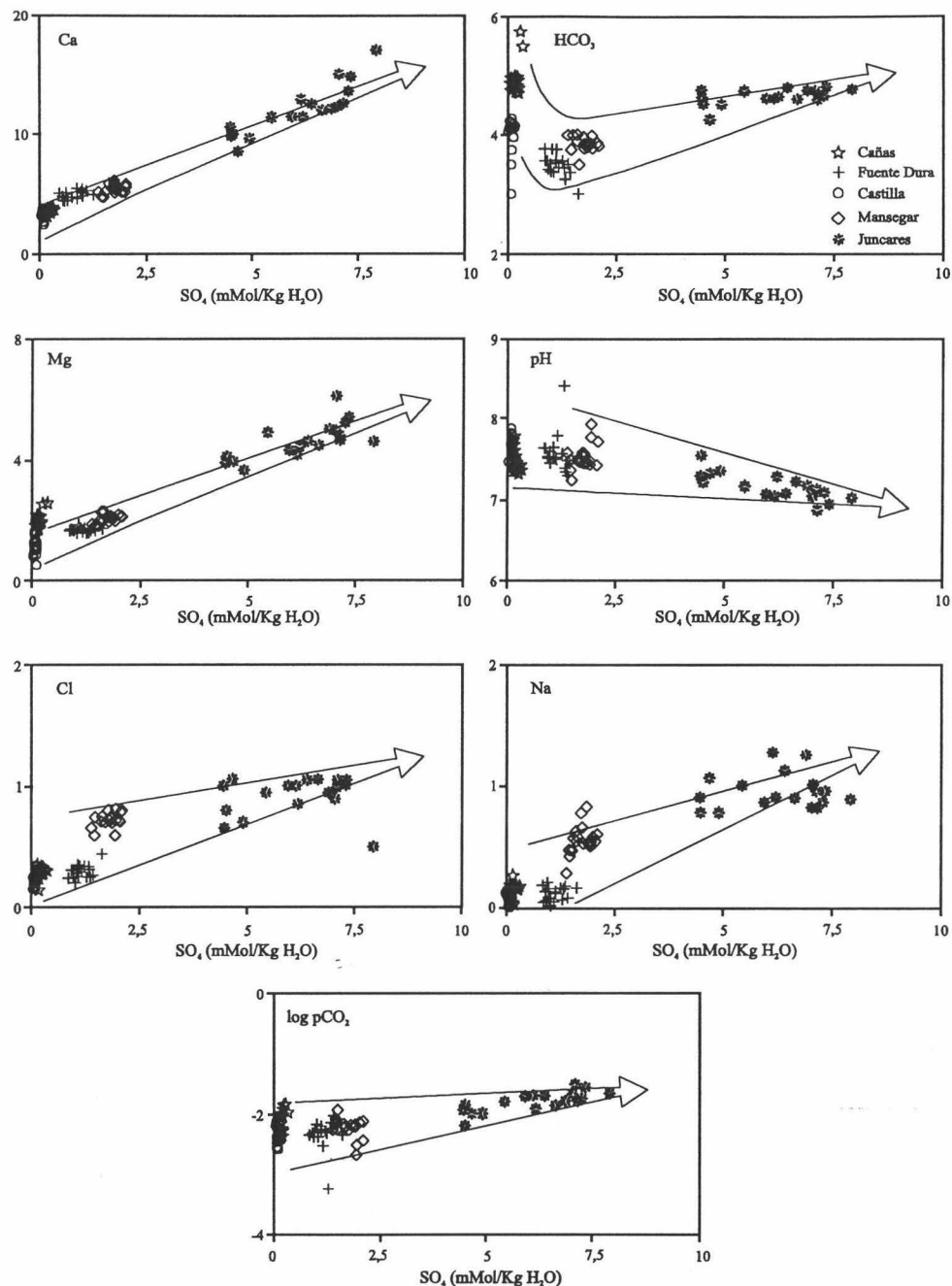
# ÍNDICE

## Capítulo II

### II- GEOLOGÍA

**PARTE II**





**Figura 194.-** Diagramas de dispersión entre contenidos en sulfatos y diversos parámetros hidroquímicos determinados en las aguas de los acuíferos de Pollos, Gallinera y las Ventanas. Los valores iónicos en ordenadas vienen expresados en meq/l.

Los altos contenidos en sodio y cloruros de las aguas de la surgencia de los Juncares se explican por un aporte desde masas de halita discontinuas localizadas en el substrato detrítico evaporítico. Así parece sugerirlo la correlación existente entre sulfatos y cloruros o sodio (Figura 194).

El defecto en sodio respecto a cloruros, detectado en los puntos acuíferos estudiados, es explicable por la coexistencia de fenómenos que implican procesos de intercambio iónico entre el sodio y el calcio y/o magnesio de las rocas que atraviesa el flujo subterráneo, presumiblemente las triásicas. La celestina, por su parte, es la principal

	A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>4</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>4</sub>	E <sub>1</sub>	E <sub>2</sub>	E <sub>3</sub>	E <sub>4</sub>
T	12	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	16	18	20	20
pH	7,31 (7.64)	7,42 (7.75)	7,39 (7.69)	7,36 (7.64)	7,33 (7.60)	7,31 (7.57)	7,39 (7.70)	7,37 (7.65)	7,34 (7.61)	7,32 (7.58)	7,31 (7.60)	7,24 (7.52)	7,18 (7.44)	7,16 (7.41)
log pCO <sub>2</sub>	-2,00 (-2.50)	-2,00 (-2.50)	-1,97 (-2.45)	-1,95 (-2.41)	-1,94 (-2.38)	-1,92 (-2.35)	-1,98 (-2.45)	-1,96 (-2.42)	-1,94 (-2.39)	-1,93 (-2.36)	-1,88 (-2.35)	-1,82 (-2.26)	-1,76 (-2.18)	-1,74 (-2.16)
CIT	4,59 (2.86)	5,92 (3.72)	5,89 (3.70)	5,86 (3.68)	5,84 (3.67)	5,81 (3.65)	5,89 (3.70)	5,87 (3.68)	5,84 (3.67)	5,82 (3.66)	5,84 (3.68)	5,78 (3.65)	5,73 (3.62)	5,71 (3.60)
ΣCa	2,05 (1.35)	1,26 (0.83)	1,48 (1.05)	1,70 (1.28)	1,93 (1.51)	2,15 (1.74)	1,47 (1.04)	1,68 (1.25)	1,89 (1.47)	2,10 (1.68)	1,58 (2.86)	1,87 (2.86)	2,16 (2.86)	2,42 (2.86)
ΣMg	0,00 (0.00)	1,45 (0.95)	1,70 (1.21)	1,95 (1.46)	2,20 (1.72)	2,45 (1.98)	1,68 (1.19)	1,92 (1.43)	2,16 (1.68)	2,39 (1.92)	1,55 (1.11)	1,71 (1.30)	1,86 (1.47)	2,08 (1.70)
ΣSO <sub>4</sub>	*****	*****	0,50	1,00	1,50	2,00	0,50	1,00	1,50	2,00	0,50	1,00	1,50	2,00
ΣSr	*****	*****	0,50	1,00	1,50	2,00	0,50	1,00	1,50	2,00	0,50	1,00	1,50	2,00
Δcalcita	*****	*****	*****	*****	*****	*****	0,03	0,06	0,09	0,12	*****	*****	*****	*****
Δdolomita	2,05 (1.36)	-0,18 (-0.12)	-0,52 (-0.53)	-1,05 (-1.06)	-1,58 (-1.58)	-2,11 (-2.11)	-0,52 (-0.52)	-1,05 (-1.05)	-1,57 (-1.58)	-2,10 (-2.11)	-0,28 (-0.35)	-0,65 (-0.75)	-1,00 (-1.13)	-1,47 (-1.60)
IS <sub>halita</sub>	0,00 (0.00)	1,45 (0.95)	0,24 (0.25)	0,49 (0.51)	0,75 (0.76)	1,00 (1.02)	0,23 (0.23)	0,47 (0.48)	0,70 (0.72)	0,94 (0.96)	0,10 (0.15)	0,25 (0.34)	0,40 (0.51)	0,62 (0.74)
IS <sub>yeso</sub>	*****	*****	-10,08 (-10.07)	-8,68 (-8.67)	-8,08 (-8.07)	-7,13 (-7.11)	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
	*****	*****	-2,00	-1,68	-1,49	-1,34	-2,00	-1,69	-1,49	-1,36	-1,98	-1,66	-1,46	-1,32
	*****	*****	(-2.09)	(-1.75)	(-1.55)	(-1.40)	(-2.09)	(-1.76)	(-1.56)	(-1.41)	(-2.07)	(-1.72)	(-1.51)	(-1.36)

**Tabla 43.-** Evolución química hipotética del agua subterránea en un acuífero calizodolomítico. Los valores entre paréntesis corresponden a los obtenidos durante la simulación a pCO<sub>2</sub> de 10<sup>-2,5</sup> atm. Concentraciones en mmol/l salvo Δcalcita y Δdolomita que son expresados en mmol/kg H<sub>2</sub>O. Los valores positivos indican disolución, mientras que los negativos indican precipitación.

**ANEXOS**