



Universitat de Lleida

RELACIONES CLIMA-AGUA-SUELO-SUBSUELO EN MONEGROS II

BERGA CELMA, ANA M.

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

UNIVERSIDAD DE LERIDA
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS AGRONOMOS

BERGA CELMA, ANA M.
Medi Amb. i C.Sòl
26/01/94
93/94 1

RELACIONES CLIMA-AGUA-SUELO-SUBSUELO
EN MONEGROS II

TESIS DOCTORAL
ANA BERGA CELMA

Lérida, Octubre de 1993

6. HIDROLOGIA SUBTERRANEA

6. HIDROLOGIA SUBTERRANEA

6.1. INTRODUCCION

El funcionamiento hidrogeológico de Monegros II ha sido uno de los aspectos más desconocidos de este sistema hasta fechas muy recientes. Sin embargo, la declaración de Interés Nacional de Puesta en Riego en 1985 y la aprobación del Plan General de Transformación en Regadío en 1986 han conducido al inicio de estudios hidrogeológicos en los sectores VIII, IX y XI de Monegros II, enclavados dentro de la cuenca endorreica central (capítulo 5). El desarrollo del regadío en esta zona podría conducir potencialmente a efectos negativos no deseados, tales como ascensos indiscriminados de los niveles freáticos, procesos de salinización secundaria, encharcamiento del suelo e inundación permanente de las lagunas temporales, pérdidas de productividad de las cosechas y exportaciones de sales al río Ebro.

Todo ello ha conducido a un interés creciente en el tema por parte de los organismos responsables de la transformación (IRYDA y DGA) que, en los últimos años, han financiado estudios de impacto medioambiental y estudios hidrogeológicos en esta futura zona regable.

El objetivo último de este trabajo es profundizar en el conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de la cuenca endorreica central de Monegros II, paso previo para tratar de predecir su comportamiento futuro con la puesta en riego. Los resultados obtenidos deben contemplarse como un primer análisis tentativo del problema, dado que los recursos materiales y humanos limitados y la ausencia de una red piezométrica suficiente han sido factores limitantes para el desarrollo de un esquema de funcionamiento hidrogeológico contrastado.

Este objetivo contempla los siguientes objetivos parciales: (1) la recopilación y filtrado de las medidas efectuadas, que se han sintetizado en Anejos susceptibles de ser utilizados en estudios posteriores, (2) la caracterización de la hidrología e hidroquímica de las aguas subterráneas, (3) el establecimiento de relaciones cualitativas y cuantitativas entre las aguas subterráneas y las superficiales, incluyendo el análisis precipitación-niveles piezométricos, (4) la confección de mapas de isolíneas de diversas variables que cuantifican la variabilidad espacial de las aguas subterráneas, (5) el desarrollo de un balance hídrico preliminar para el contraste de las posibles hipótesis de funcionamiento y (6) el planteamiento y discusión de una hipótesis tentativa del funcionamiento hidrogeológico del sistema en estudio.

6.2. REVISION BIBLIOGRAFICA.

El primer trabajo sobre hidrogeología del que se tiene referencia es el de Cantos (1953). Este estudio utiliza la prospección geofísica con dispositivo Wenner para la localización de aguas subterráneas con destino al abastecimiento urbano y al riego de pequeñas fincas, y concluye que las mismas se hallan situadas en determinadas vales y que su salinidad hace desaconsejable su uso para los fines propuestos.

El primer inventario de puntos de agua en Monegros II fue abordado en su tesis doctoral por Cuchí (1986), quien presenta resultados de análisis químicos y medidas del nivel de agua de pozos en varios muestreos realizados en el período 1977-1979.

Tal como se ha comentado en la introducción de este capítulo, la aprobación del plan de riego de Monegros II llevó al IRYDA a la realización de un estudio hidrogeológico preliminar de cuatro meses de duración. Dicho estudio (IRYDA, 1986), llevado a cabo por Ana Berga en colaboración con el SIA (Diputación General de Aragón), amplió el inventario de puntos de agua y presentó algunas hipótesis preliminares sobre el funcionamiento hidrogeológico en la zona comprendida entre la autopista A-2 y el río Ebro. Como resultado de este trabajo, Berga et al. (1987) caracterizaron las aguas subterráneas desde un punto de vista hidroquímico para un conjunto de 47 pozos, estableciendo las variaciones temporales y espaciales del nivel freático y salinidad (CE) y las relaciones CE-nivel freático y CE-concentraciones iónicas. En este trabajo se concluyó que el 50% de los pozos analizados tenían niveles de agua por encima de los 5 m y el 80% niveles de CE superiores a 4 dS/m, lo que hacía prever situaciones potencialmente preocupantes respecto a la evolución de las aguas y de los suelos bajo riego. Esta conclusión coincide con la del IRYDA (estudio de impacto ambiental, 1985) que señala que la salinización de los suelos por ascenso de capa freática es uno de los principales aspectos negativos a tener en cuenta.

El estudio de impacto ambiental financiado por el Ministerio de Obras Públicas y realizado por el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) y la Cátedra de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza (1989) efectúa una recopilación y síntesis de datos hidrológicos y reproduce la hipótesis antigua de generación de las cubetas endorréicas, en este caso ligada al funcionamiento hidrogeológico. Asimismo, presenta un corte norte-sur del área en el que se simula el funcionamiento del acuífero según un esquema de flujo regional.

El estudio hidrogeológico más completo de los sectores VIII, IX y XI es el de IRYDA (1989), y fué realizado por TRAGSA, el CIHS y la UPC en base a dos medidas de nivel freático y análisis químicos efectuadas en Mayo y Junio de 1989, análisis puntuales de isótopos ambientales, e información de niveles piezométricos y análisis químicos desde 1986 a 1989 suministrados por el SIA. Asimismo, se efectuaron ensayos de permeabilidad, infiltración y escurrentía en diversas parcelas experimentales. En dicho trabajo se establece un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico del sistema donde los interfluvios actúan como zonas de recarga, las lagunas y depresiones actúan como zonas de descarga (pérdidas por evaporación) y existen además descargas subterráneas hacia el barranco de Valcuerna y hacia el Ebro. Los valores de transmisividad obtenidos son muy heterogéneos, con valores más altos en los fondos de las depresiones, que indican que estas zonas son más permeables que el resto del medio subterráneo. Respecto al impacto del regadío, estos autores concluyen que con recargas al acuífero superiores a 70 mm/año, el nivel freático ascenderá hasta situarse muy próximo a la superficie, apareciendo numerosos manantiales salinos en las laderas de las cubetas e inundándose la mayoría de las zonas más deprimidas. Finalmente, García (1992) profundiza en la caracterización hidrodinámica, química e isotópica de la zona endorreica del sur de Bujaraloz, concluyendo que (1) el agua del acuífero en las zonas de recarga tiene una salinidad de entre 5 y 6 g/L, y aumenta por evaporación en las lagunas hasta valores de 100 g/L, (2) la relación ^{18}O -deuterio es coherente con estos procesos de evaporación, mientras que la existencia de mayores valores de tritio en estas aguas sólo es justificable suponiendo una entrada de agua de lluvia que se mezcla con el agua procedente de las zonas de recarga y (3) las aguas del sondeo profundo indican la

existencia a elevada profundidad (hasta 120 m) de aguas con características isotópicas diferentes a las de las zonas superiores y con nulo contenido en tritio (aguas pre-nucleares).

Los modelos de predicción del grado y tipo de salinidad en función de los procesos de evapoconcentración y dilución-disolución son muy numerosos (Tanji y Doneen, 1966; Tanji, 1969; Eugster y Hardie, 1978). El modelo clásico de Eugster y Hardie (1978) predice la evolución teórica de las aguas sometidas a evapoconcentración a partir de aguas con una composición iónica definida, donde la relación $\text{Ca} + \text{Mg}/\text{Alcalinidad}$ define en gran medida la ruta y composición iónica final de las salmueras correspondientes. Muchos de los estudios de evaporación están centrados en la evolución geoquímica basada en la precipitación mineral (Garrels y Mckenzie, 1967; Eugster, 1970). Keller et al. (1986) realizaron un experimento de evaporación para definir la cristalización isoterma del sistema $\text{Na-Mg-SO}_4\text{-H}_2\text{O}$. De la Peña et al. (1982) utilizaron una cámara isoterma para simular las condiciones de cristalización de ese mismo sistema a determinadas condiciones de temperatura (26°C) y humedad relativa (50%).

La simulación de procesos de dilución de aguas salinas en laboratorio ha tenido menor desarrollo que los de evaporación. El seguimiento de la dilución en salmueras naturales ha sido abordado por Gorhan (1961) y Hen (1970). Ambos autores citan la importancia de los mecanismos de cambio iónico y adsorción como procesos predominantes en las aguas sometidas a esta dilución. Estos mecanismos son significativos cuando las aguas interactúan con el sustrato, pero carecen de relevancia en aguas sometidas a dilución en un sistema cerrado. La dinámica en los sistemas cerrados es mucho más restringida y el ciclo dilución-disolución es el regulador de la evolución geoquímica.

La relación aguas subterráneas-aguas lagunares ha sido abordada desde antiguo (apartado 5.2) pero la relación con el río Ebro es mucho más reciente (MOPU-CSIC, 1989; IRYDA, 1989). La relación del sistema con los cursos superficiales del área (a excepción del Barranco de Valcuerna) no ha sido establecida hasta la actualidad. La descarga subterránea a los niveles de base próximos (R. Ebro y Barranco de Valcuerna) se ha estudiado recientemente y con resultados dispares. El informe D.G.A. (1989), que dedica un subapartado a la hidrología, presenta un valor posible de la descarga subterránea hacia el Barranco de Valcuerna de 2.8 L/s/Km. El informe IRYDA (1989) no descarta la salida subterránea al Ebro y, aunque no presentan el cálculo, estiman una descarga subterránea de 0.15 $\text{Hm}^3/\text{año}$. Otro tanto ocurre con las salidas hacia el Bco. de Valcuerna (1.5 Hm^3 , equivalentes a 3.36 L/s/Km). Los valores de IRYDA y DGA son similares pero superan claramente las aportaciones medidas por nosotros en la estación de aforos nº 231 en régimen natural (capítulo 5).

Cuas y García (1990) cuantifican la descarga al Barranco de Valcuerna en el tramo comprendido entre Peñalba y un punto situado 4.5 Km antes del Embalse de Mequinenza en 7.0-8.5 L/s/Km. Finalmente, García et al. (1991) aplican una metodología de balance de masas a un muestreo de CE y Q en varios puntos del Barranco de Valcuerna, aguas abajo de Peñalba, tramo para el cual obtienen una descarga de 5.4 L/s/Km.

El balance hídrico para el área de estudio presentado por IRYDA (1989) se realizó mediante un programa hidrometeorológico BALAN de cálculo numérico. En este balance presentan las siguientes estimaciones: (a) para las doce lagunas más importantes, capacidad máxima de evaporación de 5.5 $\text{Hm}^3/\text{año}$ y evaporación media de 3.7 $\text{Hm}^3/\text{año}$

en el período 1986 a 1989, (b) recarga media anual al acuífero de 45 mm y (c) escorrentía media anual de 3.5 mm. El balance realizado por MOPU-CSIC (1989) estima unas recargas de 27.4 mm (correspondiente a cuatro meses) en el área de Bujaraloz y recarga nula en Candanos. Los resultados de los balances hídricos aplicados en el área no son coincidentes y están realizados con modelos que incluyen datos de entrada poco contrastados y estimaciones de determinados parámetros que se aplican a todo el área de estudio sin tener en cuenta su variabilidad espacial, razón por la cual estos resultados sólo pueden considerarse preliminares y tentativos.

6.3 MATERIAL Y METODOS.

6.3.1 Inventario de puntos de agua

La primera fase consistió en la localización en el campo de los puntos de agua inventariados previamente por Cuchí (1986). Algunos de los puntos de agua fueron aparentemente destruidos por sus propietarios en el período 1979-1986, estaban inutilizados o eran aljibes sin ninguna relación con el funcionamiento hidrodinámico del acuífero, por lo que no fueron incluidos en el inventario.

La segunda fase consistió en la ampliación del inventario de nuevos puntos de agua (pozos) y en la propuesta al IRYDA de la financiación de una primera fase de sondeos localizados en amplias áreas sin datos. El inventario se completó con la financiación del IRYDA de una segunda fase de sondeos localizados en áreas deprimidas y problemáticas para su transformación en regadío (Hoyo Agustín y Hoyo Benamud).

En definitiva, el número de puntos de agua inventariados y controlados periódicamente ha aumentado con el tiempo en el período del estudio (1986 a 1990), llegando a un máximo de 72 pozos (P) y sondeos/piezómetros (S) (Figura 84). Para cada uno de ellos se presenta la siguiente información (Anexo 13): (1) ficha de inventario donde se recoge en su caso la columna litológica, (2) parte de sondeo (sólo en piezómetros), (3) ensayo de bombeo/recuperación (sólo en piezómetros), (4) medidas de nivel freático o piezométrico y (5) análisis químicos de las aguas muestreadas.

Las coordenadas geográficas han sido obtenidas en los mapas topográficos del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N) (escala 1:50.000). La situación geológica se ha obtenido de la cartografía geológica (1:50.000) que ha sido presentada en el capítulo 4. (Plano 2). Se realizó un mapa hipsométrico (escala 1:50.000) en el que se dividió el mapa topográfico en zonas entre curvas de nivel contiguas, a intervalos de 10 m y desde la cota 210 hasta la cota 390. A partir del mapa hipsométrico y de la cartografía geológica se situó cada punto de agua en su posición geomorfológica correspondiente.

La Tabla 81 resume las cotas de la superficie del terreno de cada punto de agua estimadas por nosotros en los mapas escala 1:2.000 del Plan Coordinado IRYDA-DGA-MOPU, previo replanteo de los puntos en el campo (S1) y las cotas T1 a T4 deducidas en las diferentes nivelaciones efectuadas por TRAGSA. Esta empresa, para el estudio IRYDA (1989), realizó una primera nivelación (T1, verano 1989) de los puntos de agua inventariados en la zona, que comprendía su estudio (sectores VIII, IX, XI).

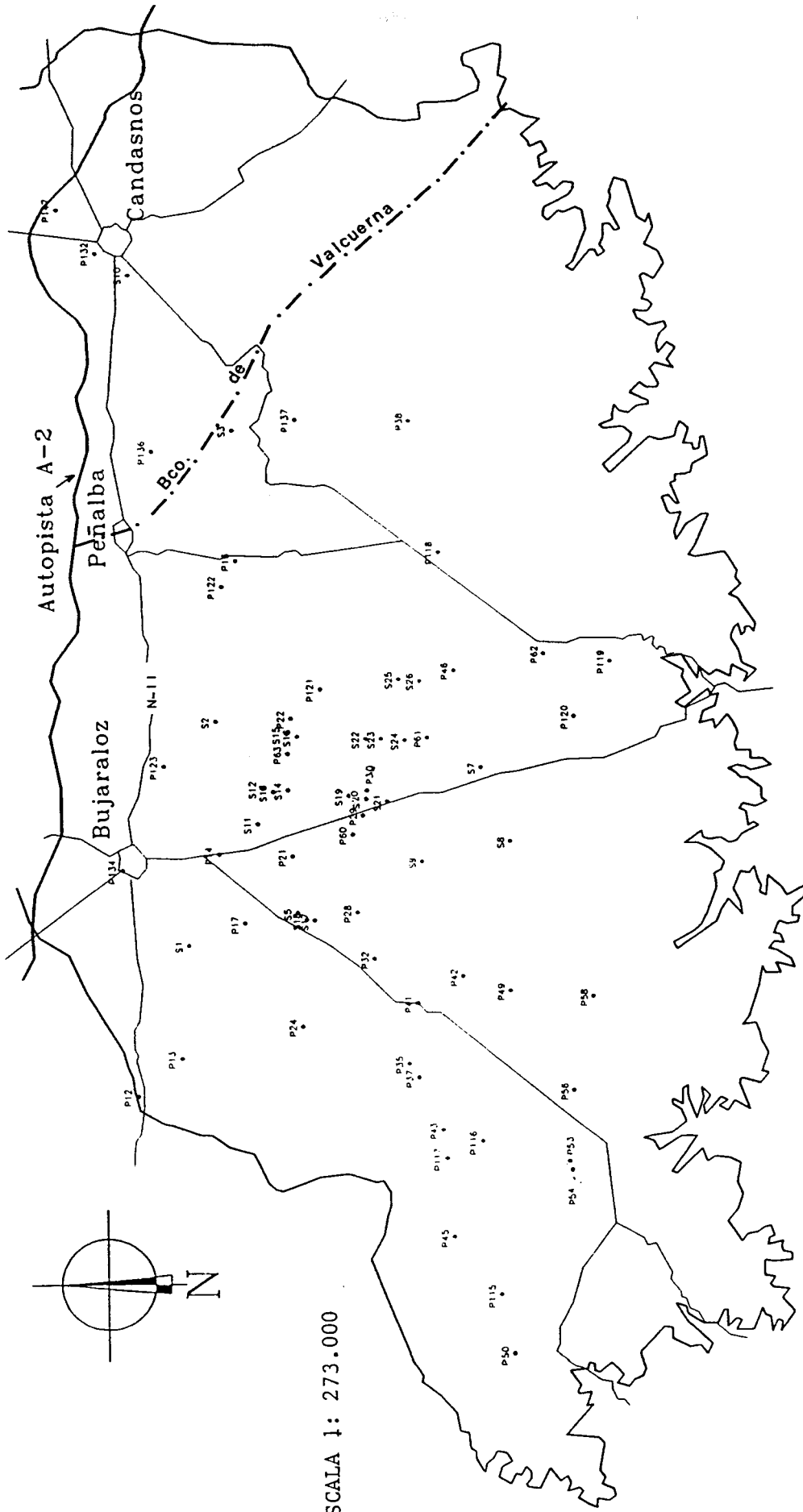


Figura 84. Localización geográfica de los puntos de agua inventariados.

Advertida la empresa ejecutante (TRAGSA) de los numerosos errores cometidos en esta nivelación y de las importantes discrepancias observadas entre los valores de T1 y S1, apoyadas con el conocimiento de la localización en campo de los puntos (diferencias de cota entre dos puntos contiguos de entre 1 y 30 m), la citada empresa realizó una nueva nivelación de estos puntos (T2, Septiembre de 1989). Las diferencias entre las nivelaciones T1 y T2 fueron mayores de 50 cm en el 75% de los puntos, mayores de 1 m en el 25% de los puntos y mayores de 5 m en el 12% de los puntos.

Debido a ello, el SIA solicitó a TRAGSA nuevas nivelaciones, dada la importancia de estos datos en los estudios hidrogeológicos, pero sólo fueron realizadas en algunos puntos a modo de comprobación: 6 puntos en la tercera nivelación (T3, Febrero de 1991) y 8 puntos en la cuarta nivelación (T4, verano de 1991). Finalmente, TRAGSA había efectuado, también para el estudio IRYDA (1989), una estimación de cotas, en parte de los puntos inventariados, sobre los mapas 1:5.000 del Plan Coordinado que se recoge en la Tabla 81 con la leyenda T5. Puede observarse que los valores de T5 y S1 son razonablemente concordantes, ya que sólo existen diferencias mayores de 30 cm en dos de los puntos inventariados. Por todo ello, se ha elegido la cota SIA como la más fiable para la mayor parte de los puntos y/o la media de la cota nivelada cuando la diferencia entre las nivelaciones de TRAGSA fue inferior a 25 cm. En definitiva, la última columna de la Tabla 81 presenta las cotas seleccionadas en este trabajo.

En Marzo de 1986 se inició el seguimiento del nivel piezométrico y se continuó hasta el mes de Septiembre de 1990. A partir de Septiembre de 1986 y hasta Septiembre de 1987 se realizaron medidas mensuales de dicha profundidad y se tomaron muestras de agua (250 ml) para la realización de análisis químicos en el laboratorio (iones mayoritarios). Dado que las oscilaciones de nivel en los pozos durante el primer año de seguimiento fue en general pequeña, la periodicidad de los muestreos en los años siguientes se amplió a 3 meses. Las medidas se realizaron en los meses de Marzo, Junio, Septiembre y Diciembre, en tandas de dos días de muestreo para completar las medidas en los 72 puntos de agua.

Las medidas del nivel del agua subterránea se realizaron con una sonda eléctrica de indicador luminoso y acústico (SEBA-KLL; división en centímetros y numeración en decímetros y metros) desde una referencia T marcada con pintura indeleble a una determinada altura accesible en la parte interior del brocal del pozo o en la terminación del tubo del piezómetro. La cota del agua y la cota de la referencia que figuran en el Anexo 13 son cotas absolutas referidas al nivel del mar en Alicante, en tanto que el Nivel (m) es la profundidad del agua desde la superficie del terreno.

Para la recogida de muestras de agua en los pozos se construyó un muestreador de manivela al que se conectó un bote de polietileno de 500 ml lastrado con plomo en la parte exterior de su base. La toma de muestras de agua en los sondeos se realizó con un toma-muestras de 5 cm de diámetro que, accionado por un testigo, recoge 500 ml de muestra a la profundidad deseada. Generalmente, dicha profundidad fue de 0 a 100 cm desde la superficie del agua.

Tabla 81. Cotas (m.s.n.m.) obtenidas mediante nivelación en diferentes campañas (T₁, 1ª nivelación Tragsa en verano de 1989; T₂, 2ª nivelación Tragsa en Septiembre de 1989; T₃, 3ª nivelación Tragsa en Febrero de 1991; T₄, 4ª nivelación Tragsa en verano 1991), cotas estimadas en hojas topográficas (T₅, Tragsa escala 1:5.000; S₁, SIA-DGA escala 1:2.000) y cota seleccionada para cada punto.

POZO/ SONDEO	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅	S ₁	Cota seleccionada
P-12	345.73	345.91				351.00	345.82
P-13	359.13	357.98		363.37	363.00	363.00	363.37
P-14	334.65	333.98			334.00	334.30	333.99
P-16	297.14	296.69			296.40	296.60	296.69
P-17	342.35	341.86			343.00	343.40	343.40
P-21	350.52	350.08			352.50	352.50	352.50
P-22	332.89	332.44			332.50	332.40	332.44
P-24	373.20	361.01			361.50	361.00	361.09
P-26						338.00	338.50
P-28	347.34	334.84			335.90	35.90	335.90
P-29	333.43	330.58	330.70		330.50	329.80	329.52
P-30	341.51	328.86	329.19	329.52	329.00	328.80	329.19
P-32	351.23	338.89			337.00	337.60	337.60
P-35	347.08	346.68			347.00	346.80	347.00
P-37	341.81	341.23			342.00	342.00	341.93
P-38	339.95	339.88			339.00	339.00	339.91
P-41	323.63	331.14			332.00	332.10	332.10
P-42	340.73	340.58				340.50	340.58
P-43	345.96	346.20			346.50	346.70	346.46
P-45	335.47	336.11			336.50	336.40	336.33
P-46	348.46	347.81			345.60	345.60	345.60
P-49	336.21	336.35			338.00	338.00	336.28
P-50	334.20					334.50	334.35
P-53	345.43	345.23				345.30	345.23
P-54	350.20	348.08				348.50	348.50
P-56	343.38	355.81			356.50	356.50	357.50
P-58	320.42	319.78			320.00	320.40	320.10
P-60	334.97	334.97				335.00	334.97
P-61	352.39	351.44				350.90	350.90
P-62	345.86	345.56				341.50	345.71
P-63	333.96	333.81				334.50	333.88
P-115	334.22	335.28			333.00	333.50	333.50
P-116	337.34	337.65			336.90	337.00	337.34
P-117	342.82	343.06			343.90	343.70	342.44
P-118	350.16	349.50			350.50	351.00	351.00
P-119	329.85	329.43			328.10	328.00	328.00
P-120	332.34	331.44			330.50	330.50	330.45
P-121	329.65	328.97			329.00	329.00	328.97
P-122	314.58	313.78			315.00	316.10	316.05

Tabla 81 (continuación).

POZO/ SONDEO	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅	S ₁	Cota seleccionada
P-123	321.29	329.49			320.50	329.50	329.49
P-131						301.30	301.30
P-132						284.00	284.00
P-133		326.90			328.00	328.00	328.00
P-134	320.65	327.20			328.00	328.00	328.00
P-136	244.96	224.46			225.00	225.30	225.30
P-137	279.25	278.55			280.00	278.50	278.50
P-138						331.00	331.00
P-139						327.80	327.80
P-140						190.10	190.10
P-141						326.50	326.32
P-145	265.00					265.60	265.60
P-147	273.00					273.20	273.20
S1	344.37	344.36				344.40	344.36
S2	326.67	326.64		325.46		326.70	325.46
S3	253.78	253.18				253.70	253.55
S4	323.40					323.40	323.40
S5	343.99	343.96				343.40	343.97
S6	336.15					337.50	336.50
S7	361.99	361.57				360.40	361.80
S8		364.55				362.10	364.50
S9		341.34				341.00	341.30
S10						286.50	286.50
S11	332.44	331.80				332.00	332.20
S12	325.84	325.09		323.57		325.30	323.57
S13	325.26	324.58				324.30	324.30
S14	339.87	339.17				340.10	340.00
S15	334.33	333.61				329.70	333.60
S16	331.99	331.29		330.46		331.20	330.46
S17	351.41	351.57		351.44		351.30	351.44
S18	339.68	339.41				339.10	339.50
S19	354.51	352.14	352.30			352.30	352.30
S20	343.44	330.73	330.91			329.70	330.80
S21	347.94	334.78	335.29			335.20	335.00
S22	345.22	344.72	345.52			344.50	344.61
S23	329.26	328.51	329.10			326.30	326.30
S24	339.14	338.46				337.50	337.50
S25	338.17	337.62		336.08		337.00	336.08
S26	341.14	340.59		330.30		340.30	337.30

Las muestras de agua fueron llevadas al laboratorio, donde se determinaron los iones fundamentales. En las siguientes 24 horas se hicieron las determinaciones de CE, pH, carbonatos y bicarbonatos. Posteriormente, se analizaban los iones cloruro, sulfato, sodio, calcio y magnesio, siguiendo los procedimientos descritos anteriormente en esta memoria. Puntualmente, se analizaron otros iones cuantitativa (potasio, litio, nitrato y fosfato) o cualitativamente (nitrito y amonio). Al inicio del inventario se realizaron asimismo medidas de CE y pH "in situ", procedimiento que se suprimió posteriormente debido a las pequeñas diferencias obtenidas respecto a las medidas realizadas en las primeras 24 h en laboratorio.

La representación de las características de las aguas subterráneas a través de mapas de isolíneas tiene como objetivo conocer la distribución y variabilidad espacial de las mismas dentro del área de estudio. Aunque este tipo de representación sólo tiene sentido cuando todas las aguas subterráneas pertenecen a una misma formación acuífera, su realización puede servir para apoyar, confirmar o desestimar algunas hipótesis de funcionamiento del sistema en consideración.

Los parámetros representados mediante mapas de isolíneas fueron: cota del agua, profundidad del agua, CE y contenido iónico. Los mapas de isolíneas (excepto los de las isopiezas) se realizaron mediante el método de interpolación de la inversa de la distancia con el programa SURFER v.4.0 (Golden Software Inc, 1991).

Los mapas de isopiezas se confeccionaron mediante tres metodologías diferentes:

(a) Triangulación manual. Este método puede presentar errores, pero tiene la ventaja de que las isopiezas se trazan sobre el mapa topográfico, con lo que puede evitarse que corten la topografía. Aunque este método es demasiado interpretativo, es útil como referencia para la interpretación de los mapas desarrollados por otras metodologías.

(b) Interpolación con la inversa de la distancia al cuadrado con el programa SURFER (Golden Software, Inc, 1991).

(c) Análisis geoestadístico (Journel y Huigbregts, 1978). La geoestadística analiza la variabilidad espacial de la variable de interés aplicando la misma en el proceso de interpolación. En el análisis geoestadístico, el primer paso consiste en la modelización del semivariograma. El semivariograma describe la variabilidad espacial de la variable estudiada, es una función de la distancia entre pares de observaciones y la dirección en que éstos se sitúan y viene definido por los valores del alcance y la meseta. El alcance es la distancia a partir de la cual los valores de la variable estudiada no están relacionados espacialmente. La meseta es el valor que toma el semivariograma cuando la distancia entre puntos es igual o mayor al alcance.

Para modelizar el semivariograma se calculan sus valores experimentales y se ajustan a un modelo teórico definido por el alcance y meseta previamente determinados. Posteriormente, el modelo se valida mediante la técnica de validación cruzada (Delhomme, 1978; Cooper e Istok, 1988). A continuación, el modelo validado de semivariograma se emplea junto con la técnica geoestadística del krigeado para interpolar la variable de interés en puntos donde no se tiene información. El krigeado es una media ponderada de n valores observados en donde los factores de ponderación dependen de la variabilidad espacial descrita con el semivariograma. Asimismo, el krigeado permite calcular los errores de estimación esperados en cada punto de interpolación, lo que permite determinar el grado de precisión de las estimas realizadas. Finalmente, se elaboran los mapas de isolíneas de los valores estimados de la variable, así como de los errores esperados de las estimaciones. El análisis geoestadístico se realizó con el programa GEOEAS v.1.2.1 (Englund y Sparks, 1988).

6.3.2. Perforación de los sondeos.

Entre los meses de Noviembre de 1986 y Marzo de 1987 se llevó a cabo la perforación de 10 sondeos que se ubicaron en áreas en las que no existían otros puntos de agua. El seguimiento a pie de sondeo durante la perforación permitió obtener una descripción fiable de la litología, así como todos los datos referentes a los niveles saturados (cota del nivel, espesor saturado, nivel estático y dinámico, condiciones de presión, etc).

La segunda fase de perforación de sondeos (Diciembre 88-Enero 89) tuvo como objetivo el conocimiento hidrogeológico detallado de dos zonas endorreicas de interés en la futura transformación en regadío: Hoyo Benamud (6 sondeos) y Hoyo Agustín (10 sondeos). Al igual que en la primera fase, se realizó un seguimiento de la perforación y se obtuvieron las características litológicas y hidrogeológicas de los materiales atravesados. En la Figura 85 se representa la localización de los sondeos de esta segunda fase. En ella puede observarse que los sondeos permiten realizar cortes transversales (mínimo de cinco perfiles) a las depresiones para facilitar la correlación estratigráfica e hidrogeológica.

Los datos del seguimiento de la perforación de los 26 sondeos realizados figuran en los partes de sondeo recogidos en el Anexo 13.

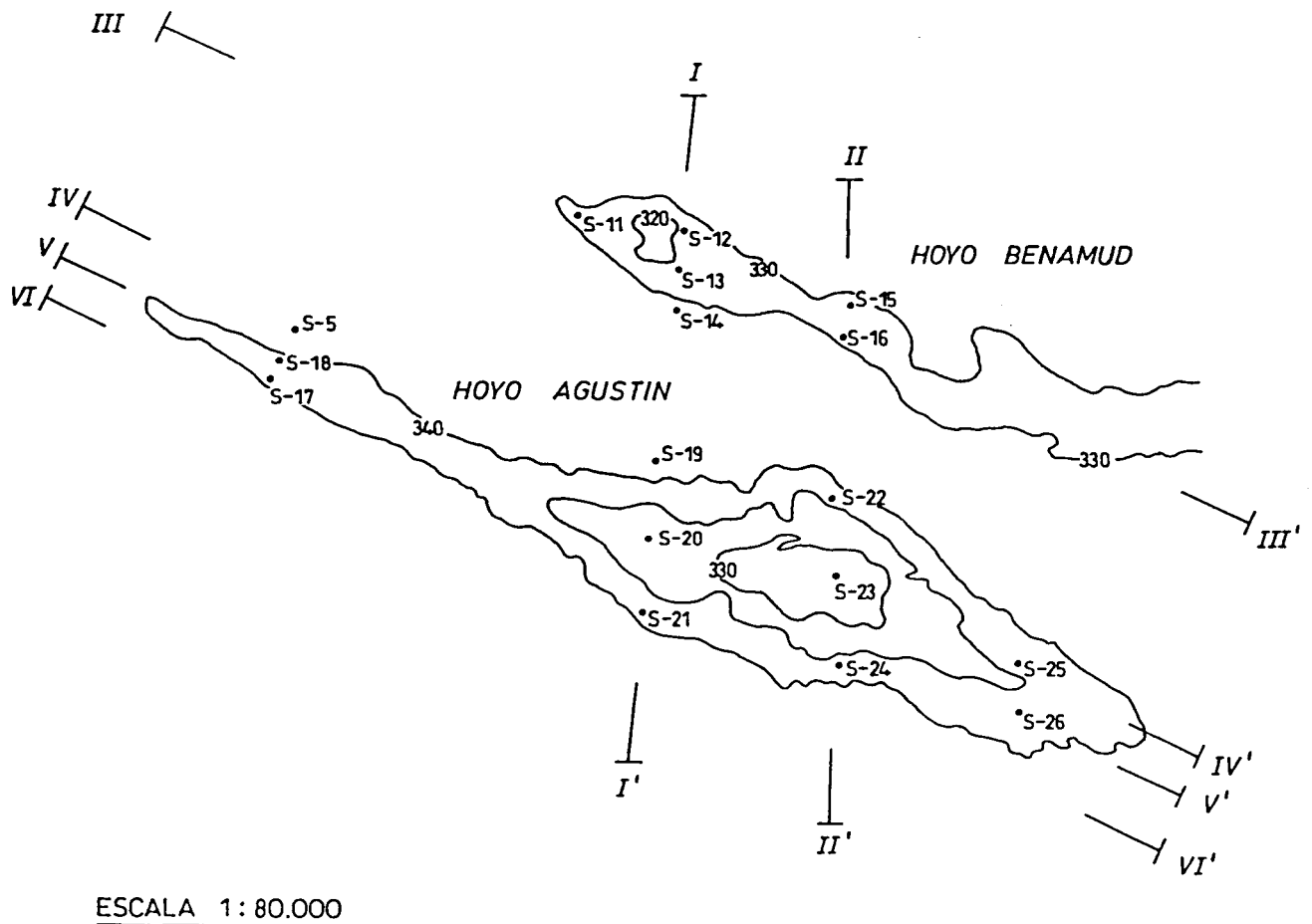


Figura 85. Localización de los sondeos en los hoyos Benamud y Agustín y cortes transversales (I a VI) a las depresiones que incluyen el mayor número posible de sondeos.

6.3.3. Parámetros hidrogeológicos fundamentales

La realización de láminas delgadas, a partir de las muestras litológicas procedentes de la perforación de sondeos, ha permitido obtener unos valores orientativos de la porosidad mediante su observación al microscopio. De esta manera se han obtenido los valores del porcentaje de porosidad de los materiales litológicos (caliza, marga, yeso) situados en diferentes posiciones estratigráficas y, preferentemente, en niveles saturados.

Dentro del estudio IRYDA (1989), el Curso Internacional de Hidrología Subterránea (UP Cataluña) efectuó diversos trabajos para la obtención de parámetros hidrogeológicos (ensayos de bombeo y de pulso). La interpretación de estos datos por los métodos clásicos de Theis y Jacob (Freeze, 1979) resulta complicada e inadecuada debido a que (1) se trata de bombeos con un caudal irregular, (2) el tiempo de bombeo nunca sobrepasó los 120 minutos y fue generalmente inferior a una hora y (3) el factor de almacenamiento en el pozo es determinante por los pequeños caudales extraídos (< 10 L/min).

El pequeño diámetro de los piezómetros, unido a la baja transmisividad de los materiales, no permite que se extraigan caudales suficientes durante los ensayos de bombeo como para que el cono de bombeo llegue a afectar a los piezómetros más cercanos. De hecho en una gran parte de los sondeos el cono de bombeo no era tal cono, ya que no excedía de las paredes del sondeo. En estas condiciones de ensayo no puede determinarse el valor del coeficiente de almacenamiento del acuífero y el resto de los parámetros son únicamente aproximaciones, especialmente cuando se atraviesa mas de un nivel saturado.

A pesar de todo ello en dicho estudio, la transmisividad se estimó con un programa de cálculo desarrollado por Carbonell et al. (1991) que considera las variaciones de caudal durante el bombeo, pero no se presenta el algoritmo en el que está basado el programa de cálculo.

En los acuíferos cautivos se ha realizado una aproximación al coeficiente de almacenamiento (S_b) a partir de la ecuación (Custodio y Llamas, 1983):

$$S_b = b.g.\gamma (\alpha + m\beta) \quad (32)$$

donde:

- b = espesor del acuífero
- g = aceleración de la gravedad
- γ = peso específico del agua
- α = coeficiente de compresibilidad vertical del acuífero
- m = porosidad total del acuífero
- β = compresibilidad del agua

En dicha ecuación los valores de b corresponden al espesor saturado correspondiente a cada nivel cautivo atravesado en la perforación. El peso específico se obtiene a partir de la CE del agua del acuífero por medio de las Tablas modificadas de Perrier (Custodio y LLamas, 1983). Para la compresibilidad vertical se han tomado valores teóricos para acuíferos rígidos (calizas, margas y yesos : 10^{-6} , 10^{-7}) y para limos y lutitas (10^{-3} , 10^{-4}). La porosidad ha sido la obtenida en lámina delgada. En los casos en los que no se realizó la lámina delgada para la litología que constituye el nivel saturado,

se asignó la porosidad correspondiente al mismo material litológico. Finalmente, la compresibilidad del agua es la correspondiente a 20°C y presión atmosférica ($4,7 \cdot 10^{-9}$).

6.3.4. Perfiles CE-Temperatura en los sondeos

En cada uno de los 26 sondeos se realizaron lecturas de CE y Tª de la columna de agua a intervalos de 1 m, excepto en las zonas de mayor cambio, donde las lecturas se hicieron cada 25 cm. Los perfiles de CE-Tª se hicieron el 15.1.91, previo vaciado y llenado del sondeo, y el 29.4.91 sin haber vaciado el sondeo previamente. Las lecturas se realizaron con una sonda de CE-Temperatura marca WTW, modelo LF 191.

6.3.5. Correlación entre niveles saturados

El conocimiento detallado de la columna litológica y de la posición de gran parte de los niveles saturados ha permitido asignar cotas a los mismos. Del mismo modo, se han asignado cotas a los niveles transmisivos, con pérdida de agua o con cambios significativos de CE o Tª. Todo ello ha permitido establecer correlaciones entre sondeos.

A través de la correlación por cotas se han obtenido las características de los niveles saturados (cota, litología, espesor saturado, calidad del agua, temperatura del agua, permeabilidad, transmisividad) y su distribución espacial.

6.3.6. Relaciones entre la precipitación y el nivel de agua en los pozos y sondeos

Este análisis es importante, ya que permite profundizar en el conocimiento de la posible conexión hidrológica entre la precipitación y las aguas subterráneas. Este análisis se ha efectuado por dos procedimientos:

1. Análisis de regresión simple:

(a) Entre los valores de precipitación acumulada de un determinado período (mensual, trimestral, semestral) y el valor del nivel al final de dicho período.

(b) Entre los valores de precipitación acumulada, número de días de lluvia y frecuencia de la lluvia (nº de días de lluvia/nº días totales del período) en un período determinado (período entre muestreos, estaciones o años hidrológicos) y los valores de la variación de nivel en dichos períodos.

2. Análisis bivariante de las series de tiempo de Precipitación y Nivel de agua (período 1986-1990):

Este análisis es particularmente útil para determinar si dos series de tiempo están

correlacionadas y las posibles relaciones de causalidad entre ambas.

Dicho análisis, efectuado con el programa STATGRAPHICS V. 4.0. (S.T.S.C. Inc, 1988), analiza la correlación entre una serie de tiempo para un intervalo t y una segunda serie de tiempo para un intervalo $t + k$ de las dos variables en estudio. En cada caso, se calcularon los coeficientes de correlación cruzada, $\rho_{uv}(k)$, entre la precipitación y el nivel de agua para distintos intervalos de tiempo (k) desde 0 hasta 24 meses. Asimismo, se calculó un intervalo de confianza ($\alpha = 95\%$) para dichos coeficientes mediante la expresión $\pm 1.96/\sqrt{n}$, siendo n el número de observaciones de ambas variables. Si el coeficiente de correlación cruzada para un determinado k está fuera de ese intervalo, se considera que es estadísticamente diferente de cero.

Para cada combinación de precipitación y nivel de agua, el número de coeficientes de correlación cruzada estadísticamente distintos de 0 y los intervalos de tiempo en los que los coeficientes son distintos de 0 permiten sacar conclusiones sobre las relaciones causales entre la variable X (precipitación) y la variable Y (nivel de agua) de acuerdo con la siguiente Tabla de Hipel et al., 1985:

X causa Y	$\rho_{uv}(k) \neq 0$ para algún $K > 0$
Y causa X	$\rho_{uv}(k) \neq 0$ para algún $K < 0$
Causalidad instantánea	$\rho_{uv}(k) \neq 0$
Feedback	$\rho_{uv}(k) \neq 0$ para algún $K > 0$ y algún $K < 0$.
X causa Y pero no instantánea	$\rho_{uv}(k) \neq 0$ para algún $K > 0$ y $(0) = 0$
Y no causa X	$\rho_{uv}(k) = 0$ para todo $K \leq 0$
Causalidad unidireccional de X a Y	$\rho_{uv}(k) \neq 0$ para algún $K > 0$ y $\rho_{uv}(k) = 0$ para (a) todo $K < 0$
X e Y relación sólo instantánea	$\rho_{uv}(k) \neq 0$ y $\rho_{uv}(k) = 0$ para todo $K \neq 0$.
X e Y son independientes	$\rho_{uv}(k) = 0$ para todo K

Ante la imposibilidad de realizar un análisis con datos diarios se utilizaron los datos de nivel de agua mensual (período Marzo 1986 a Septiembre 1987) o trimestral (a partir de Septiembre de 1987) de 69 puntos de agua. El análisis bivariante se efectuó (a) entre estos puntos de agua y las precipitaciones mensuales o trimestrales (según los períodos de muestreo indicados anteriormente) de la estación de Bujaraloz y (b) entre estos puntos

de agua y las precipitaciones mensuales o trimestrales de las estaciones más próximas a cada uno de ellos (la asociación punto de agua-estación es la misma que la del apartado 1a).

6.3.7. Relaciones entre las aguas subterráneas y las aguas lagunares

6.3.7.1. Hidroquímica

Dicha relación se ha establecido en base a la comparación de las actividades iónicas e índices de saturación mineral de las aguas lagunares (aguas superficiales, intersticiales y extraídas del sedimento lagunar) y las aguas subterráneas estimadas con el programa WATEQ4F para el período 1986-1990.

6.3.7.2. Experimento de evaporación

Al objeto de profundizar en la relación hidroquímica entre el agua de las lagunas y las aguas subterráneas próximas a ellas, se muestrearon (Marzo 1987) las seis lagunas más representativas del área (aquellas que poseen agua en períodos largos durante el año) y los correspondientes puntos de agua próximos a ellas, según la siguiente asociación: Pozo 37-laguna de Guallar; pozos 41 y 42-laguna de la Playa; pozo 43-laguna de la Muerte; pozo 45-laguna de Camarón; pozo 54-laguna de Pez; pozo 135-laguna de Saladar; sondeo 9-laguna de Pito.

Las muestras de agua subterránea se evaporaron progresivamente hasta una CE similar a las de la laguna próxima, con objeto de comprobar si las composiciones iónicas convergían o divergían en dichos procesos. La convergencia en el ensayo indicaría que las aguas lagunares resultan de la evapoconcentración de las aguas subterráneas, en tanto que la divergencia indicaría que dichas aguas no están conectadas hidráulicamente y/o que existen otros factores indeterminados que afectan a la composición iónica de las aguas lagunares en su proceso de evapoconcentración. Aunque este enfoque es obviamente simplista, ya que las condiciones de laboratorio no representan necesariamente a las reales de campo, el resultado es relevante para profundizar en el conocimiento de la evolución geoquímica de estas aguas.

1 L de agua de cada pozo/sondeo, previamente filtrado, se colocó en un vaso de precipitados y se introdujo en una estufa de aire forzado a 35°C y 20% de humedad relativa. Periódicamente se pesaron los vasos de precipitado para calcular el factor de concentración, se midió la CE del agua y se recogieron 50 mL para efectuar los análisis iónicos correspondientes. Dicho proceso se continuó hasta que la solución alcanzó una CE similar a la de la laguna próxima al agua subterránea en estudio.

A los análisis químicos de las muestras iniciales y a las obtenidas en el ensayo se le aplicó el programa WATEQ4F para caracterizarlas hidroquímicamente.

6.3.7.3. Aportación subterránea a las lagunas

Dado que no es posible medir experimentalmente la aportación subterránea a las lagunas, en el capítulo anterior se realizó una aproximación a la misma a través de los valores de la descarga subterránea que serían necesarios para que existiera concordancia

con las observaciones de campo. Se consideró que dicha descarga subterránea mínima era suficiente para compensar el déficit de humedad cuantificado en los balances cuando existe lámina de agua libre en la laguna. Sin embargo, en los meses en que no hay agua libre en las lagunas la aportación subterránea es también operativa, y tiende a compensar las pérdidas por evaporación directa. Por ello, la aportación subterránea real sería superior a la cuantificada en el capítulo 5 y menor o igual al déficit hídrico anual para cada laguna. Este déficit hídrico anual se estimó a partir de los déficit para cada mes, año y laguna. Asimismo, se seleccionaron los meses con agua en cada laguna y se multiplicó la superficie inundada mensual por el valor de la E mensual correspondiente en la estación climática más próxima. A este valor se le restó la precipitación directa sobre el área inundada, de forma que el resultado es el déficit hídrico que debe ser compensado por los aportes subterráneos.

6.3.8. Balance hídrico

El balance hídrico planteado tiene como fin estimar los valores mínimos de la recarga a los "acuíferos" y correlacionar dichas estimas con las oscilaciones de nivel medidas en los puntos de agua en el período 1986-1990. Las premisas consideradas para alcanzar dicho objetivo son:

a) No se han descrito previamente sistemas acuíferos colindantes ni flujos regionales, por lo que de existir acuíferos colindantes, sus características no diferirían de las investigadas (ni geológica ni geomorfológicamente las diferencias con las formaciones geológicas limítrofes son notables). De existir entradas laterales deben ser poco significativas y difícilmente detectables.

b) Las entradas al área de estudio, que fue delimitada en el capítulo 4, proceden únicamente de la precipitación.

c) Existencia de salidas puntuales y difusas a través del Barranco de Valcuerna, Bco. de Valdecenicero y Bco. de Liberola. De ellas sólo han sido estimadas las del Barranco de Valcuerna.

d) La aportación subterránea a las lagunas sirve para compensar el déficit hídrico en determinados períodos de tiempo. Durante el período seco de las lagunas, la evaporación se realiza a partir del agua embebida en el sedimento que procede de la aportación subterránea. La tasa de evaporación es función de la salinidad y representa una disminución media del 20% respecto del agua dulce. Durante los períodos húmedos de las lagunas, la evaporación constituye una de las salidas más importantes del sistema.

e) Dos tercios de la superficie del área de estudio tiene vegetación natural o están cultivados. El volumen de agua evapotranspirado en esta superficie se asimila a la ET_0 . Con este objeto se hizo el cálculo de la ET_0 en las estaciones del área de estudio presentado en 2.4. Dado que esta ET_0 es superior a la ET real de la vegetación natural o de los cultivos, las recargas obtenidas con este planteamiento son valores mínimos, tal como se ha detallado anteriormente.

f) La superficie del suelo desnudo (1/3 del área de estudio) evapora agua directamente en los períodos en los que existe disponibilidad de agua en el suelo. El

factor aplicado a la ET_0 para el cálculo de la evaporación en suelo desnudo es de 0.3 (intervalo de variación entre 0.15 y 0.57), que es el valor medio deducido de los valores mensuales de ET_0 y de la frecuencia media de las lluvias mensuales en el período 1986-1990. Dicho cálculo se realizó con las ecuaciones presentadas en Cuenca (1989).

g) La escorrentía afecta por igual a todo el área de estudio y puede oscilar entre el 3.7 y el 25% de la precipitación.

El balance hídrico global se obtiene mediante la fórmula de continuidad de masas:

$$(P \times S) - (ET_0 \times Sc) - (Ed \times 0.8) \times SI - (Esd \times Ssd) - (P \times Ce) \times S = I + I_b + \text{variación almacenamiento} \quad (33)$$

donde:

- P = Precipitación (m)
- S = Superficie área de estudio (m²)
- ET_0 = Evapotranspiración de referencia (m)
- Sc = Superficie ocupada por vegetación o cultivos (m²)
- Ed = Evaporación en tanque tipo A (m)
- SI = Superficie ocupada por lagunas (m²)
- Esd = Evaporación en suelo desnudo ($ET_0 \times 0.3$ m)
- Ssd = Superficie con suelo desnudo (m²)
- Ce = Coeficiente de escorrentía
- I = Infiltración subsuperficial (m); I_b = Infiltración profunda (m)

Esta ecuación se ha utilizado en un balance anual para todo el área de estudio (balance hídrico global) con los datos climáticos (P, ET_0 , Ed) del año medio de la estación de Bujaraloz y de los años 1986 a 1990. El resto de los datos ha sido utilizado en otros apartados y son los siguientes: los coeficientes de escorrentía y superficie ocupada por lagunas son los utilizados en 5.4., la superficie total del área de estudio S es de 1.247 Km², la superficie con cultivo o cubierta vegetal (Sc) se ha estimado en 2/3 de S, y la superficie con suelo desnudo (Ssd) en 1/3 de S.

6.4. RESULTADOS Y DISCUSION

6.4.1. Inventario de puntos de agua: Piezometría e Hidroquímica

Desde Marzo de 1986 a Septiembre de 1990 se realizó un seguimiento periódico del nivel de agua, CE y composición iónica de los puntos de agua de Monegros II (Anexo 13). El inventario está constituido por 72 puntos de agua (46 pozos, 26 sondeos) y 15 lagunas que poseen lámina de agua de forma temporal.

Los pozos tienen diámetros superiores a 0.8 m y profundidades máximas de hasta 14 m. Generalmente están revestidos de piedra y algunos de ellos tienen un uso ganadero o doméstico. Desde el punto de vista hidráulico deben considerarse incompletos (esto es, no penetran en todo el espesor del acuífero).

Los 10 sondeos de la primera fase tienen una profundidad de 13 m y los 16 de la

segunda de 18 m. Todos los sondeos son totalmente penetrantes. Se ha incluido también en el inventario un sondeo de más de 100 m de profundidad que se perforó a percusión.

Como se señaló en 6.3, se excluyeron del inventario los puntos de agua que recogían las aguas de lluvia y escorrentía (aljibes), ya que se hallaban aislados de los acuíferos por estar revestidos de cemento. Algunos puntos incluidos en el inventario están conectados con los acuíferos, pero reciben asimismo aguas de escorrentía. Por ello, para evitar falsas interpretaciones en el análisis de los datos, se han subdividido los puntos de agua en (1) 25 puntos con intervención (recogen aguas de escorrentía y/o se realizan bombeos) y (2) 47 puntos sin intervención (no tienen entradas y salidas ajenas al funcionamiento del acuífero). Los datos procedentes de los puntos de agua del primer grupo fueron considerados como información cualitativa exclusivamente.

La Tabla 82 presenta los valores medios y coeficientes de variación de la profundidad del agua, CE y cota s.n.m. del conjunto de puntos de agua inventariados en Monegros II. Estos resultados indican que: (1) la profundidad media es 4.2 m y la CE media es 7.0 dS/m, esto es, los acuíferos son bastante superficiales y de elevada salinidad, lo que sugiere un peligro potencial de salinización del suelo si dichos niveles ascendieran por efecto del regadío, (2) el nivel de agua es más superficial en los pozos que en los sondeos, en tanto que la CE de los pozos es inferior a la de los sondeos, lo que sugiere que, en promedio, la salinidad de las aguas subterráneas es mayor en profundidad, (3) tal como era de esperar, los puntos con intervención tienen niveles de agua más superficiales y de menor CE que los puntos sin intervención y (4) los coeficientes de variación del nivel de agua (próximos al 50%) y, en particular, de la CE (superiores al 100%, excepto en los pozos y puntos con intervención) sugieren que estamos en presencia de múltiples "acuíferos", no necesariamente conectados entre sí. Dicha variabilidad se refleja claramente en los histogramas de frecuencias del nivel, cota y CE del agua de los 72 puntos de agua (Figura 86) y de los puntos sin y con intervención (Figura 87).

Tabla 82. Inventario de puntos de agua: media y CV (%) del nivel (m), conductividad eléctrica (CE, dS/m) y cota del agua (m.s.n.m.).

		ESTADISTICA PUNTOS DE AGUA				
		1	2	3	4	5
PROF. AGUA (m)	MEDIA	4.15	3.74	4.87	4.61	3.37
	CV(%)	54	52	53	53	47
CE (dS/m)	MEDIA	6.98	6.45	7.84	7.52	6.00
	CV(%)	108	72	138	122	54
COTA AGUA m.s.n.m.	MEDIA	326.49	326.90	325.77	326.03	327.27
	CV(%)	7	8	7	8	5

1. Puntos de agua (excluidos manantiales), n = 72
2. Pozos, n = 46
3. Sondeos, n = 26
4. Puntos de agua sin intervención, n = 47
5. Puntos de agua con intervención, n = 25

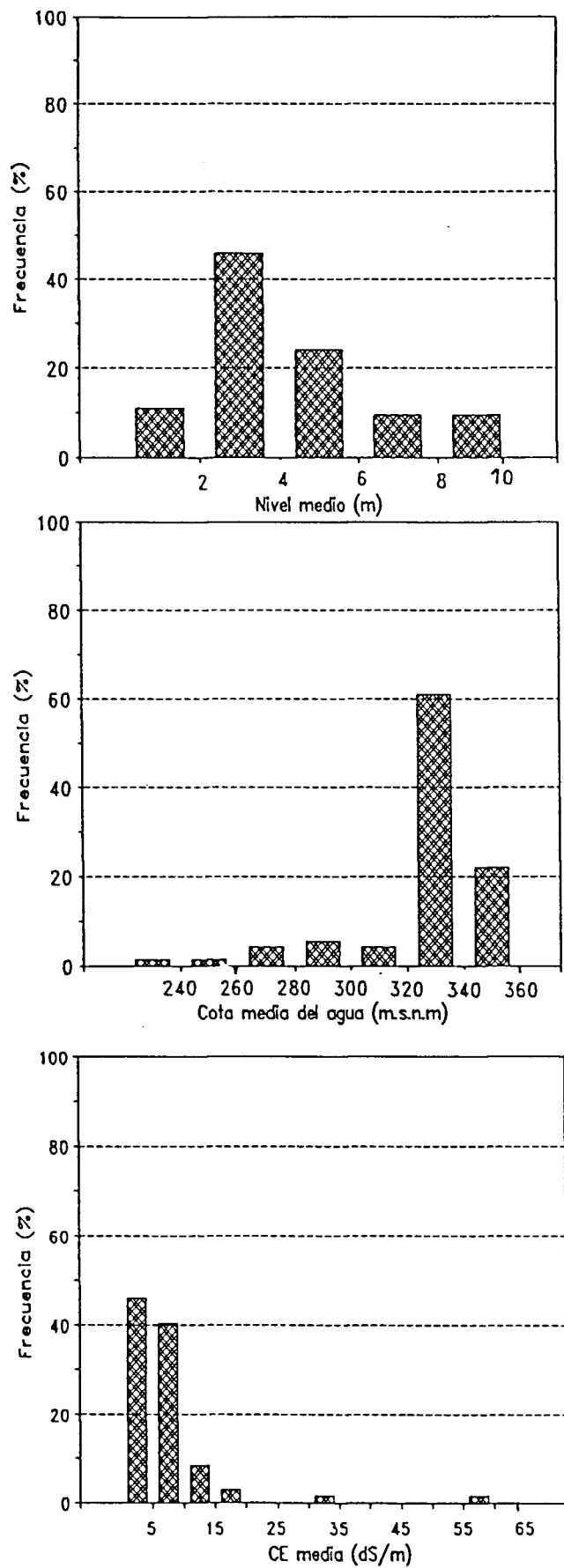


Figura 86. Histograma de frecuencias de la profundidad media del agua subterránea (Nivel, m), de la cota media del agua (m.s.n.m.) y de la conductividad eléctrica media (CE, dS/m) de 72 puntos de agua.

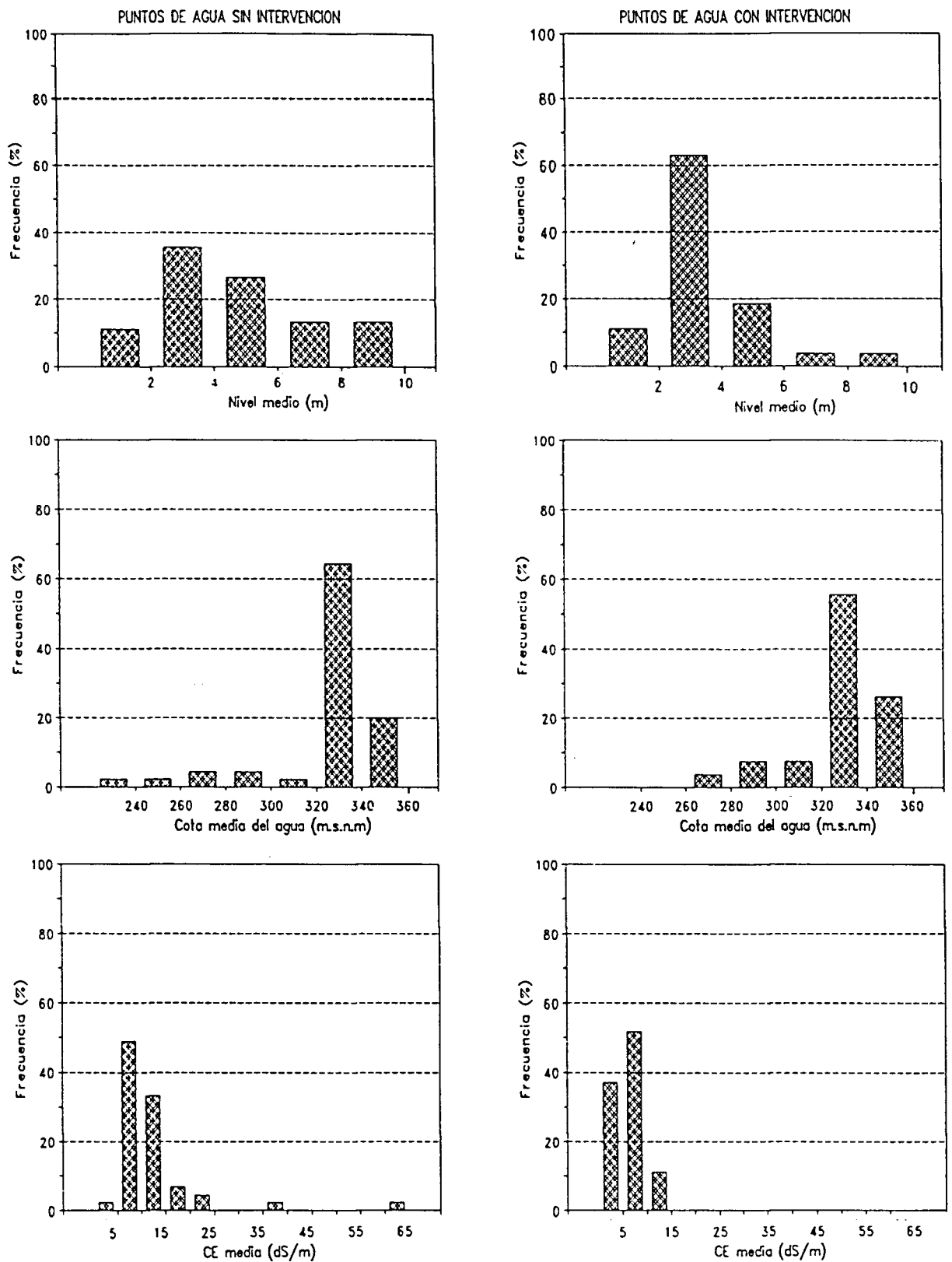


Figura 87. Histograma de frecuencias de la profundidad media del agua subterránea (Nivel, m), de la cota media y de la CE media (dS/m) de los puntos de agua con (n = 25) y sin intervención (n = 47) de Monegros II.

Una vez presentados los valores medios de nivel, cota y CE del agua de los puntos de agua en Monegros II, se discuten a continuación por separado los resultados obtenidos en los apartados de Piezometría e Hidroquímica.

Piezometría

Las fichas de inventario (Anexo 13) resumen los niveles piezométricos de cada punto de agua en sus diferentes fechas de muestreo y la Tabla 83 presenta un análisis estadístico básico del nivel piezométrico medido en cada punto de agua (valor medio con su CV (%) y valores máximo y mínimo). En esta Tabla se detalla asimismo para cada punto su localización geomorfológica, su carácter de punto con o sin intervención y el período de muestreo. Estos resultados se discutirán en el apartado de "Funcionamiento Hidrogeológico".

El análisis de la variabilidad espacial y temporal del nivel piezométrico de los puntos de agua tiene como objetivos (1) estimar la magnitud de la recarga y su distribución espacial y temporal y (2) relacionar dicha recarga con la precipitación ya que, a priori, ésta última constituye la única entrada a los acuíferos. El ascenso de nivel u oscilación positiva entre dos períodos dados de muestreo es representativo de procesos de recarga, en tanto que el descenso de nivel u oscilación negativa es representativo de procesos de descarga.

Este análisis se ha efectuado para los niveles medidos entre (1) muestreos, (2) estaciones (primavera, verano, otoño, invierno), (3) años hidrológicos y (4) para el período de seguimiento de 1986 a 1989.

(1) Análisis entre muestreos

En la Tabla 84 se resumen, para el conjunto de los puntos sin intervención, los valores medios de las oscilaciones del nivel de agua medidos entre muestreos consecutivos. En dicha Tabla se presenta (a) el valor absoluto medio de las oscilaciones, o suma de las variaciones absolutas del nivel de agua de cada punto dividida por el nº de puntos de agua, (b) el valor medio de las oscilaciones, o suma de las variaciones del nivel de agua (valor positivo para los ascensos y negativo para los descensos) dividida por el nº de puntos de agua, (c) el valor medio de las variaciones positivas de nivel (esto es, sólo para los puntos de agua con ascenso del nivel) y (d) el valor medio de las variaciones negativas de nivel (esto es, sólo para los puntos de agua con descenso del nivel). En esta Tabla se señalan asimismo el número de puntos de agua considerados en (a) y (b), el número de puntos de agua con variaciones de nivel positivas en (c) y el número de puntos de agua con variaciones de nivel negativas en (d).

El valor absoluto medio de la oscilación indica la intensidad de las variaciones del nivel y permite identificar los períodos con mayor oscilación positiva o negativa del nivel de agua. Para los muestreos mensuales, la mayor variación media absoluta del nivel de agua (46 cm) se produjo entre Septiembre y Octubre de 1986, y la menor (2 cm) entre Junio y Julio de 1986. Para los muestreos trimestrales, la mayor variación media absoluta del nivel de agua (25 cm) se produjo entre Marzo y Junio de 1989 y la menor (6 cm) entre Marzo y Junio de 1990. El valor medio de las oscilaciones absolutas de los muestreos mensuales fue de 11 cm y el de los muestreos trimestrales fue de 15 cm, lo que da una idea de las escasas variaciones del nivel piezométrico en el sistema en estudio.

Tabla 83a. Estadística de los datos de nivel piezométrico medido en los pozos en el período Marzo 1986 a Septiembre 1990; n = n° de observaciones; MED = media; MAX = máximo; MIN = mínimo; CV = coeficiente de variación (%); G = localización geomorfológica (V = val, D = depresión, P = plataforma); O = observaciones ((1) sin intervención, (2) con intervención); M = período de muestreo.

P.A.	n	MED (m)	MAX (m)	MIN (m)	CV (%)	G	O	M
POZO-13	27	7.56	9.40	4.67	18.29	V	2	1986-1990
POZO-14	27	7.18	8.12	6.62	6.38	P	1	1986-1990
POZO-16	27	4.21	5.00	3.53	8.00	V	2	1986-1990
POZO-17	27	6.51	7.61	5.40	9.67	P	1	1986-1990
POZO-21	27	9.54	9.88	5.04	9.47	P	1	1986-1990
POZO-22	27	3.13	4.89	2.64	13.62	V	2	1986-1990
POZO-24	27	8.46	9.35	7.56	7.18	P	1	1986-1990
POZO-28	27	2.79	3.63	1.73	18.67	V	2	1986-1990
POZO-29	27	3.38	3.83	2.36	11.15	V	2	1986-1990
POZO-30	27	2.51	3.11	1.75	16.53	V	2	1986-1990
POZO-32	27	3.99	5.09	2.46	18.03	P	2	1986-1990
POZO-35	27	4.86	5.60	4.17	8.88	P	2	1986-1990
POZO-37	27	3.68	6.57	2.36	28.64	P	2	1986-1990
POZO-38	27	4.95	10.57	4.05	26.17	P	2	1986-1990
POZO-41	27	5.81	6.40	5.52	3.83	D	1	1986-1990
POZO-42	18	4.64	5.91	4.40	7.36	D	2	1986-1990
POZO-43	27	3.83	4.99	3.05	14.03	V	1	1986-1990
POZO-45	27	4.37	4.62	4.17	2.85	P	1	1986-1990
POZO-46	27	3.77	5.28	3.26	13.22	V	2	1986-1990
POZO-49	27	8.46	9.25	5.97	12.71	V	1	1986-1990
POZO-50	7	3.65	3.79	3.47	3.26	P	1	1986-1990
POZO-53	13	3.37	3.71	2.89	9.69	D	1	1986-1990
POZO-54	18	4.23	4.89	3.82	6.18	D	1	1986-1990
POZO-56	27	6.02	6.73	5.64	6.28	P	2	1986-1990
POZO-58	27	3.40	5.75	2.01	35.90	V	2	1986-1990
POZO-60	22	2.99	3.40	0.00	6.58	D	1	1986-1990
POZO-61	21	3.21	4.63	2.10	18.64	P	2	1986-1990
POZO-62	20	2.57	3.20	1.86	21.30	V	2	1986-1990
POZO-63	21	5.07	5.48	4.39	6.15	D	1	1986-1990
POZO-115	27	4.94	5.52	4.05	9.54	P	1	1986-1990
POZO-116	27	2.84	3.76	1.42	28.00	V	2	1986-1990
POZO-117	27	2.64	4.20	1.91	21.53	P	1	1986-1990
POZO-118	27	4.69	8.29	2.30	32.90	V	2	1986-1990
POZO-119	17	4.84	10.00	1.37	56.72	D	2	1986-1990
POZO-120	27	5.05	7.43	3.01	19.05	V	2	1986-1990
POZO-121	27	3.02	3.72	2.19	14.35	D	2	1986-1990
POZO-122	27	3.07	3.55	2.54	10.92	P	2	1986-1990
POZO-123	27	7.38	7.84	6.39	5.08	P	1	1986-1990
POZO-131	25	3.67	3.96	3.34	4.77	V	2	1986-1990
POZO-132	24	1.96	2.12	1.92	2.36	D	1	1986-1990
POZO-134	23	2.26	2.96	1.72	17.96	P	2	1986-1990
POZO-136	23	2.69	3.45	2.40	10.02	V	1	1986-1990
POZO-137	20	1.02	2.37	0.60	46.78	V	2	1986-1990
POZO-145	20	1.23	2.10	0.70	37.68	V	1	1986-1990
POZO-147	20	4.03	4.80	3.23	14.99	V	1	1986-1990

Tabla 83b. Estadística de los datos de nivel piezométrico medido en los sondeos: (n = nº de puntos; MED = media; MAX = máximo; MIN = mínimo; CV = coeficiente de variación (%); G = localización geomorfológica (V = val; D = depresión; P = plataforma); O = observaciones ((1) sin intervención, (2) con intervención); M = período de muestreo.

P.A.	n	MED (m)	MAX (m)	MIN (m)	CV (%)	G	O	M
SONDEO-1	16	6.79	8.70	5.72	18.32	P	1	1987-1990
SONDEO-2	16	3.28	3.72	2.52	11.38	V	1	1987-1990
SONDEO-3	16	9.14	9.70	8.00	6.15	P	1	1987-1990
SONDEO-5	20	10.40	10.70	9.85	2.67	P	1	1987-1990
SONDEO-7	16	4.97	5.44	4.36	5.75	P	1	1987-1990
SONDEO-8	16	5.82	6.25	5.40	3.30	P	1	1987-1990
SONDEO-9	16	5.57	5.99	4.80	6.72	P	1	1987-1990
SONDEO-10	16	2.49	3.02	2.17	9.50	P	1	1987-1990
SONDEO-11	9	5.00	5.45	2.37	19.79	D	1	1989-1990
SONDEO-12	9	3.79	4.05	3.53	4.46	D	1	1989-1990
SONDEO-13	9	2.27	2.44	2.15	4.57	D	1	1989-1990
SONDEO-14	9	12.45	12.86	12.04	2.14	P	1	1989-1990
SONDEO-15	9	4.39	4.59	4.23	2.99	D	1	1989-1990
SONDEO-16	9	2.07	2.30	1.92	6.28	D	1	1989-1990
SONDEO-17	9	10.15	10.16	10.13	0.12	P	1	1989-1990
SONDEO-18	9	4.59	4.69	4.35	2.32	D	1	1989-1990
SONDEO-19	9	11.21	11.24	11.17	0.21	P	1	1989-1990
SONDEO-20	9	4.34	4.51	4.20	2.42	D	1	1989-1990
SONDEO-21	9	4.99	5.06	4.89	1.27	D	1	1989-1990
SONDEO-22	9	8.13	8.19	8.09	0.39	P	1	1989-1990
SONDEO-23	9	1.63	1.78	1.43	6.63	D	1	1989-1990
SONDEO-24	9	7.68	7.79	7.55	0.85	P	1	1989-1990
SONDEO-25	9	7.10	7.18	6.98	1.05	D	1	1989-1990
SONDEO-26	9	6.41	6.62	6.14	2.45	D	1	1989-1990

El valor medio de la oscilación (b) se calcula teniendo en cuenta el signo de la oscilación (+ para ascensos y - para descensos) y proporciona información acerca de la existencia de recargas medias (valor +) o descargas medias (valor -) en el período analizado.

De la Tabla 84 se deduce la existencia de recarga en 9 muestreos y de descarga en los 17 muestreos restantes. Los máximos descensos medios fueron de -24 cm (entre Marzo y Junio de 1989) y los máximos ascensos medios fueron de +51 cm (entre Septiembre y Octubre de 1986). Deben resaltarse en todos los casos los elevados CV de las medias, lo que indica el comportamiento heterogéneo del nivel piezométrico de los puntos de agua analizados.

Al objeto de determinar la preponderancia de las recargas o de las descargas entre fechas consecutivas de muestreo, se contabilizaron separadamente los puntos de agua con ascenso (c) o descenso (d) de sus niveles piezométricos. La Tabla 84 muestra la gran heterogeneidad en los resultados obtenidos: los ascensos medios mensuales llegan a ser de 94 cm (Septiembre a Octubre de 1986), período en el que 12 de los 13 puntos de agua ascendieron de nivel. Los descensos medios mensuales llegan a ser de -37 cm (Diciembre 1986 a Enero 1987), período en el que 10 de los 17 puntos de agua descendieron de nivel. El valor medio de las oscilaciones positivas fue de 0.15 m y el de las oscilaciones negativas -0.14 m, lo que significa que los valores medios de recarga y descarga fueron muy similares a lo largo del período considerado. A pesar de ello, la

variabilidad espacial de las recargas y descargas fue muy acusada, tal como se deduce del hecho de que el número de puntos con ascenso (c) y descenso (d) de nivel fue muy variable.

Tabla 84. Variación del nivel piezométrico entre muestreos: media , coeficiente de variación de las oscilaciones de nivel y nº de puntos sin intervención considerados dentro de cada cálculo. (a) Valor absoluto medio de la oscilación, (b) valor medio de la variación, (c) valor medio de los puntos con ascensos (variaciones positivas) de nivel y (d) valor medio de los puntos con descensos (variaciones negativas) de nivel.

MUESTREO		Media (m)	CV (%)	Nº	MUESTREO		Media (m)	CV (%)	Nº
3-86 a 4-86	(a)	0.05	218	13	5-87 a 6-87	(a)	0.20	215	26
	(b)	0.01	1204	13		(b)	-0.19	231	26
	(c)	0.13	142	7		(c)	0.02	142	9
	(d)	-0.10	61	6		(d)	-0.23	205	17
4-86 a 5-86	(a)	0.05	287	13	6-87 a 9-87	(a)	0.20	64	26
	(b)	0.04	431	13		(b)	-0.20	90	26
	(c)	0.21	121	7		(c)	0.13	23	4
	(d)	-0.03	59	6		(d)	-0.20	68	22
5-86 a 6-86	(a)	0.06	354	13	9-87 a 12-87	(a)	0.13	93	26
	(b)	-0.05	408	13		(b)	-0.01	1900	26
	(c)	0.01	73	6		(c)	0.14	78	2
	(d)	-0.20	181	7		(d)	-0.12	102	24
6-86 a 7-86	(a)	0.02	165	13	12-87 a 3-88	(a)	0.11	110	26
	(b)	-0.01	312	13		(b)	0.06	263	26
	(c)	0.01	148	6		(c)	0.15	93	12
	(d)	-0.05	44	7		(d)	-0.07	91	14
7-86 a 9-86	(a)	0.05	203	13	3-88 a 6-88	(a)	0.10	90	28
	(b)	0.08	258	13		(b)	-0.06	184	28
	(c)	0.19	103	9		(c)	0.05	87	16
	(d)	-0.05	48	4		(d)	-0.12	75	12
9-86 a 10-86	(a)	0.46	174	13	6-88 a 9-88	(a)	0.17	106	28
	(b)	0.51	191	13		(b)	-0.12	183	28
	(c)	0.94	102	12		(c)	0.12	126	11
	(d)	-0.27	0	1		(d)	-0.17	107	17
10-86 a 11-86	(a)	0.10	216	15	9-88 a 12-88	(a)	0.15	111	28
	(b)	0.05	2847	15		(b)	0.10	212	28
	(c)	0.19	113	8		(c)	0.18	104	7
	(d)	-0.19	150	7		(d)	-0.08	58	21
11-86 a 12-86	(a)	0.09	168	15	12-88 a 3-89	(a)	0.17	116	28
	(b)	-0.02	3439	15		(b)	-0.11	288	28
	(c)	0.19	117	7		(c)	0.19	110	19
	(d)	-0.12	104	8		(d)	-0.17	115	9
12-86 a 1-87	(a)	0.20	353	17	3-89 a 6-89	(a)	0.25	158	42
	(b)	-0.14	539	17		(b)	-0.24	165	42
	(c)	0.15	110	7		(c)	0.01	94	7
	(d)	-0.37	278	10		(d)	-0.27	150	35
1-87 a 2-87	(a)	0.09	204	17	6-89 a 9-89	(a)	0.14	137	42
	(b)	-0.02	7376	17		(b)	0.03	516	42
	(c)	0.09	198	6		(c)	0.26	107	10
	(d)	-0.20	112	11		(d)	-0.08	63	32
2-87 a 3-87	(a)	0.06	171	19	9-89 a 3-90	(a)	0.21	111	42
	(b)	-0.04	272	19		(b)	0.11	260	42
	(c)	0.03	77	12		(c)	0.26	108	24
	(d)	-0.12	103	7		(d)	-0.12	66	18
3-87 a 4-97	(a)	0.08	110	19	3-90 a 6-90	(a)	0.06	82	42
	(b)	-0.07	139	19		(b)	-0.05	117	42
	(c)	0.02	155	9		(c)	0.03	132	14
	(d)	-0.10	85	10		(d)	-0.08	65	28
4-87 a 5-87	(a)	0.09	122	26	6-90 a 9-90	(a)	0.11	217	42
	(b)	-0.08	176	26		(b)	-0.09	295	42
	(c)	0.03	158	8		(c)	0.09	130	12
	(d)	-0.12	101	18		(d)	-0.12	221	30

(2) Análisis entre estaciones

La Tabla 85 presenta los puntos de agua sin intervención (en % del total) en los que la variación estacional del nivel piezométrico es ascendente o descendente. En la mitad de las estaciones analizadas el número de puntos con variación ascendente y descendente fue similar. En ocho estaciones, más del 70% de los puntos tuvieron una evolución descendente. En base a los sondeos, sólo en dos estaciones (verano 88 y otoño 89) se observó una preponderancia clara en el número de puntos con variación ascendente. Estos resultados indican que no existe una relación evidente entre las estaciones lluviosas (primavera y otoño generalmente) y la evolución ascendente del nivel piezométrico, que puede deberse simplemente a un desfase en la respuesta de una variable respecto a la otra.

En la Tabla 86 se presentan los valores medios estacionales del nivel piezométrico. El valor medio de la variación absoluta del nivel oscila entre 5 y 25 cm, con un promedio para todas las estaciones de 12.5 cm. Atendiendo al valor de la variación (b), predomina el descenso relativo (11 estaciones frente a 6) y es cuantitativamente mayor (-24 cm frente a 11 cm). En las primaveras, la variación de la oscilación ha sido siempre descendente (valores entre -5 y -24 cm). En el resto de las estaciones, la variación de la oscilación es poco homogénea pero, en cualquier caso, dichas variaciones son generalmente decimétricas. El valor de los ascensos medios (c) permite apreciar que en los veranos y otoños se registran los valores máximos (entre 9 y 26 cm), lo que sugiere un cierto desfase de la recarga respecto a las estaciones más lluviosas.

(3) Análisis entre años hidrológicos

La Tabla 87 presenta, para cada año hidrológico, el n° de puntos con ascenso y descenso del nivel piezométrico clasificado en seis grupos. En el año 1986-87, el ascenso de nivel fue mayoritario (82% de los puntos de agua), en tanto que en los dos años siguientes, el descenso de nivel fue mayoritario (62% de los puntos en 1987-88 y 75% de los puntos en 1988-89). En el último año hidrológico analizado, el número de puntos con ascenso (55%) y descenso (45%) fue parecido.

Independientemente de la relación entre la variación del nivel piezométrico y la precipitación, que se analizará posteriormente, los resultados anteriores indican que en el año hidrológico 1986-87 se produjo la recarga más importante. Este resultado está de acuerdo con observaciones previas que indicaron para ese año un llenado generalizado de las cubetas endorreicas, una mayor duración del ciclo húmedo en las mismas (capítulo 5 - Anexo 10) y la existencia de agua en muchas de las depresiones del área que posteriormente han estado secas.

(4) Análisis para el período de seguimiento (1986-1990)

Este análisis tiene en cuenta las variaciones de nivel para cada punto sin intervención (Tabla 88). En el período de seguimiento, las oscilaciones de nivel fueron

descendentes en el 60% de los puntos, ascendentes en el 28% e invariables en el 12% de los puntos. Los valores de (c) representan la recarga media en cada punto de agua. La recarga media para el conjunto de los puntos fue de 18 cm, máximo de 69 cm (P-43) y mínimo de 1 cm (S-17), con C.V. entre el 43 y el 468%. Los valores de (d) representan la descarga media en cada punto de agua. La descarga media para el conjunto de los puntos fue de 13 cm, máximo de 33 cm (P-60) y mínimo de 2 cm (S-19), con C.V. entre el 11 y el 500 %.

Tabla 85. Puntos de agua (en % del total) en los que la variación de nivel piezométrico estacional es (1) ascendente y (2) descendente.

ESTACION	PUNTOS SIN INTERVENCION		SONDEOS 1ª FASE		SONDEOS 2ª FASE	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
3-86 a 6-86	53	47	-	-	-	-
6-86 a 9-86	53	47	-	-	-	-
9-86 a 12-86	42	58	-	-	-	-
12-86 a 3-87	4	96	12	88	-	-
3-87 a 6-87	4	96	12	88	-	-
6-87 a 9-87	46	54	50	50	-	-
9-87 a 12-87	54	46	57	43	-	-
12-87 a 3-88	29	71	25	74	-	-
3-88 a 6-88	11	89	15	85	-	-
6-88 a 9-88	57	43	88	12	-	-
9-88 a 12-88	18	82	12	88	-	-
12-88 a 3-89	7	93	-	100	-	-
3-89 a 6-89	50	50	33	67	38	62
6-89 a 9-89	65	35	74	26	76	24
9-89 a 3-90	50	50	47	53	50	50
3-90 a 6-90	21	79	34	66	29	71
6-90 a 9-90	8	92	4	96	5	95

De los análisis (1) a (4) precedentes pueden generalizarse los siguientes resultados: (1) elevada variabilidad espacial y temporal de los niveles piezométricos, (2) no se ha podido establecer la influencia climática en el signo y magnitud de las oscilaciones de

nivel, (3) niveles piezométricos más profundos que los citados en la bibliografía (Cuchí, 1986), (4) recarga generalizada en el otoño-invierno de 1986 (variación media de 51 cm y ascensos medios del nivel de más de 50 cm), (5) recuperación de los niveles de equilibrio en un plazo corto y (6) entradas y salidas al sistema de escasa magnitud (descensos y ascensos medios menores de 10 cm).

Tabla 86. Variación estacional del nivel piezométrico: media y coeficiente de variación de las oscilaciones de nivel en los puntos sin intervención. (a) Valor medio absoluto de la oscilación, (b) valor medio de la variación, (c) valor medio de los puntos con ascensos (variaciones positivas) de nivel y (d) valor medio de los puntos con descensos (variaciones negativas) de nivel.

MUESTREO		Media (m)	CV (%)
3-86 a	(a)	0.06	350
	(b)	-0.05	354
	(c)	0.01	411
6-86 a	(a)	0.05	203
	(b)	0.06	258
	(c)	0.19	103
9-86 a	(a)	0.09	169
	(b)	0.01	3439
	(c)	0.19	117
12-86 a	(a)	0.06	171
	(b)	-0.04	272
	(c)	0.03	77
3-87 a	(a)	0.20	215
	(b)	-0.19	231
	(c)	0.02	142
6-87 a	(a)	0.20	64
	(b)	-0.19	90
	(c)	0.13	23
9-87 a	(a)	0.13	93
	(b)	-0.01	1910
	(c)	0.14	78
12-87 a	(a)	0.11	10
	(b)	0.06	263
	(c)	0.15	93
3-88 a	(a)	0.10	90
	(b)	-0.06	184
	(c)	0.05	87

MUESTREO		Media (m)	CV (%)
6-88 a	(a)	0.17	106
	(b)	-0.12	183
	(c)	0.12	126
9-88 a	(a)	0.15	111
	(b)	0.10	212
	(c)	0.18	104
12-88 a	(a)	0.17	116
	(b)	-0.11	288
	(c)	0.19	110
3-89 a	(a)	0.25	158
	(b)	-0.24	165
	(c)	0.01	94
6-89 a	(a)	0.14	137
	(b)	0.03	516
	(c)	0.26	107
9-89 a	(a)	0.21	111
	(b)	0.11	260
	(c)	0.26	108
3-90 a	(a)	0.06	82
	(b)	-0.05	117
	(c)	0.03	132
6-90 a	(a)	0.11	217
	(b)	-0.09	295
	(c)	0.09	130
--	-	--	--

Tabla 87. Variación anual del nivel piezométrico: nº de puntos y (en paréntesis) porcentaje del total que presentan ascenso (1) o descenso (2) de los valores de nivel indicados en la primera columna.

VARIACION NIVEL	1986-87		1987-88		1988-89		1989-90	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
< 10 cm	3 (18%)	2 (12%)	6 (23%)	5 (19%)	4 (14%)	1 (3%)	17 (40%)	7 (16%)
10-20 cm	1 (6%)	-	3 (11%)	2 (8%)	-	9 (33%)	3 (7%)	7 (16%)
20-50 cm	4 (22%)	1 (6%)	-	7 (27%)	1 (3%)	7 (25%)	3 (7%)	6 (14%)
50-75 cm	3 (18%)	-	1 (4%)	2 (8%)	1 (3%)	2 (8%)	-	-
75-100 cm	-	-	-	-	1 (3%)	-	-	-
> 100 cm	3 (18%)	-	-	-	0	2 (8%)	-	-
n	17		26		28		42	
TOTAL	14 (82%)	3 (18%)	10 (38%)	16 (62%)	7 (25%)	21 (75%)	23 (55%)	19 (45%)

Mapas de isopiezas

En la Figura 88 se presenta el mapa de isopiezas del área de estudio (nivel piezométrico medio (m.s.n.m.) del 1986-1990) realizado por el método 1 manual y en la Figura 89 el realizado por el método 2 de la distancia inversa al cuadrado utilizando el programa Surfer. Asimismo, se realizaron mapas de isopiezas para cada fecha de muestreo, que indican que el esquema general de flujos fue similar a lo largo del período analizado.

El tercer método utilizado para la confección de estos mapas fue el geoestadístico (Anexo 14). Los resultados de la validación cruzada de los semivariogramas isotrópicos y anisotrópicos fueron insatisfactorios (Figura 1, Anexo 14), lo que indica que la variabilidad espacial de la cota de agua no se describe adecuadamente mediante técnicas geoestadísticas (Figuras 2 y 3, Anexo 14). El grado de incertidumbre en la aplicación de la técnica de interpolación del krigado para la escala de muestreo utilizada sería por lo tanto demasiado elevada, por lo que dicha aplicación se ha descartado en este trabajo.

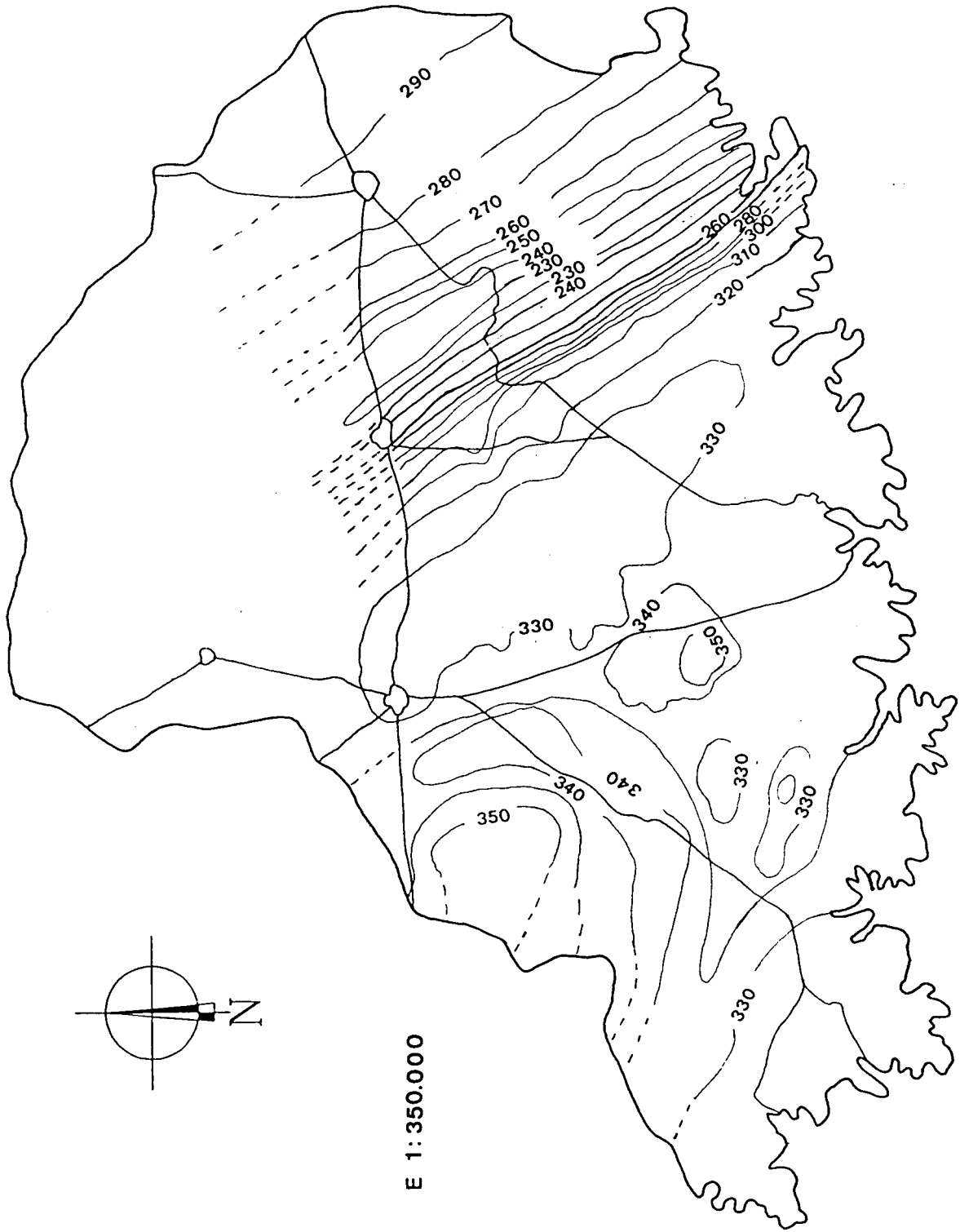


Figura 88. Mapa de isopiezas realizado por triangulación manual.

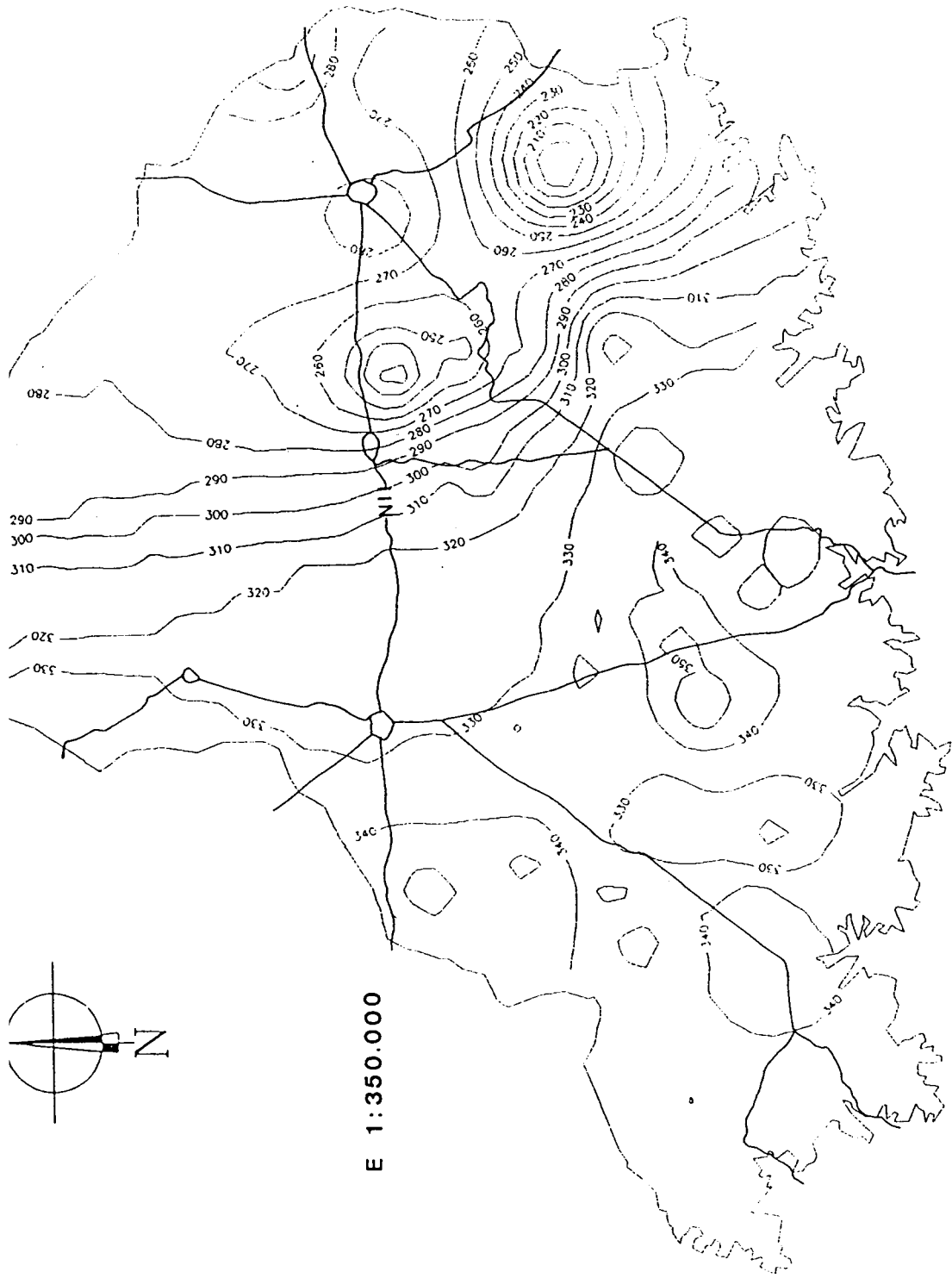


Figura 89. Mapa de isopiezas (m.s.n.m.) obtenido mediante interpolación por el método de la inversa de la distancia al cuadrado.

En la Figura 88 se destaca que cerca de algunas lagunas y hoyas y, en particular, en la zona comprendida entre el área endorreica y el barranco de Valcuerna se presentan fuertes gradientes piezométricos. Se observa asimismo la existencia en el área endorreica de varios máximos piezométricos que sitúan los niveles por encima de los 350 m y varios mínimos piezométricos que sitúan los niveles por debajo de los 330 m. En esta Figura pueden diferenciarse tres zonas: (1) la zona más occidental, donde las líneas de flujo tienen una dirección SE y SO y convergen hacia los entornos de las diversas lagunas, (2) la zona central, que constituye el punto final de varias líneas de flujo y en donde destaca la convergencia de las mismas hacia el Hoyo Agustín y (3) la parte oriental que se inicia entre Bujaraloz y Peñalba, y donde las líneas de flujo se dirigen hacia el barranco de Valcuerna según una dirección NO-SE. Según este esquema de flujos, las áreas de recarga serían fundamentalmente Las Planas (junto a la Retuerta de Pina), las Seltas Altas y la Plana Castellana, y las zonas de descarga serían fundamentalmente las lagunas y el barranco de Valcuerna.

Los resultados que se deducen de la Figura 89 son conceptualmente similares a los que se deducen de la Figura 88, de tal manera que puede observarse la dirección de las líneas de flujo hacia el barranco de Valcuerna y la existencia de otras pequeñas zonas situadas al suroeste que reciben flujos subterráneos de áreas situadas al norte y al este de ellas. Al este de la zona, este Mapa presenta dos zonas de flujo convergente que son inconsistentes y que se producen por la interpolación automática que realiza el programa Surfer.

La superposición del mapa de isopropundidades (Figura 90) y el de isopiezas permite observar que las zonas en las que convergen las líneas de flujo coinciden con las zonas donde el nivel piezométrico está más próximo a la superficie (zonas donde existe una gran concentración de lagunas al suroeste, zona de la Laguna de la Playa y Hoyo Agustín).

La zona al norte de la carretera N-II carece de puntos de agua, por lo que la distribución de las isopiezas es inconsistente. Tal como se indicó anteriormente, todos los pozos identificados en esta zona carecen de agua, con excepción de un pozo situado en el Barranco de Valcuerna, que se omitió en la interpolación al objeto de evitar una distorsión todavía mayor de las isolíneas.

La elaboración de un mapa de isopiezas común para todo el área de estudio presupone que se la ha considerado como una única unidad hidrológica. En este supuesto el flujo se iniciaría en una o más áreas de recarga comunes para todo el sistema y finalizaría en una o varias áreas de descarga y/o en los correspondientes niveles de base (ríos, arroyos, etc). Este planteamiento puede no excluir un sistema de niveles saturados superpuestos, tal como el que se plantea en la Figura 105, siempre que existiera una conexión hidráulica, no sólo hidrostática, entre los mismos. Este último extremo no ha sido confirmado en este estudio, y en muchos de los puntos, en los que se ha obtenido una información detallada geológica e hidrogeológica, la desconexión hidráulica resulta evidente y apoyada por datos hidroquímicos. Pese a ello, estudios anteriores (Quirantes, 1979; Pueyo, 1981; IRYDA, 1989) proponen la existencia de una interconexión hidráulica a través de las redes de diaclasas. Sin embargo esta conexión sólo sería posible en un medio saturado cuya extensión geográfica abarcara el menos el área de nuestro estudio. Esta hipótesis parece poco probable, a la luz de los resultados obtenidos en los apartados 6.4.1 a 6.4.5, aunque se discutirá más ampliamente en el apartado de funcionamiento hidrogeológico. La variabilidad en las oscilaciones de nivel de los puntos de agua sugiere que las mismas están controladas, en mayor o menor medida, por factores de tipo litológico, geomorfológico y topográfico.

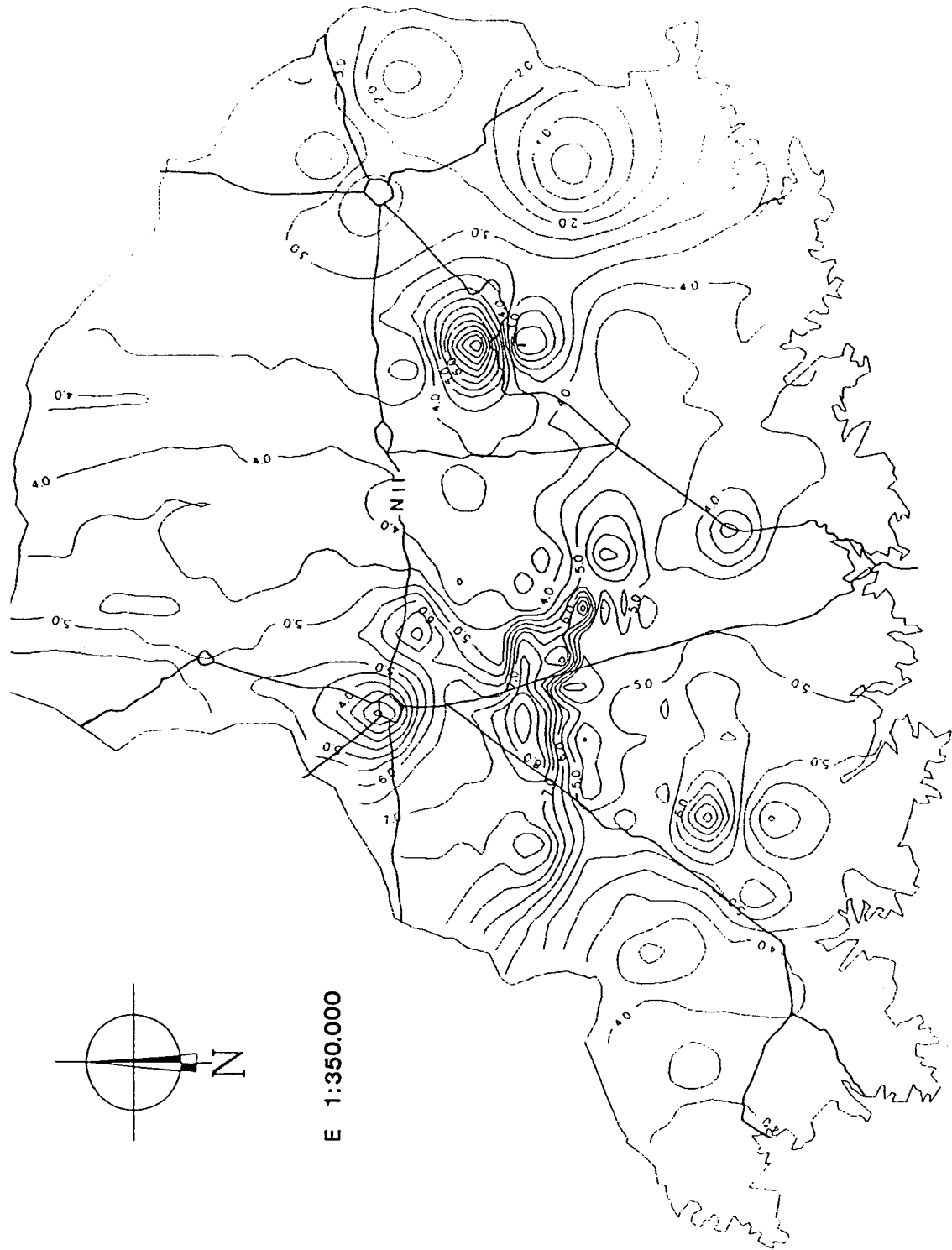


Figura 90. Mapa de isoprofundidad del agua subterránea.

1. Control litológico

Puede ser establecido a escala de formación geológica y/o a escala de material litológico. El contacto entre formaciones geológicas podría explicar tanto una variación en el trazado de las isopiezas como en las características geoquímicas. Asimismo, dentro de una determinada formación geológica, las variaciones litológicas y sus características de permeabilidad pueden ser determinantes desde el punto de vista del comportamiento hidrodinámico y geoquímico. Sin embargo, los mapas de isopiezas (Figuras 88 y 89) no evidencian la existencia de cambios piezométricos coincidentes con el contacto entre formaciones.

Desde el punto de vista hidroquímico, la Tabla 89 muestra que las aguas subterráneas de la formación geológica en la que el contenido mayoritario es de margas y yesos (M1-4y y M1-4a) presentan unos contenidos en sales superiores a las aguas de tramos con un contenido mayoritario en calizas (M1-4cm y M1-4m). Por otro lado, dicha Tabla muestra que, para cada formación geológica, las aguas de los puntos situados en las plataformas o interfluvios tienen una CE menor que las aguas de las vales o depresiones (excepto en la formación Yesos de Retuerta).

Cuando se relaciona la CE de las aguas con la litología de los niveles saturados en los puntos donde se conoce con exactitud, los resultados son también significativos: las aguas sobre margas y arcillas poseen generalmente una CE media mayor que las aguas sobre calizas y yesos, aunque dentro de cada litología existe una gran variabilidad de CE: en yesos entre 5 y 24 dS/m, en margas entre 4.6 y 80 dS/m, en calizas entre 4.2 y 7.2 dS/m y en lutita-yeso entre 49 y 94 dS/m.

2. Control geomorfológico

Dicho control puede ponerse de manifiesto (1) analizando las diferencias de comportamiento de los puntos de agua situados en los interfluvios y plataformas y los situados en las vales y depresiones y (2) analizando las diferencias de comportamiento de los puntos de agua situados en las zonas de recarga y los situados en las zonas de descarga.

Las evoluciones temporales de los niveles piezométricos en el área de estudio pueden tipificarse en cuatro grupos:

Tipo 1: Ascenso de los niveles piezométricos a partir de las lluvias de 1986 y descenso paulatino a partir del verano de 1987. Este tipo de comportamiento, típico de áreas de recarga, lo presentan el 6.5% de los puntos, de los que el 66% están situados en plataformas.

Tipo 2: Ascenso de niveles a partir de las lluvias de 1986 y tendencia descendente a partir del verano de 1987, pero con ligeros ascensos durante el otoño-invierno de cada año. El 22% de los puntos de agua presentan esta evolución, típica de áreas de recarga. El 50% de los mismos están situados en plataformas.

Tipo 3: Niveles piezométricos poco variables, en los que se detectan ligeras variaciones estacionales (ascensos desde Septiembre a Marzo y descensos desde Abril a Septiembre-Octubre). A este tipo corresponden el 60.5% de los puntos, de los que el 28% están situados en plataformas.

Tipo 4: Ascenso paulatino de niveles con pequeñas variaciones estacionales, típico de zonas de descarga. El 11% de los puntos muestran esta variación y todos ellos están situados en vales y depresiones.

Tabla 88. Variación del nivel piezométrico durante el período 1986-1990: media, coeficiente de variación de las oscilaciones de nivel (m) y número de muestreos que intervienen en el cálculo. (a) Valor absoluto medio de la oscilación, (b) valor medio de la variación, (c) valor medio de los muestreos con variaciones positivas y (d) valor medio de los muestreos con variaciones negativas de nivel.

PUNTO		Media (m)	CV (%)	Nº	PUNTO		Media (m)	CV (%)	Nº
12	(a)	0.17	88	26	132	(a)	0.07	300	27
	(b)	-0.00	-	26		(b)	-0.04	550	27
	(c)	0.13	100	13		(c)	0.03	133	16
	(d)	-0.10	80	13		(d)	-0.13	238	11
14	(a)	0.24	183	27	136	(a)	0.06	200	27
	(b)	0.02	1100	27		(b)	0.02	700	27
	(c)	0.23	134	13		(c)	0.07	200	18
	(d)	-0.13	107	14		(d)	-0.05	140	9
17	(a)	0.10	90	27	145	(a)	0.22	159	20
	(b)	0.02	2500	27		(b)	-0.05	820	20
	(c)	0.55	114	8		(c)	0.16	212	9
	(d)	-0.15	80	19		(d)	-0.31	119	11
24	(a)	0.09	133	27	147	(a)	0.11	118	20
	(b)	-0.04	325	27		(b)	-0.04	400	20
	(c)	0.28	85	10		(c)	0.13	85	8
	(d)	-0.11	91	17		(d)	-0.16	81	12
41	(a)	0.21	181	27	S1	(a)	0.16	231	20
	(b)	0.02	750	27		(b)	-0.11	354	20
	(c)	0.10	100	18		(c)	0.23	43	8
	(d)	-0.11	100	9		(d)	-0.15	260	12
43	(a)	0.05	120	27	S2	(a)	0.08	150	20
	(b)	0.00	-	27		(b)	-0.04	350	20
	(c)	0.69	65	5		(c)	0.15	87	10
	(d)	-0.17	59	22		(d)	-0.11	91	10
45	(a)	0.05	120	27	S3	(a)	0.10	130	20
	(b)	0.01	800	27		(b)	-0.06	250	20
	(c)	0.07	128	13		(c)	0.13	85	19
	(d)	-0.04	75	14		(d)	-0.19	68	11
49	(a)	0.26	242	27	S5	(a)	0.11	154	20
	(b)	0.00	-	27		(b)	-0.03	366	20
	(c)	0.57	212	7		(c)	0.38	79	3
	(d)	-0.17	117	20		(d)	-0.15	73	17
53	(a)	0.15	293	14	S7	(a)	0.11	154	20
	(b)	-0.11	409	14		(b)	-0.03	700	20
	(c)	0.25	52	3		(c)	0.38	79	5
	(d)	-0.32	200	11		(d)	-0.15	73	15
54	(a)	0.24	304	21	S8	(a)	0.08	125	20
	(b)	-0.16	468	21		(b)	-0.02	650	20
	(c)	0.16	468	12		(c)	0.05	200	1
	(d)	-0.31	287	9		(d)	-0.13	69	19
60	(a)	0.18	461	20	S9	(a)	0.08	137	20
	(b)	-0.00	-	20		(b)	-0.04	325	20
	(c)	0.06	150	9		(c)	0.04	225	2
	(d)	-0.33	272	11		(d)	-0.12	92	18
63	(a)	0.11	118	20	S10	(a)	0.13	146	20
	(b)	0.02	850	20		(b)	-0.01	2400	20
	(c)	0.14	100	12		(c)	0.09	200	7
	(d)	-0.14	93	8		(d)	-0.26	69	13
115	(a)	0.08	100	27	S11	(a)	0.05	100	9
	(b)	0.01	2400	27		(b)	0.01	700	9
	(c)	0.24	154	8		(c)	0.06	83	4
	(d)	-0.08	500	19		(d)	-0.05	80	5
117	(a)	0.12	116	27	S12	(a)	0.17	88	9
	(b)	0.05	620	27		(b)	-0.02	1150	9
	(c)	0.37	111	9		(c)	0.29	27	3
	(d)	-0.08	75	18		(d)	-0.13	169	6
123	(a)	0.12	133	27	S13	(a)	0.10	100	9
	(b)	0.01	2000	27		(b)	-0.03	466	9
	(c)	0.15	140	13		(c)	0.29	0	1
	(d)	-0.10	110	14		(d)	-0.07	114	8

Tabla 88. (continuación). Variación del nivel piezométrico durante el período 1986-1990: media, coeficiente de variación de las oscilaciones de nivel (m) y número de muestreos que intervienen en el cálculo. (a) Valor absoluto medio de la oscilación, (b) valor medio de la variación, (c) valor medio de los muestreos con variaciones positivas y (d) valor medio de los muestreos con variaciones negativas de nivel.

PUNTO		Media (m)	CV (%)	Nº
S14	(a)	0.30	43	9
	(b)	-0.03	1000	9
	(c)	0.35	54	3
	(d)	-0.26	11	6
S15	(a)	0.07	43	9
	(b)	0.02	350	9
	(c)	0.07	43	5
	(d)	-0.07	28	4
S16	(a)	0.11	45	9
	(b)	0.01	1200	9
	(c)	0.12	58	5
	(d)	-0.10	20	4
S17	(a)	0.01	100	9
	(b)	-0.00	-	9
	(c)	0.01	0	8
	(d)	-0.02	50	1
S18	(a)	0.04	125	9
	(b)	-0.04	125	9
	(c)	0	0	3
	(d)	-0.05	100	6
S19	(a)	0.03	33	9
	(b)	0.00	-	9
	(c)	0.03	66	3
	(d)	-0.02	0	6
S20	(a)	0.06	50	9
	(b)	-0.04	125	9
	(c)	0.04	100	1
	(d)	-0.06	50	8
S21	(a)	0.04	125	9
	(b)	-0.02	300	9
	(c)	0.04	100	3
	(d)	-0.05	100	6
S22	(a)	0.03	66	9
	(b)	-0.01	400	9
	(c)	0.03	66	4
	(d)	-0.04	50	5
S23	(a)	0.13	69	9
	(b)	-0.02	750	9
	(c)	0.14	93	2
	(d)	-0.12	41	7
S24	(a)	0.07	71	9
	(b)	-0.01	800	9
	(c)	0.08	75	2
	(d)	-0.06	66	7
S25	(a)	0.04	175	9
	(b)	0.01	800	9
	(c)	0.20	0	2
	(d)	-0.05	80	7
S26	(a)	0.11	136	9
	(b)	0.02	900	9
	(c)	0.26	88	1
	(d)	-0.06	66	8

Tabla 89. Conductividad eléctrica (CE, dS/m) y composición iónica media de las aguas presentes en cada formación geológica y unidad geomorfológica determinada.

Formación geológica (unidad geomorfológica)	COMPOSICION IONICA MEDIA (meq/L)						
	CE dS/m	Ca meq/L	Mg meq/L	Na meq/L	HCO ₃ meq/L	SO ₄ meq/L	Cl meq/L
Y.Retuerta							
Media	9.0	29.3	50.6	40.9	5.2	90.4	34.5
(Depresiones)	3.2	32.0	9.6	3.2	4.0	31.9	6.8
(Plataforma)	11.3	28.2	67.0	56.1	5.7	113.7	45.7
M1-4y							
Media	14.8	29.0	83.6	80.9	7.0	105.5	106.5
(Depresiones)	26.4	33.1	153.4	156.5	6.5	174.8	206.3
(Plataforma)	3.2	25.0	13.7	5.2	7.5	36.3	6.7
M1-4c							
Media	7.1	31.1	41.6	23.9	7.5	65.3	32.6
(Depresiones)	8.0	29.3	51.5	31.1	4.3	78.7	39.1
(Plataforma)	6.1	32.9	31.7	16.7	10.7	51.9	26.1
M1-4m							
Media	6.6	26.6	48.1	22.4	4.2	73.6	22.6
(Depresiones)	6.9	26.0	51.8	26.6	3.6	79.5	23.5
(Plataforma)	5.8	27.8	40.2	13.6	5.5	61.4	20.9
M1-4cm							
Media (Depresiones)	4.9	25.6	18.4	16.9	3.9	48.1	16.4
M1-4a							
Media	8.9	29.6	49.2	38.6	4.2	68.7	39.1
(Depresiones)	9.5	28.5	48.1	43.0	3.8	73.9	43.4
(Plataforma)	7.1	33.0	52.7	25.4	4.6	52.9	26.1

Estos resultados indican que únicamente los puntos de agua correspondientes al tipo 4 tienen unas características de funcionamiento claramente concordantes con su posición topográfica, en tanto que las características del resto de puntos no siempre concuerdan con las previsiones efectuadas.

Desde el punto de vista de las áreas de recarga y descarga definidas por el mapa de isopiezas, puede concluirse que los puntos de agua situados en las áreas de recarga de Las Planas, Las Sueltas Altas y la Plana Castellana presentan evoluciones de

piezometría de los tipos 2 y 3, es decir, una tendencia descendente con pequeñas oscilaciones estacionales o un nivel de agua relativamente constante, mientras que los puntos de agua situados en las áreas de descarga (en torno a las lagunas de Camarón-Muerte, la laguna de La Playa, y los sondeos efectuados en los Hoyos de Benamud y Agustín) presentan comportamientos típicos de los tipos 2, 3 y 4. Parece por lo tanto evidente que la evolución temporal del nivel de agua no permite distinguir de forma general su localización geomorfológica, salvo en los puntos P-41, P-42, P-63, P-136 y S-11 del tipo 4, que están situados en zonas de descarga y que, geomorfológicamente, se localizan en depresiones.

3. Control topográfico

Cuando los niveles piezométricos están controlados por la topografía del terreno, puede generalizarse que la superficie piezométrica se adapta en mayor o menor medida a la superficie topográfica, de tal manera que se establece una correlación positiva y significativa entre las cotas piezométrica y topográfica, en tanto que la correlación entre la profundidad de las aguas subterráneas y sus cotas topográficas no es significativa. Además, dentro de un sistema acuífero homogéneo, el sentido de flujo se establece desde las zonas elevadas, que actúan como áreas de recarga, hacia las zonas más bajas, que actúan como áreas de recarga.

La Figura 91 presenta la relación entre las cotas topográfica y piezométrica media de los 70 puntos de agua controlados en la zona de estudio, así como la ecuación de regresión lineal entre ambas variables, que es significativa a $P < 0.001$. Por el contrario, la regresión lineal entre la profundidad de agua y la cota topográfica no es significativa a dicho nivel de probabilidad (Figura 91), aunque puede apreciarse que, en general, algunas de las profundidades menores van asociadas a cotas topográficas bajas, en tanto que las mayores profundidades se presentan para las cotas topográficas más elevadas.

Puede por lo tanto concluirse que los niveles saturados presentes en estos materiales litológicos poco permeables están significativamente controlados por la topografía y, con menos claridad, por la geomorfología, de tal manera que puede generalizarse que las superficies piezométrica y topográfica son más o menos paralelas, aunque la distancia entre ellas es menor en las áreas deprimidas que en las áreas elevadas. En consecuencia, los gradientes hidráulicos establecidos entre estas áreas hacen que las áreas elevadas (plataformas e interfluvios) actúen como áreas de recarga, en tanto que las áreas deprimidas (lagunas y vales) actúan como áreas de descarga.

Ello no implica, sin embargo, que la situación real de campo responda siempre a esta hipótesis de funcionamiento, ya que los niveles medidos en los pozos y piezómetros (que en rigor son sondeos de observación, por estar perforados a lo largo de toda su vertical) son la resultante de todos los niveles saturados atravesados por los mismos. Por lo tanto, el comportamiento individual de los niveles saturados no conectados entre sí artificialmente por los pozos y sondeos puede diferir de la situación descrita anteriormente. La ausencia de piezómetros en la zona de estudio impide, sin embargo, profundizar en el comportamiento individualizado de los distintos niveles saturados.

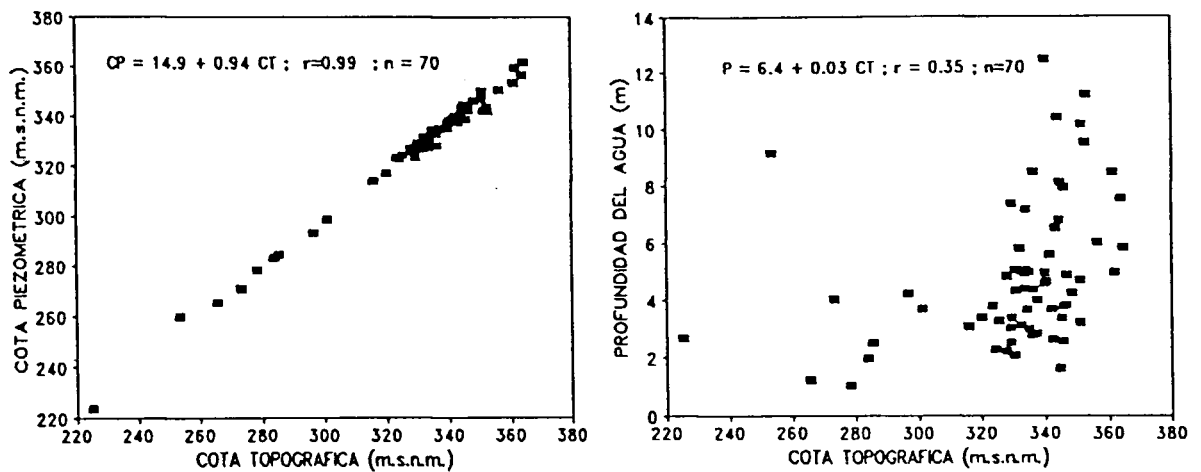


Figura 91. Gráficas de regresión entre la cota topográfica y (a) la cota piezométrica, (b) la profundidad del agua en 70 puntos de agua de Monegros II.

Hidroquímica

Las Tablas 90 y 91 presentan el análisis estadístico básico (media, coeficiente de variación de la media y valores máximos y mínimos) de la CE del agua muestreada en cada punto de agua. En estas Tablas se detallan asimismo para cada punto su localización geomorfológica, su carácter de punto con o sin intervención y el periodo de muestreo.

Las aguas subterráneas se mueven en un intervalo de CE de 1.6 a 88 dS/m, aunque más del 50% de los puntos presentan una CE mayor de 5 dS/m (Figura 86). La variabilidad de la CE entre muestreos de cada punto determinado (C.V. entre 0.8 y 50 %, y media del 14 %) es, en general, escasa y similar a la variabilidad de los niveles piezométricos (C.V. entre 0.1 y 56 %, y media del 12 %).

Los puntos de agua en zonas deprimidas (V o D) presentan una CE superior y más heterogénea (CE media = 7.5 dS/m, CV=123 %) que los puntos de agua situados en las plataformas o interfluvios (CE media = 6.0 dS/m, CV=55%) lo que estaría de acuerdo con el carácter de zonas de descarga con niveles piezométricos más superficiales de los primeros y con los procesos de evapoconcentración asociados a las mismas.

La Tabla 92 presenta la composición iónica media de cada punto de agua, la Figura 92 el histograma de frecuencias de los iones mayoritarios y la Tabla 93 la composición iónica media y el CV (%) del conjunto de puntos analizados. A partir de estas Tablas se han calculado con WATEQ4F los índices de saturación en determinados minerales de cada punto de agua (Tabla 94) y del conjunto de puntos de agua (Tabla 95).

Tabla 90. Estadística de los datos de conductividad eléctrica (CE, dS/m a 25°C) medida en los pozos en el período Marzo 1986 a Septiembre 1990 (n = n° de puntos; MED = media; MAX = máximo; MIN = mínimo; CV = coeficiente de variación (%); G = localización geomorfológica (V = val; D = depresión; P = plataforma); O = observaciones ((1) sin intervención, (2) con intervención); M = período de muestreo.

P.A.	n	MED (dS/m)	MAX (dS/m)	MIN (dS/m)	CV (%)	G	O	M
POZO-12	15	3.80	6.40	2.70	34.04	V	1	1986-1990
POZO-13	26	2.70	3.62	2.16	11.38	V	2	1986-1990
POZO-14	27	7.29	8.12	6.15	7.04	P	1	1986-1990
POZO-16	27	6.76	8.10	4.10	11.65	V	2	1986-1990
POZO-17	27	5.98	7.30	3.70	15.19	P	1	1986-1990
POZO-21	27	7.16	7.60	6.73	2.99	P	1	1986-1990
POZO-22	27	5.63	9.70	2.00	29.10	V	2	1986-1990
POZO-24	27	10.72	12.76	6.60	13.00	P	1	1986-1990
POZO-28	27	7.45	9.72	4.73	18.77	V	2	1986-1990
POZO-29	27	6.35	7.40	4.60	8.00	V	2	1986-1990
POZO-30	27	8.38	9.30	5.03	9.57	V	2	1986-1990
POZO-32	27	3.73	4.76	2.80	13.91	P	2	1986-1990
POZO-35	27	5.37	6.98	2.94	18.21	P	2	1986-1990
POZO-37	27	7.88	13.23	2.21	40.95	P	2	1986-1990
POZO-38	13	3.68	4.57	2.20	16.35	P	2	1986-1990
POZO-41	27	34.54	41.60	28.20	10.06	D	1	1986-1990
POZO-42	18	2.44	3.17	2.09	9.60	D	2	1986-1990
POZO-43	27	3.14	4.23	2.60	17.42	V	1	1986-1990
POZO-45	27	15.66	16.94	13.60	5.35	P	1	1986-1990
POZO-46	27	7.08	8.34	2.32	18.71	V	2	1986-1990
POZO-49	27	2.96	3.82	0.70	32.78	V	1	1986-1990
POZO-50	6	4.01	4.38	3.63	6.65	P	1	1986-1990
POZO-53	13	9.37	11.21	8.07	11.18	D	1	1986-1990
POZO-54	18	6.05	6.34	5.21	4.57	D	1	1986-1990
POZO-56	27	2.56	3.80	1.43	26.01	P	2	1986-1990
POZO-58	27	7.21	8.00	4.01	15.52	V	2	1986-1990
POZO-60	18	5.67	7.46	3.30	19.93	D	1	1986-1990
POZO-61	21	2.48	3.01	2.10	9.15	P	2	1986-1990
POZO-62	14	18.28	39.30	7.52	39.72	V	2	1986-1990
POZO-63	21	5.57	6.54	5.14	5.24	D	1	1986-1990
POZO-115	27	3.85	5.20	1.90	18.64	P	1	1986-1990
POZO-116	27	14.14	21.00	8.76	22.38	V	2	1986-1990
POZO-117	27	9.19	10.64	7.32	9.83	P	1	1986-1990
POZO-118	27	2.72	4.04	1.60	18.07	V	2	1986-1990
POZO-119	17	1.58	2.56	0.90	33.48	D	2	1986-1990
POZO-120	27	4.78	9.13	0.69	49.58	V	2	1986-1990
POZO-121	27	7.36	7.90	6.22	5.09	D	2	1986-1990
POZO-122	27	6.97	7.85	6.46	4.24	P	2	1986-1990
POZO-123	27	8.34	10.20	6.89	11.52	P	1	1986-1990
POZO-131	27	7.41	9.70	4.20	15.98	V	2	1986-1990
POZO-132	24	4.31	4.90	3.46	6.41	D	1	1986-1990
POZO-134	23	5.83	7.53	5.10	11.50	P	2	1986-1990
POZO-136	23	11.71	12.20	10.84	2.94	V	1	1986-1990
POZO-137	20	6.25	7.10	5.66	4.62	V	2	1986-1990
POZO-145	20	4.57	5.77	3.00	12.40	V	1	1986-1990
POZO-147	20	3.91	5.42	1.50	32.75	V	1	1986-1990

Tabla 91. Estadística de los datos de conductividad eléctrica (CE, dS/m a 25°C) medida en los sondeos: (n = n° de puntos; MED = media; MAX = máximo; MIN = mínimo; CV = coeficiente de variación %; G = localización geomorfológica (V = val; D = depresión; P = plataforma); O = observaciones ((1) sin intervención, (2) con intervención); M = períodos de muestreo.

P.A.	n	MED (dS/m)	MAX (dS/m)	MIN (dS/m)	CV	G	O	M
SONDEO-1	12	16.94	22.72	9.80	22.23	P	1	1987-1990
SONDEO-2	12	6.25	6.49	6.00	2.35	V	1	1987-1990
SONDEO-3	12	7.08	7.39	6.69	3.15	P	1	1987-1990
SONDEO-4	3	6.06	6.39	5.50	8.01	P	1	1987-1990
SONDEO-5	9	4.49	4.67	4.34	2.30	D	1	1987-1990
SONDEO-7	12	5.23	6.72	4.32	15.92	P	1	1987-1990
SONDEO-8	12	7.42	11.57	5.37	20.41	P	1	1987-1990
SONDEO-9	12	5.29	6.07	4.49	9.04	P	1	1987-1990
SONDEO-10	10	4.35	7.69	3.00	31.10	P	1	1987-1990
SONDEO-11	3	6.57	8.57	5.56	26.36	D	1	1989-1990
SONDEO-12	3	16.49	19.17	14.84	14.22	D	1	1989-1990
SONDEO-13	3	8.07	8.16	8.02	0.97	D	1	1989-1990
SONDEO-14	3	5.52	6.41	4.50	17.42	P	1	1989-1990
SONDEO-15	3	5.45	6.17	4.11	21.35	D	1	1989-1990
SONDEO-16	3	23.33	28.10	17.79	22.28	D	1	1989-1990
SONDEO-17	3	5.78	5.83	5.74	0.79	P	1	1989-1990
SONDEO-18	3	8.03	8.27	7.58	4.89	D	1	1989-1990
SONDEO-19	3	5.35	5.41	5.23	1.94	D	1	1989-1990
SONDEO-20	3	7.33	7.52	7.23	2.29	D	1	1989-1990
SONDEO-21	3	6.19	6.27	6.09	1.47	D	1	1989-1990
SONDEO-22	3	6.07	6.41	5.82	5.05	P	1	1989-1990
SONDEO-23	2	88.45	89.00	87.90	0.88	D	1	1989-1990
SONDEO-24	3	6.45	6.82	6.05	5.98	P	1	1989-1990
SONDEO-25	3	6.05	6.56	5.49	8.87	D	1	1989-1990
SONDEO-26	3	5.35	5.59	5.14	4.22	D	1	1989-1990

Tabla 92. Hidroquímica: Composición iónica media (meq/L) de los puntos de agua de Monegros II durante el período 1986-1990.

	CE dS/m	Ca meq/L	Mg meq/L	Na meq/L	HCO ₃ ⁻ meq/L	SO ₄ ²⁻ meq/L	Cl meq/L	CO ₃ ²⁻ meq/L	K meq/L	Li meq/L	NO ₃ ⁻ meq/L	PO ₄ ³⁻ meq/L	pH
P-12	3.80	34.92	12.20	3.22	5.02	31.08	10.59	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	8.10
P-13	2.70	29.06	7.02	3.21	3.07	32.71	2.95	0.00	0.46	0.00	1.00	0.00	8.03
P-14	7.29	27.94	60.16	22.84	4.54	93.93	26.21	0.00	0.23	0.03	0.12	3.00	7.54
P-16	6.78	27.19	51.79	19.32	2.15	84.65	23.98	0.33	0.58	0.06	0.00	0.00	7.72
P-17	5.98	23.93	48.61	14.72	1.53	20.24	64.06	0.00	1.22	0.01	3.00	1.00	7.03
P-21	7.16	30.50	57.38	10.08	4.25	64.53	32.74	0.00	1.02	0.02	0.34	1.50	7.61
P-22	5.63	28.70	34.02	9.20	1.60	51.60	19.96	0.00	0.58	0.05	0.00	0.50	7.64
P-24	10.72	23.59	113.81	34.14	8.16	134.69	26.48	0.00	1.69	0.14	0.00	3.00	7.74
P-28	7.45	24.10	57.59	31.27	4.01	105.50	16.74	0.00	1.20	0.03	3.11	0.25	8.58
P-29	6.35	26.24	58.93	13.71	3.24	78.48	17.74	0.00	0.62	0.05	0.00	0.25	7.86
P-30	8.38	30.20	77.97	24.33	3.15	101.36	25.84	0.00	0.90	0.09	0.00	0.50	8.15
P-32	3.73	28.45	12.93	7.32	1.65	40.92	4.32	0.00	1.35	0.02	0.00	0.75	7.52
P-35	5.37	28.45	12.93	7.32	1.65	40.92	4.32	0.00	1.12	0.04	0.00	2.00	7.85
P-37	7.88	31.64	54.37	43.26	2.66	70.75	58.48	0.00	0.54	0.03	0.00	0.00	7.19
P-38	3.68	30.28	16.63	3.34	11.37	42.17	7.34	0.00	0.25	0.02	0.00	0.00	7.87
P-41	34.54	38.53	166.29	233.88	7.94	183.12	302.40	2.00	8.31	0.38	0.00	3.00	8.84
P-42	2.44	25.04	4.49	3.47	2.57	29.86	3.88	0.00	0.27	0.01	1.84	0.00	8.00
P-43	3.14	29.41	12.85	3.20	2.78	39.70	4.75	0.00	0.29	0.00	0.32	2.00	7.67
P-45	15.66	39.46	90.73	57.58	2.32	77.89	116.31	0.00	1.14	0.04	0.00	0.00	7.48
P-46	7.08	28.19	48.81	19.67	3.07	92.70	27.07	0.00	0.99	0.04	0.00	0.00	7.79
P-49	2.96	26.29	10.92	9.03	3.42	28.85	9.27	0.00	0.58	0.02	0.29	0.00	8.08
P-50	4.01	27.73	16.63	5.00	3.12	35.37	8.83	0.00	1.00	0.02	0.00	0.00	8.06
P-53	9.37	30.82	56.24	41.91	2.10	82.72	51.53	0.00	0.91	0.08	0.00	0.00	8.36
P-54	6.05	30.75	27.81	21.26	3.68	56.10	27.65	0.00	2.00	0.05	0.00	0.25	7.71
P-56	2.56	23.50	11.03	5.37	4.38	32.51	6.42	0.00	0.45	0.03	1.48	0.25	7.58
P-58	7.21	27.15	51.41	28.70	2.77	74.64	30.71	0.00	0.76	0.07	0.00	0.00	7.69
P-60	5.67	30.51	37.17	11.23	5.24	69.10	12.25	0.00	1.34	0.04	0.94	0.00	8.26
P-61	2.48	28.00	3.16	1.02	1.97	31.24	1.60	0.00	0.39	0.00	0.02	0.25	7.93
P-62	18.28	27.64	140.54	79.14	5.13	166.43	110.11	0.00	6.50	0.08	0.00	0.00	8.21
P-63	5.57	27.12	48.78	10.83	5.75	81.56	12.26	0.00	1.15	0.04	0.00	2.00	8.09
P-115	3.85	26.47	16.43	5.10	10.57	40.08	7.08	0.00	1.90	0.05	0.18	0.00	8.02
P-116	14.14	33.08	98.83	67.02	2.72	114.62	87.13	0.00	2.54	0.29	0.00	0.25	8.16
P-117	9.19	26.76	78.88	34.68	10.55	118.41	29.00	0.00	1.31	0.08	0.00	3.00	8.59
P-118	2.72	25.77	9.15	4.48	2.32	34.69	3.78	0.00	0.35	0.04	3.38	1.50	8.50

Tabla 92. (continuación).

	CE dS/m	Ca meq/L	Mg meq/L	Na meq/L	HCO ₃ meq/L	SO ₄ meq/L	Cl meq/L	CO ₃ meq/L	K meq/L	Li meq/L	NO ₃ meq/L	PO ₄ meq/L	pH
P-119	1.58	11.36	4.10	3.22	2.41	10.21	4.24	0.19	0.20	0.00	0.10	0.00	7.68
P-120	4.78	25.66	24.34	16.24	11.94	46.59	17.04	0.00	1.27	0.06	0.00	0.00	8.12
P-121	7.36	26.44	78.21	14.37	13.89	81.53	20.91	0.00	0.76	0.07	0.00	0.00	7.99
P-122	6.97	28.23	57.03	16.04	7.49	73.00	27.56	0.00	0.60	0.05	0.00	0.00	7.75
P-123	8.34	26.15	64.96	19.04	18.09	94.62	12.88	0.00	2.67	0.04	0.00	0.00	7.77
P-131	7.41	23.29	32.42	32.29	3.53	47.18	39.65	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	7.69
P-132	4.31	27.94	7.02	8.41	4.12	41.79	6.27	0.00	12.44	0.03	6.57	0.00	7.75
P-134	5.83	29.02	8.94	13.79	4.37	48.51	12.60	0.00	17.16	0.02	21.22	0.00	7.94
P-136	11.71	26.98	44.36	76.23	4.71	86.22	66.69	0.00	0.49	0.06	0.00	0.00	7.95
P-137	6.25	28.13	42.36	19.01	2.80	65.62	21.23	0.00	0.64	0.08	5.95	0.00	7.76
P-140	9.23	30.23	57.46	33.86	3.78	70.03	42.30	0.00	0.50	0.05	0.00	0.00	7.92
P-145	4.57	25.78	16.40	16.29	5.27	48.82	11.88	0.00	0.20	0.03	1.69	0.00	7.72
P-147	3.91	22.54	10.10	11.84	3.47	38.16	10.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.75
S-1	16.94	23.30	35.25	185.16	4.26	198.85	56.64	0.00	2.67	0.20	0.00	0.00	9.17
S-2	6.25	26.51	47.20	22.12	1.89	79.12	16.70	0.00	0.70	0.04	0.00	0.00	7.94
S-3	7.08	32.97	52.74	25.35	2.65	52.92	26.13	0.00	0.72	0.07	0.00	0.00	7.83
S-5	4.49	28.93	37.44	5.68	2.91	51.91	9.13	0.00	0.73	0.00	0.17	0.00	7.51
S-7	5.23	32.44	25.02	19.89	2.69	54.89	20.85	0.00	1.03	0.08	3.29	0.00	7.47
S-8	7.42	41.61	28.64	0.85	1.34	49.71	39.22	0.00	1.78	0.07	2.81	0.00	7.13
S-9	5.29	25.84	40.42	12.98	1.55	63.05	14.56	0.00	1.18	0.04	0.00	0.00	7.79
S-10	4.35	28.43	25.83	15.64	3.25	64.31	13.38	0.00	1.11	0.04	0.00	0.00	7.80
S-11	6.57	27.13	46.99	12.98	2.63	65.23	14.57	0.00	-	-	0.00	0.00	7.86
S-12	16.49	26.83	106.92	97.62	3.98	141.50	85.27	0.00	-	-	0.00	0.00	7.69
S-13	8.07	22.52	25.77	67.75	1.41	106.75	10.79	0.00	-	-	0.00	0.00	7.64
S-14	5.52	24.53	19.90	23.37	1.29	52.66	12.32	0.00	-	-	0.00	0.00	7.56
S-15	5.45	25.63	32.45	17.73	2.45	64.38	9.65	0.00	-	-	0.00	0.00	7.78
S-16	23.33	26.25	169.22	170.25	6.49	234.83	144.12	0.00	-	-	0.50	0.00	7.75
S-17	5.78	30.95	34.24	16.27	1.36	55.46	26.47	0.00	-	-	0.00	0.00	7.94
S-18	8.03	25.35	73.95	30.03	3.68	102.50	28.45	0.00	-	-	0.00	0.00	8.17
S-19	5.35	27.98	30.97	15.78	2.21	63.29	19.28	0.00	-	-	0.00	0.00	8.46
S-20	7.33	27.20	75.45	16.60	4.27	106.58	20.72	0.00	-	-	0.00	0.00	8.16
S-21	6.19	26.16	54.87	11.18	1.65	55.44	14.90	0.00	-	-	0.00	0.00	7.76
S-22	6.07	27.58	55.74	11.53	18.40	95.08	14.27	0.00	-	-	0.25	0.00	8.13
S-23	88.45	10.03	1437.33	881.33	7.63	1240.00	1039.33	0.00	-	-	0.25	0.00	7.31
S-24	6.45	27.15	61.87	14.35	5.26	84.25	20.48	0.00	-	-	0.00	0.00	7.37
S-25	6.05	25.65	45.84	23.93	3.52	79.50	20.97	0.00	-	-	0.00	0.00	8.92
S-26	5.35	26.73	40.60	9.06	1.57	66.78	12.65	0.00	-	-	0.00	0.00	7.51

Tabla 93. Datos estadísticos (media y coeficiente de variación (%)) de la composición iónica fundamental del conjunto de puntos de agua.

	ESTADISTICA COMPOSICION IONICA	
	PUNTOS DE AGUA	
	Media (meq/L)	CV (%)
Ca ²⁺	27.55	16
Mg ²⁺	65.58	257
Na ⁺	40.59	269
HCO ₃ ⁻	5.01	118
SO ₄ ⁻	89.44	161
Cl ⁻	44.84	283

A pesar de que las aguas muestreadas proceden de varios niveles saturados, lo que complica el tratamiento conjunto de los datos y la generalización de su caracterización geoquímica, los resultados más relevantes que se derivan de estas Tablas y Figuras son:

1. En general, los iones predominantes en las aguas subterráneas son el sulfato y el magnesio, seguidos del cloruro y sodio. Calcio y bicarbonato representan el menor porcentaje de la composición iónica total (Figuras 92 y 93).

Las concentraciones de magnesio son en general muy elevadas e indican un tiempo de residencia del agua relativamente elevado, ya que dichas concentraciones tienden a incrementarse a lo largo del camino de flujo, llegándose a obtener valores muy bajos de la relación Ca/Mg (Hem, 1985). Los valores más bajos de dicha relación, entre 0.25 y 0.01, (según el orden decreciente S-12 > P-41 > P-24 > P-62 > S-16 > S-23) indicarían tiempos de residencia elevados y estarían localizados en zonas de descarga de flujos regionales. El descenso de dicha relación puede estar relacionado asimismo con la disolución de dolomitas y posterior precipitación de calcita por sobresaturación en un medio saturado que actúa como sistema cerrado para el CO₂. Ello explicaría los valores bajos de Ca/Mg fuera de las hipotéticas zonas de descarga y los valores mínimos de calcio asociados a estos puntos.

Los contenidos relativamente elevados de sodio pueden deberse al flujo de las aguas subterráneas a través de formaciones sedimentarias con un cierto contenido salino y en las que el calcio se separa con facilidad del sistema por precipitación y/o adsorción a las arcillas que liberarían el sodio adsorbido a las mismas. Los valores puntuales muy elevados pueden tener su origen en el proceso de evapoconcentración de las aguas cuando sus niveles saturados están muy próximos a la superficie. Asimismo, no pueden descartarse procesos de ultrafiltración derivados de la presencia de arcillas más o menos confinadas, aunque su efecto cuantitativo no parece relevante.

Tabla 94. Hidroquímica: Valores del índice de saturación (IS) en determinados minerales (1) Anhidrita, (2) Aragonito, (3) Calcita, (4) Dolomita, (5) Epsomita, (6) Yeso, (7) Halita y (8) Magnesita, de los puntos de agua de Monegros II.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
P 12	-0.005	1.37	1.52	2.65	-2.93	-0.04	-6.24	0.64
P 13	-0.008	1.03	1.18	1.81	-3.09	-0.04	-6.79	0.14
P 14	0.09	0.49	0.64	1.69	-2.04	-0.05	-5.06	0.56
P 16	0.07	0.42	0.56	1.48	-2.11	0.03	-5.17	0.43
P 17	-0.47	0.02	0.36	1.10	-2.64	-0.51	-4.84	0.25
P 21	0.02	0.62	0.77	1.89	-2.16	-0.01	-5.31	0.62
P 22	0.09	0.26	0.41	0.96	-2.38	-0.02	-5.54	0.06
P 24	0.03	0.77	0.91	2.59	-1.74	-0.004	-4.91	1.18
P 28	0.06	1.28	1.42	3.31	-2.02	0.02	-5.13	1.39
P 29	0.03	0.66	0.81	2.04	-2.08	-0.004	-5.44	0.74
P 30	0.11	0.91	1.06	2.60	-1.93	0.07	-5.05	1.05
P 32	0.01	0.20	0.35	0.43	-2.79	-0.01	-6.28	-0.41
P 35	0.01	0.48	0.62	0.97	-2.80	-0.02	-6.28	-0.14
P 37	0.04	0.01	0.16	0.63	-2.19	0.002	-4.44	-0.02
P 38	0.02	1.40	1.54	2.90	-2.70	-0.01	-6.39	0.86
P 41	0.16	1.81	1.96	4.65	-1.67	0.12	-3.07	2.20
P 42	-0.07	0.89	1.03	1.39	-3.2	-0.10	-6.6	-0.13
P 43	0.23	0.58	0.72	1.15	-2.81	-0.01	-6.59	-0.05
P 45	0.06	0.28	0.42	1.29	-2.04	0.02	-4.04	0.37
P 46	0.06	0.54	0.68	1.75	-2.09	0.02	-4.99	0.57
P 49	-0.11	1.09	1.23	2.16	-2.96	-0.15	-5.84	0.43
P 50	-0.04	1.02	1.17	2.18	-2.74	-0.08	-6.13	0.52
P 53	0.07	0.96	1.10	2.55	-2.12	0.03	-4.51	0.95
P 54	0.05	0.71	0.85	1.73	-2.46	0.01	-5.04	0.39
P 56	-0.10	0.66	0.80	1.35	-2.90	-0.14	-6.23	0.05
P 58	0.03	0.46	0.60	1.55	-2.16	-0.009	-4.89	0.46
P 60	0.10	1.33	1.47	3.11	-2.28	0.06	-5.08	1.14
P 61	-0.005	0.74	0.89	0.90	-3.42	-0.04	-7.54	-0.48
P 62	0.09	1.02	1.16	3.12	-1.66	0.05	-3.95	1.46
P 63	-0.003	1.17	1.31	2.96	-2.21	-0.04	-5.69	1.15
P 115	-0.04	1.46	1.60	3.08	-2.70	-0.08	-6.22	0.98
P 116	0.11	0.85	0.99	2.55	-1.87	0.07	-4.11	1.06
P 117	0.08	1.69	1.84	4.23	-1.91	0.04	-4.86	1.90
P 118	-0.04	1.23	1.37	2.36	-2.97	-0.08	-6.54	0.50
P 119	-0.64	0.41	0.55	0.73	-3.57	-0.68	-6.58	-0.31
P 120	-0.06	1.55	1.69	3.44	-2.55	-0.09	-5.36	1.25
P 121	-0.004	1.39	1.53	3.62	-1.99	-0.04	-5.36	1.59
P 122	0.03	0.96	1.10	2.59	-2.13	-0.006	-5.18	0.99

Tabla 94. (continuación) Hidroquímica: Valores del índice de saturación (IS) en determinados minerales (1) Anhidrita, (2) Aragonito, (3) Calcita, (4) Dolomita, (5) Epsomita, (6) Yeso, (7) Halita y (8) Magnesita, de los puntos de agua de Monegros II.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
P 123	0.05	1.27	1.41	3.30	-2.01	0.01	-5.45	1.40
P 131	-0.13	0.57	0.72	1.65	-2.45	-0.16	-4.71	0.44
P 132	0.009	0.83	0.97	1.42	-3.06	-0.02	-6.06	-0.04
P 134	0.02	1.01	1.15	1.87	-2.95	-0.01	-5.56	0.22
P 136	0.02	0.88	1.03	2.35	-2.22	-0.01	-4.15	
P 137	0.03	0.57	0.72	1.69	-2.25	0.001	-5.21	0.48
P 147	0.02	0.85	1.00	2.35	-2.16	-0.01	-4.68	0.86
P 145	0.00111	0.84	0.98	1.84	-2.66	-0.03	-5.51	0.36
S 1	0.11	1.53	1.67	3.62	-2.16	0.07	-3.89	1.45
S 2	0.05	0.51	0.66	1.64	-2.15	0.02	-5.26	0.49
S 3	0.08	0.62	0.76	1.86	-2.11	0.05	-5.09	0.60
S 5	0.01	0.42	0.56	1.30	-2.34	-0.02	-6.08	-0.25
S 7	-4.76	-4.96	-4.82	-9.17	-7.37	-4.80	-10.98	-5.38
S 8	0.18	-1.51	-1.37	-2.81	-2.42	0.14	-4.89	-1.93
S 9	0.01	0.32	0.47	1.21	-2.26	-0.02	-5.53	0.24
S 10	0.08	0.69	0.84	1.71	-2.42	0.04	-5.49	0.38
S 11	0.02	0.63	0.77	1.86	-2.20	-0.01	-5.54	0.59
S 12	0.72	0.46	0.60	1.90	-1.79	0.03	-3.96	0.80
S 13	0.06	-0.03	0.10	0.35	-2.33	0.02	-4.98	-0.24
S 14	-0.01	0.04	0.18	0.35	-2.57	-0.48	-5.34	-0.32
S 15	0.32	0.51	0.65	1.48	-2.33	-0.006	-5.57	0.34
S 16	0.12	0.62	0.76	2.42	-1.54	0.78	-3.53	1.17
S 17	0.04	0.50	0.65	1.41	-2.38	0.008	-5.18	0.27
S 18	0.05	0.93	1.07	2.69	-1.95	0.01	-4.92	1.12
S 19	0.05	1.11	1.25	2.62	-2.36	0.02	-5.33	0.88
S 20	0.09	1.01	1.15	2.83	-1.92	0.06	-5.31	1.18
S 21	0.08	0.43	0.57	1.61	-2.00	0.04	-5.56	0.54
S 22	0.17	0.80	0.94	2.20	-2.05	0.39	-5.49	0.76
S 23	2.03				-0.70	1.95		
S 24	0.059	0.40	0.55	1.53	-2.05	0.02	-5.36	0.49
S 25	0.04	1.54	1.68	3.70	-2.17	0.002	-5.13	1.52
S 26	0.04	0.71	0.21	0.68	-2.24	0.009	-5.75	-0.02

Tabla 95. Hidroquímica: porcentaje de puntos de agua saturados en (1) Aragonito, (2) Anhidrita, (3) Calcita, (4) Dolomita, (5) Epsomita, (6) Yeso, (7) Halita, (8) Magnesita.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
%	95	74	97	97	0	49	0	77

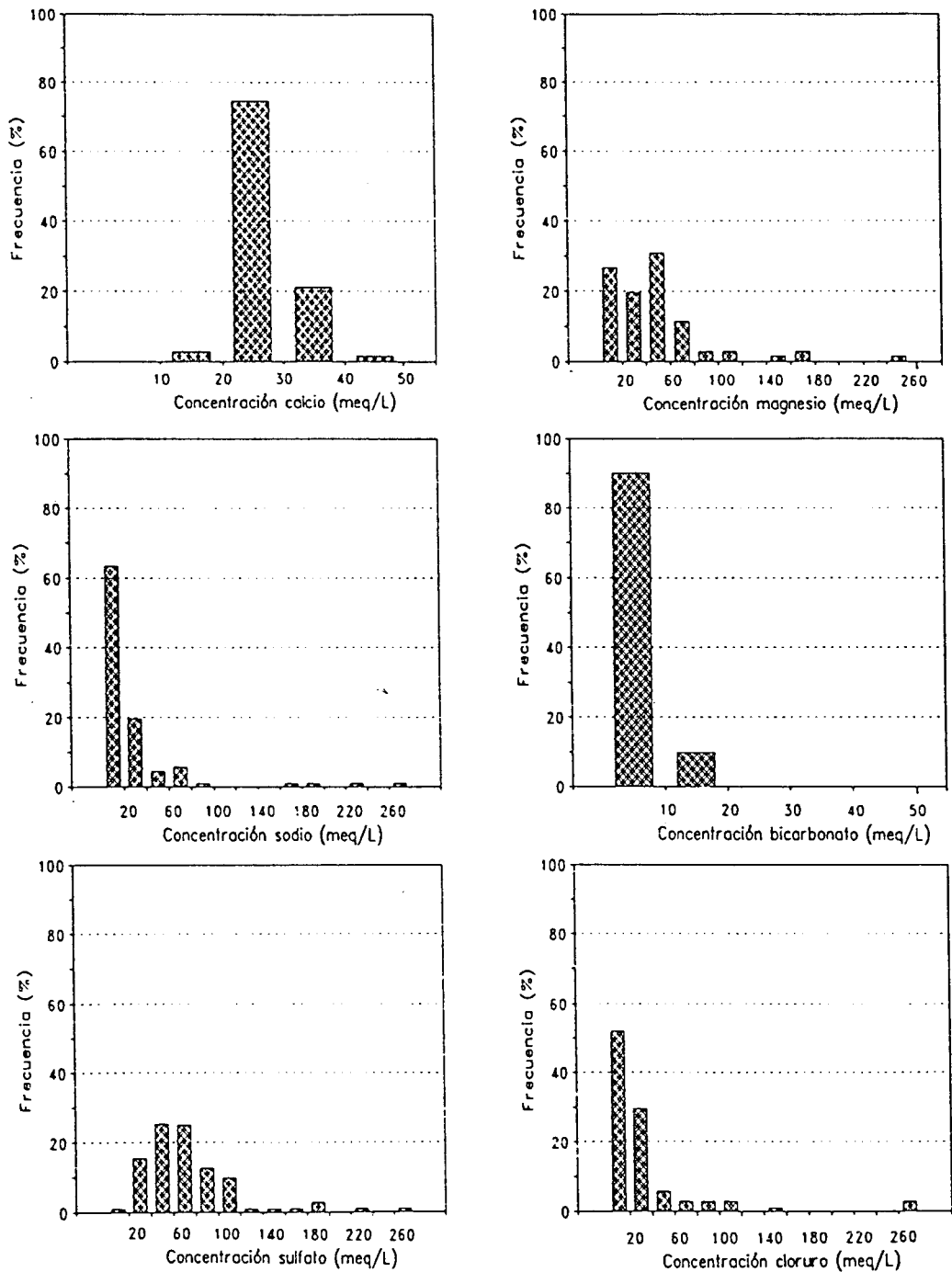


Figura 92. Histograma de frecuencias de la concentración iónica media (meq/L) de 72 puntos de agua de Monegros II en el período 1986-1990.

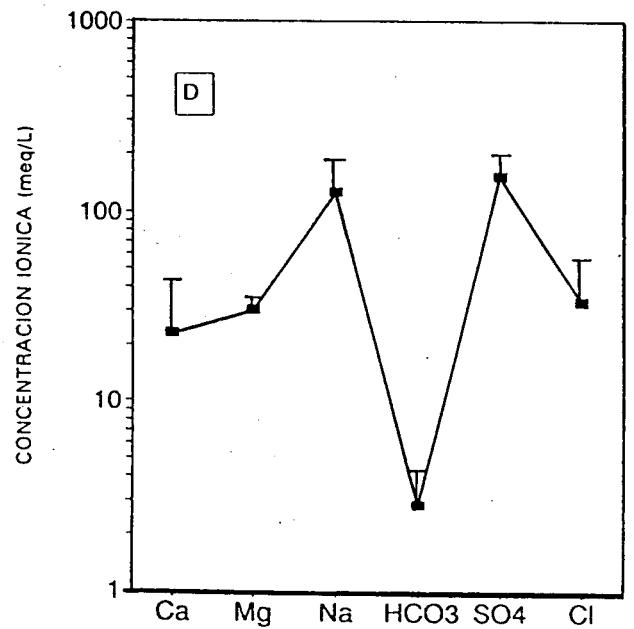
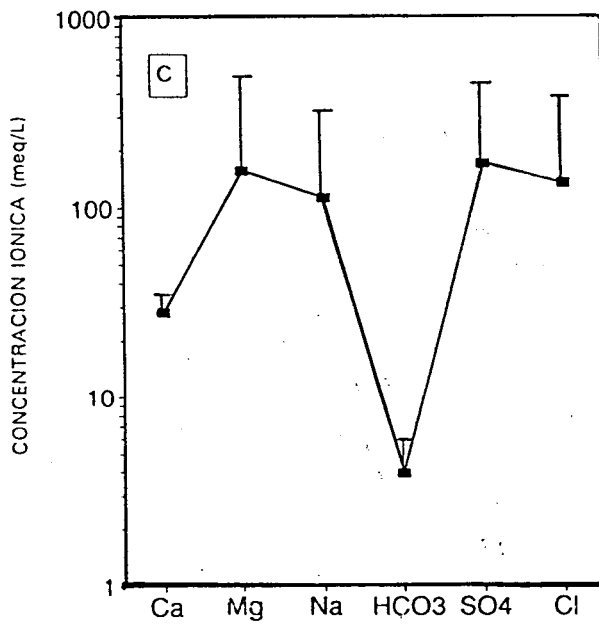
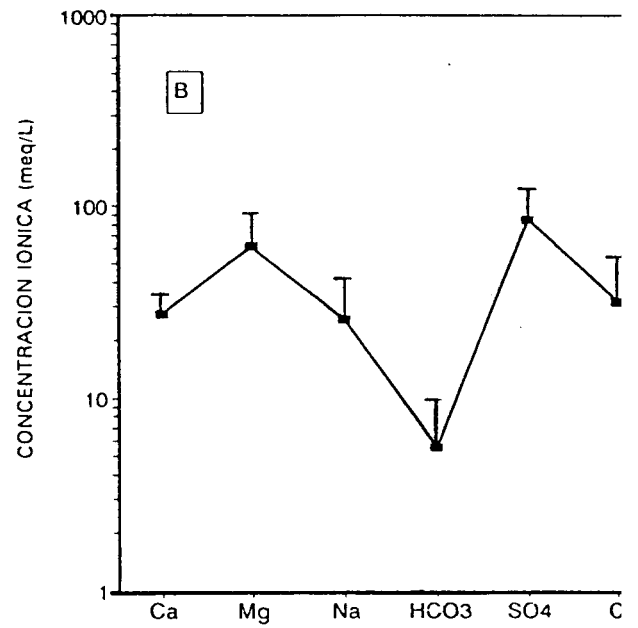
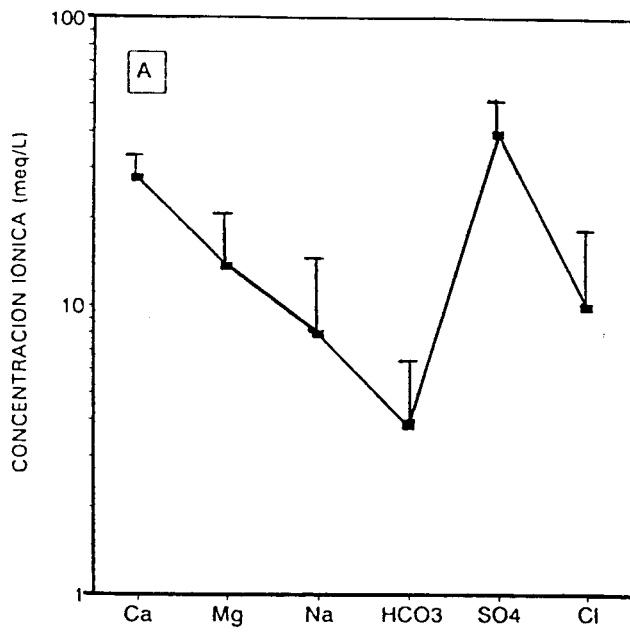


Figura 93. Tipología hidroquímica. Concentración iónica media y desviación estándar de los puntos pertenecientes a los tipos A, B, C y D según los diagramas de Schoeller-Berkaloff.

2. El ion carbonato está prácticamente ausente en las aguas subterráneas de Monegros. El potasio se encuentra en pequeñas cantidades en la mayor parte de los puntos de agua (valor medio de 1.7 meq/L) y está presente en las rocas evaporíticas y en algunas rocas sedimentarias. Sus contenidos más elevados se asocian generalmente a contenidos relativamente elevados de nitratos y/o fosfatos (lo que sugiere su origen agrícola) y, principalmente, abunda en las zonas urbanas (P-132 en Candasnos y P-134 en Bujaraloz). El contenido en fosfatos es bajo (valor medio de 0.4 meq/L) y poco frecuente (sólo se presenta en el 33% de los puntos analizados). El litio aparece en más del 60 % de los puntos, aunque con unas concentraciones en general bajas. Las mayores concentraciones están asociadas a aguas de elevada salinidad y se determinó asimismo en el agua intersticial del sedimento lagunar, lo que puede apoyar la relación entre las aguas subterráneas y las aguas lagunares. Sólo 2 de los 72 puntos de agua contienen nitritos y amonio. Los valores de pH oscilan entre 7.1 y 9.2, aunque la mayoría está por debajo de 8.2. Los contenidos de nitrato por debajo de 1 meq/L pueden considerarse derivados de procesos químicos o biológicos naturales (Stevenson, 1972), mientras que cantidades superiores tienen su origen en causas antrópicas. En el área de estudio se dan contenidos anormalmente elevados en las zonas urbanas. La mayor parte de los autores (Durum, 1952; Stewart et al., 1967; Pratt et al., 1972) atribuyen las altas concentraciones de nitratos a la existencia de granjas, cuyos vertidos y lavado por la lluvia transportan los mismos a los acuíferos. También puede tener su origen en los abonos agrícolas, pero el uso de fertilizantes en la agricultura de secano es escaso.

3. En términos generales, las aguas subterráneas están saturadas en aragonito, calcita y dolomita, y subsaturadas en epsomita y halita. En torno al 75% de las aguas están saturadas en anhidrita y magnesita.

La saturación en calcita explica los bajos contenidos en calcio y bicarbonato de la mayor parte de los puntos de agua. Los puntos con contenidos más elevados en estos iones están situados en zonas de plataforma, donde los sistemas saturados pueden considerarse abiertos desde el punto de vista del CO₂.

Únicamente el 49% de las muestras de agua analizadas están saturadas en yeso, debido a que su solubilidad aumenta sustancialmente por efecto de las elevadas fuerzas iónicas y elevadas concentraciones de iones no comunes como magnesio, sodio y cloruro, lo que hace que no se obtenga saturación en este mineral a pesar de las elevadas concentraciones del ion sulfato. Asimismo, la mayor solubilidad del yeso vendría inducida por el secuestro de los iones calcio en las posiciones de cambio de las arcillas. Finalmente, la presencia de yeso permite la disolución conjunta de dolomita y yeso junto con la precipitación de calcita (Plummer y Back, 1980) lo que repercute en el incremento de magnesio en la solución y explica los altos contenidos de ambos elementos.

4. La composición iónica de la mayor parte de los puntos de agua es constante en el tiempo, tal como se muestra en las gráficas correspondientes (Anexo 13). Puede considerarse por lo tanto que las aguas muestreadas son representativas de "acuíferos" en régimen permanente.

5. La representación gráfica, para cada punto de agua, de la composición iónica media de los muestreos de Marzo de cada año permite agrupar los puntos de agua en cuatro familias diferentes (Figura 93): (A): aguas con contenido mayoritario en calcio y sulfato (el 32% del total de puntos pertenecen a esta familia), (B): aguas con contenido mayoritario en magnesio y sulfato (48% de los puntos), (C): aguas con contenido mayoritario en magnesio-sodio y cloruro-sulfato (17% de los puntos) y (D): aguas con contenido mayoritario en sulfato y sodio (3% de los puntos).

Salvo excepciones, los tipos de agua B y C se sitúan en zonas deprimidas, mientras que el tipo A corresponde en general a puntos situados en plataformas y cuya concentración iónica es menor, como se ha indicado anteriormente, que la de los puntos situados en vales y depresiones. Al tipo D corresponden únicamente los sondeos S-1 y S-23, aguas que presentan un fuerte olor a "huevos podridos" (es el caso asimismo de S-16, P-24 y P-123) indicativo de presencia de H_2S . En las columnas de sondeo se identificaron niveles milimétricos o centimétricos de lignito, cuya diagénesis en presencia de sulfatos y catalizada por bacterias anaerobias produce la liberación de ion bicarbonato y de HS^- junto con CO_2 .

Mapas de isoconcentraciones

La Figura 94 presenta el Mapa de isoconductividad eléctrica y las Figuras 95 a 100 presentan los mapas de isoconcentraciones de Ca, Mg, Na, HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl obtenidos a partir de los valores medios de los puntos de agua presentados en la Tabla 91. Dichos mapas reflejan de forma elocuente la importante variabilidad espacial de estos parámetros. El mapa de isoconductividades muestra que las áreas de máxima salinidad se localizan en los entornos de la laguna de La Playa, Hoyo Agustín y Laguna de Camarón, esto es, en zonas deprimidas de carácter endorreico, en las que se producen fenómenos de evapoconcentración. Se ha detectado asimismo un punto (el pozo P-24) de salinidad relativamente elevada ($CE > 10$ dS/m) situado en zona de plataforma.

En relación con los mapas de isoconcentraciones, puede observarse que las zonas de concentración preferente de los iones magnesio, sodio, sulfato y cloruro coinciden con los máximos de conductividad. Calcio y bicarbonato difieren en su distribución espacial y no presentan zonas de máximos coincidiendo con los máximos de conductividad.

Superponiendo los mapas de isoconcentraciones con los mapas de isopiezas e isopropiedades, no se aprecia un incremento sistemático del contenido iónico en la dirección del flujo, excepto en el entorno del Hoyo Agustín. Finalmente, no puede generalizarse la observación de que las zonas de máxima concentración iónica coinciden con las zonas donde la capa freática está más próxima a la superficie, ni de que los mínimos de concentración se sitúan donde está más profunda, lo que sugiere la existencia de otros procesos indeterminados, además del ya mencionado de ascenso capilar y evapoconcentración.

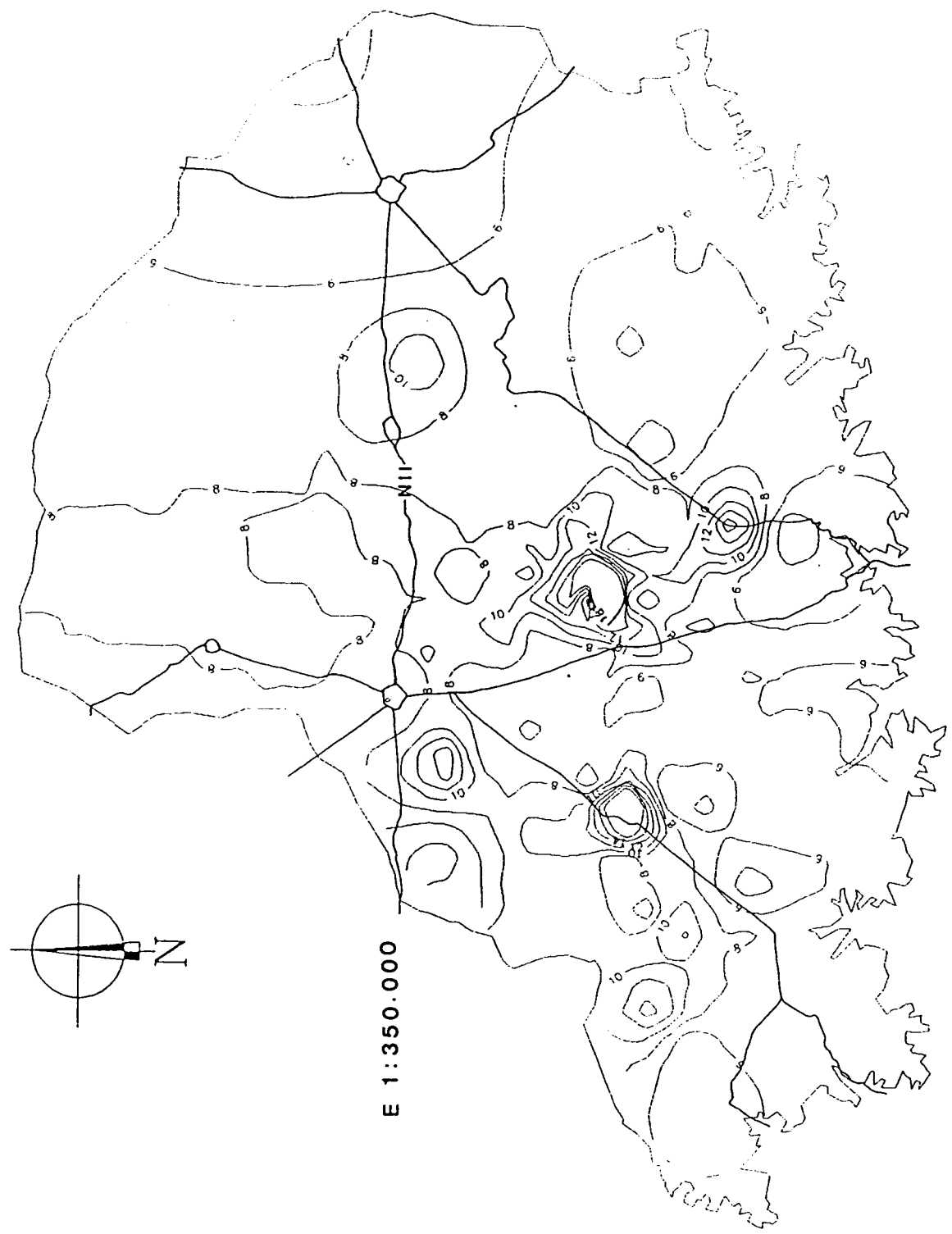


Figura 94. Mapa de isóhalas de la conductividad eléctrica media (CE, dS/m a 25°C) de las aguas subterráneas de Monegros II.

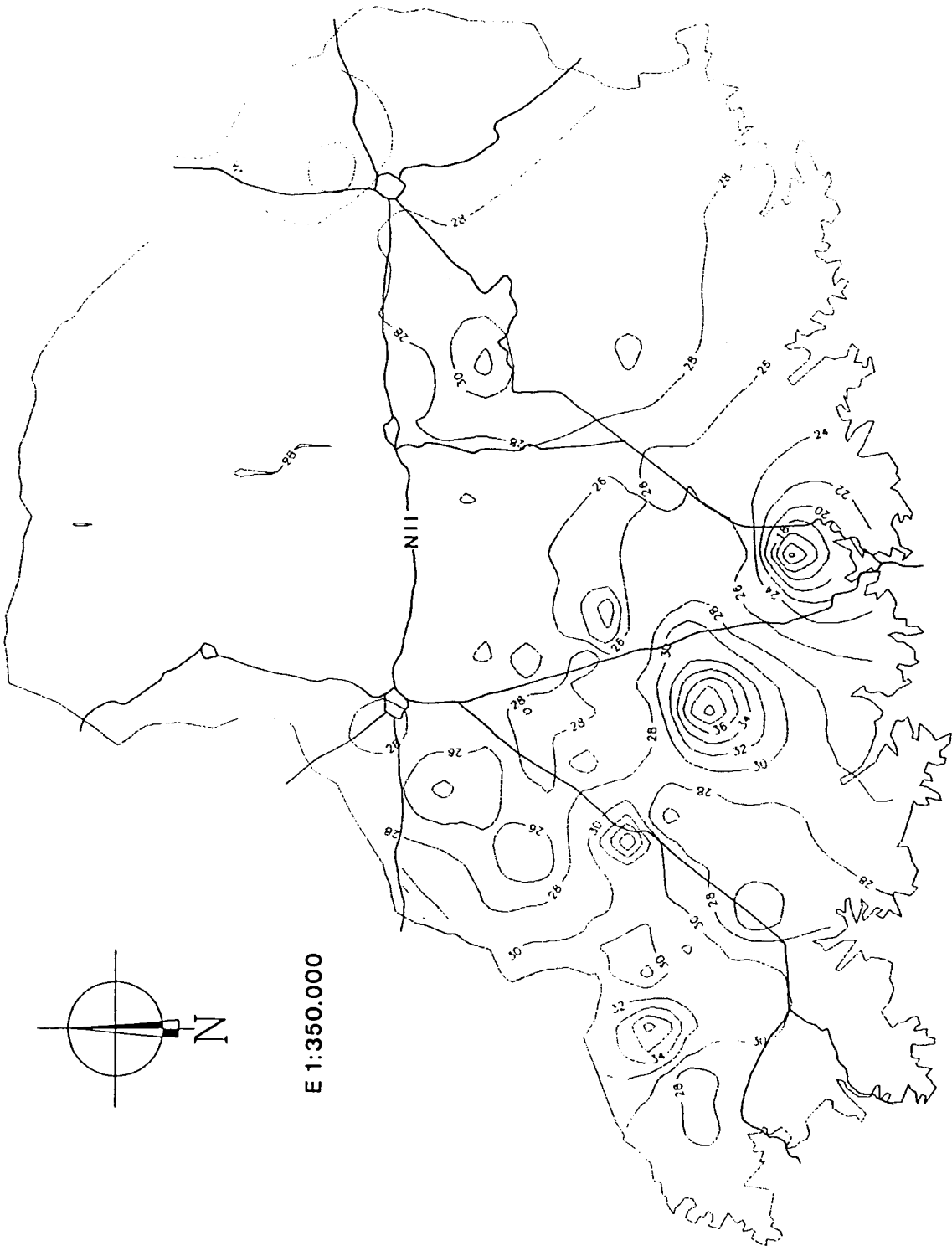


Figura 95. Mapa de isocontenido en calcio (meq/L).

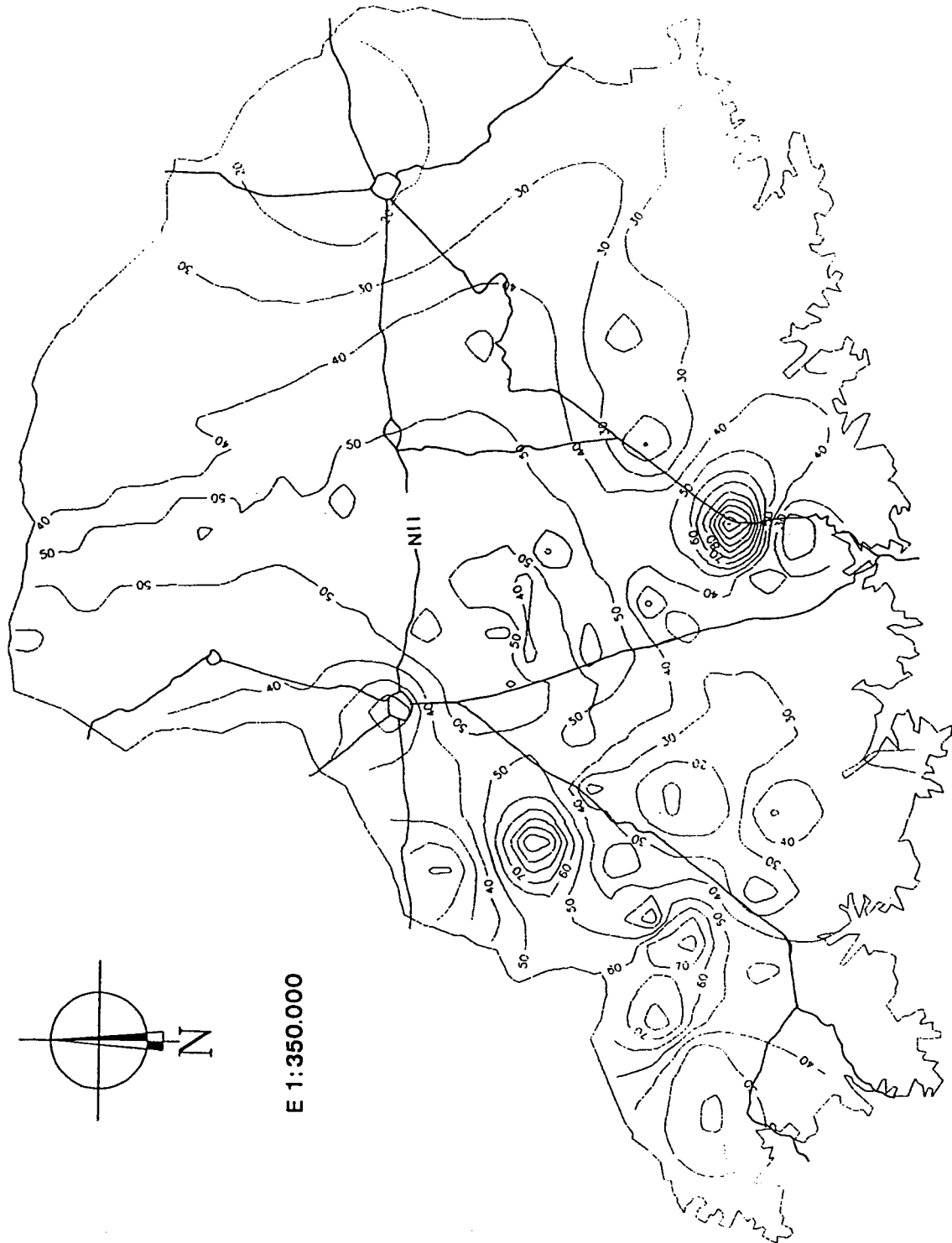
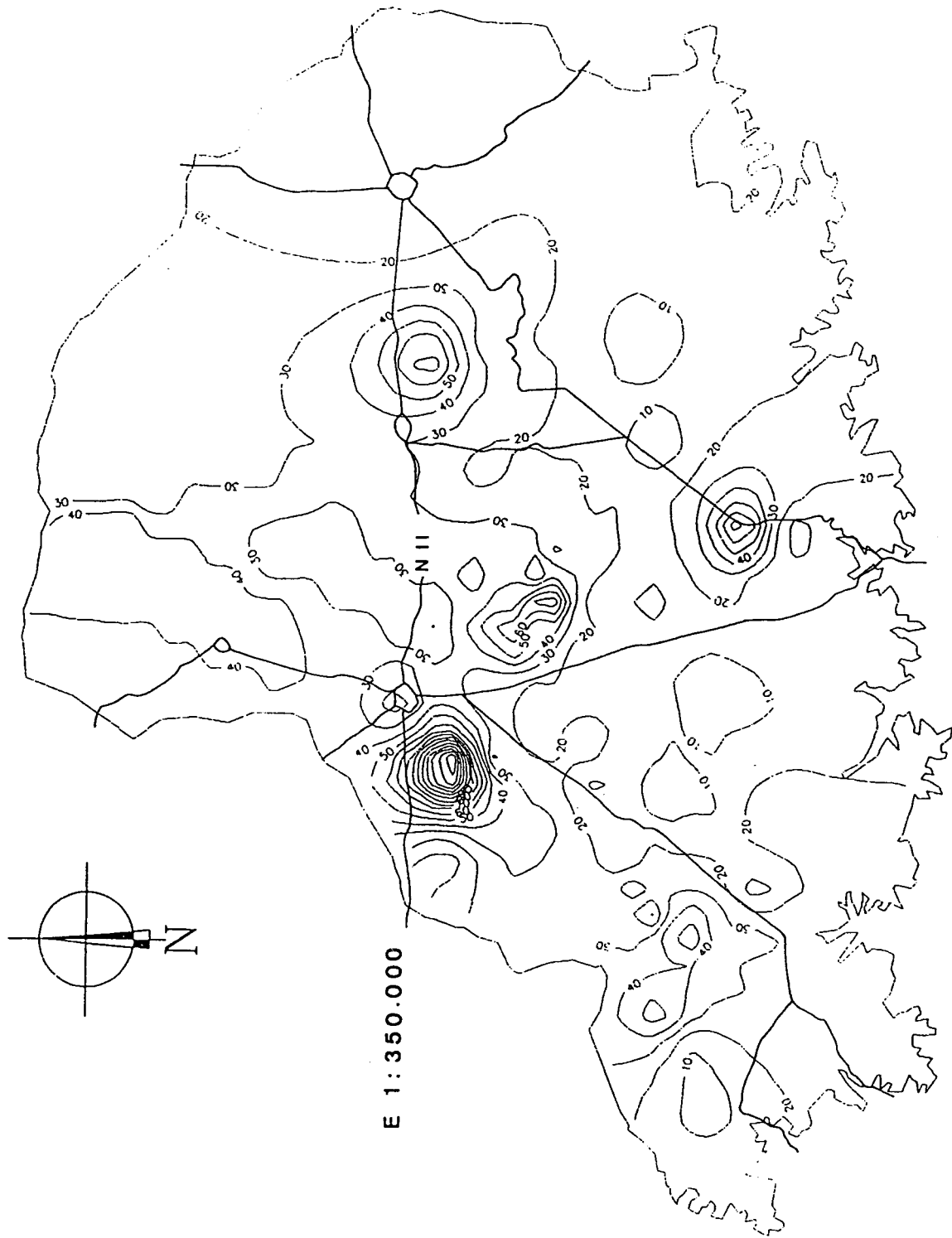


Figura 96. Mapa de isocontento en magnesio (meq/L).



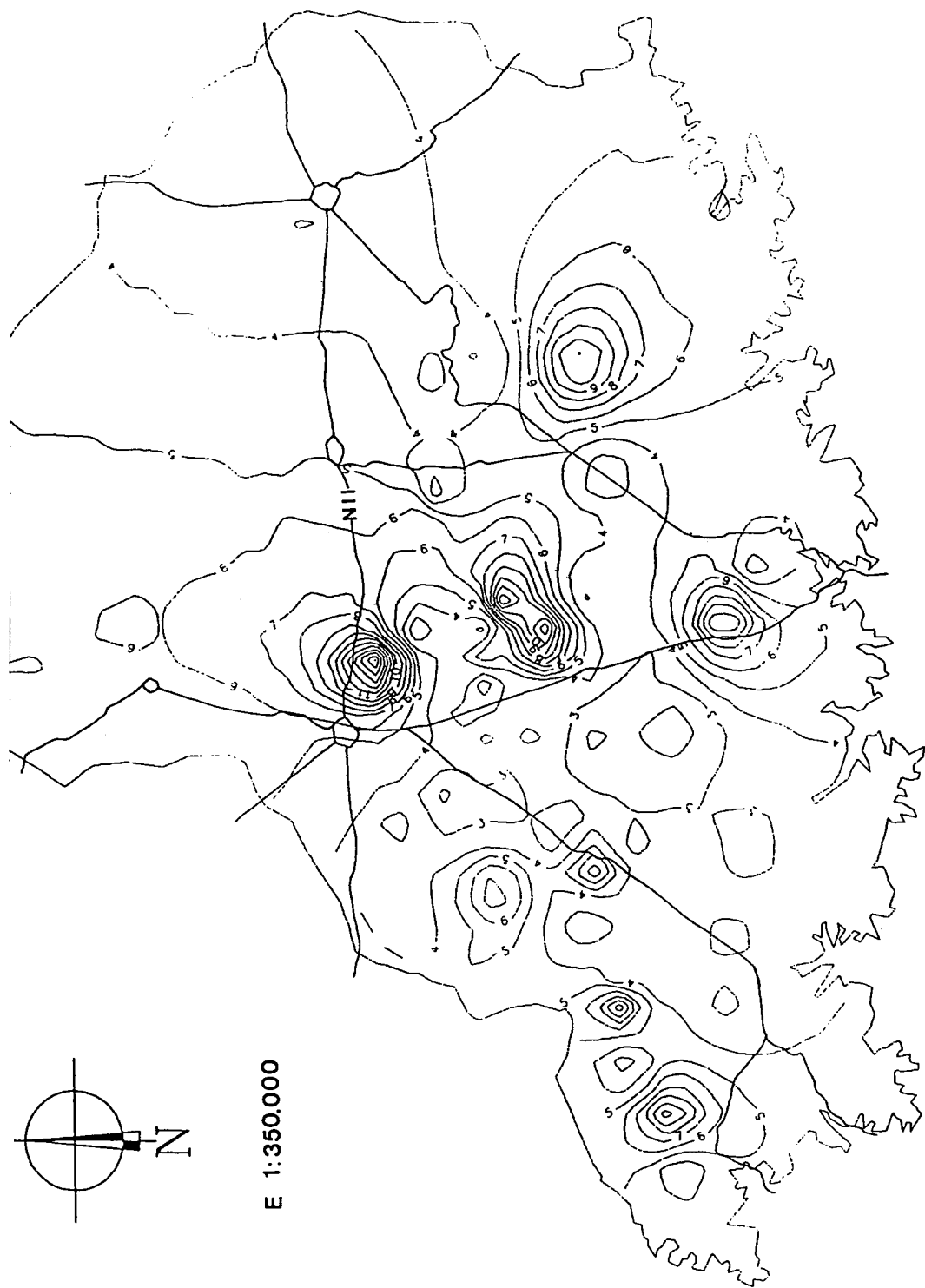


Figura 98. Mapa de isocontenido en bicarbonato (meq/L).

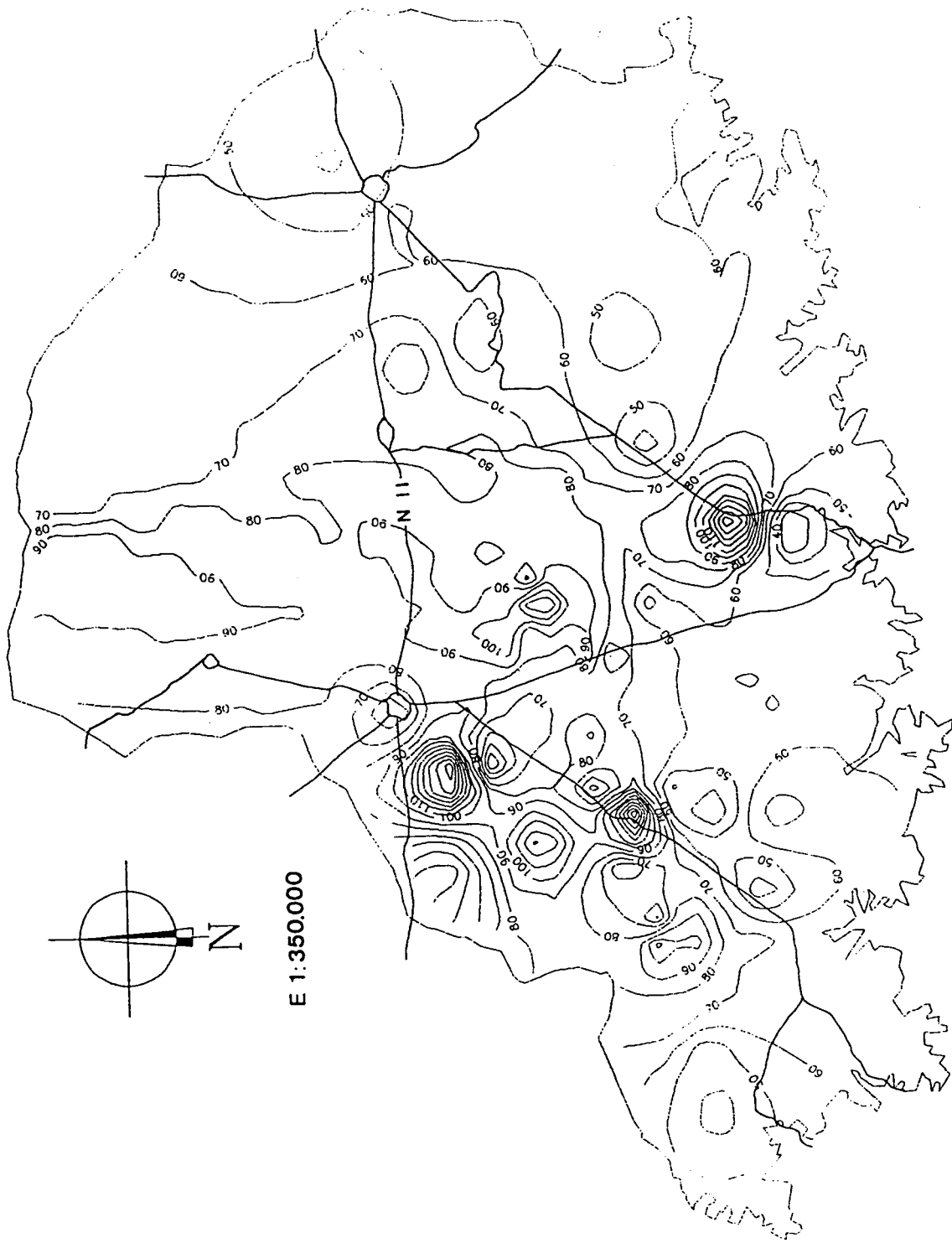


Figura 99. Mapa de isocontenido en sulfato (meq/L).

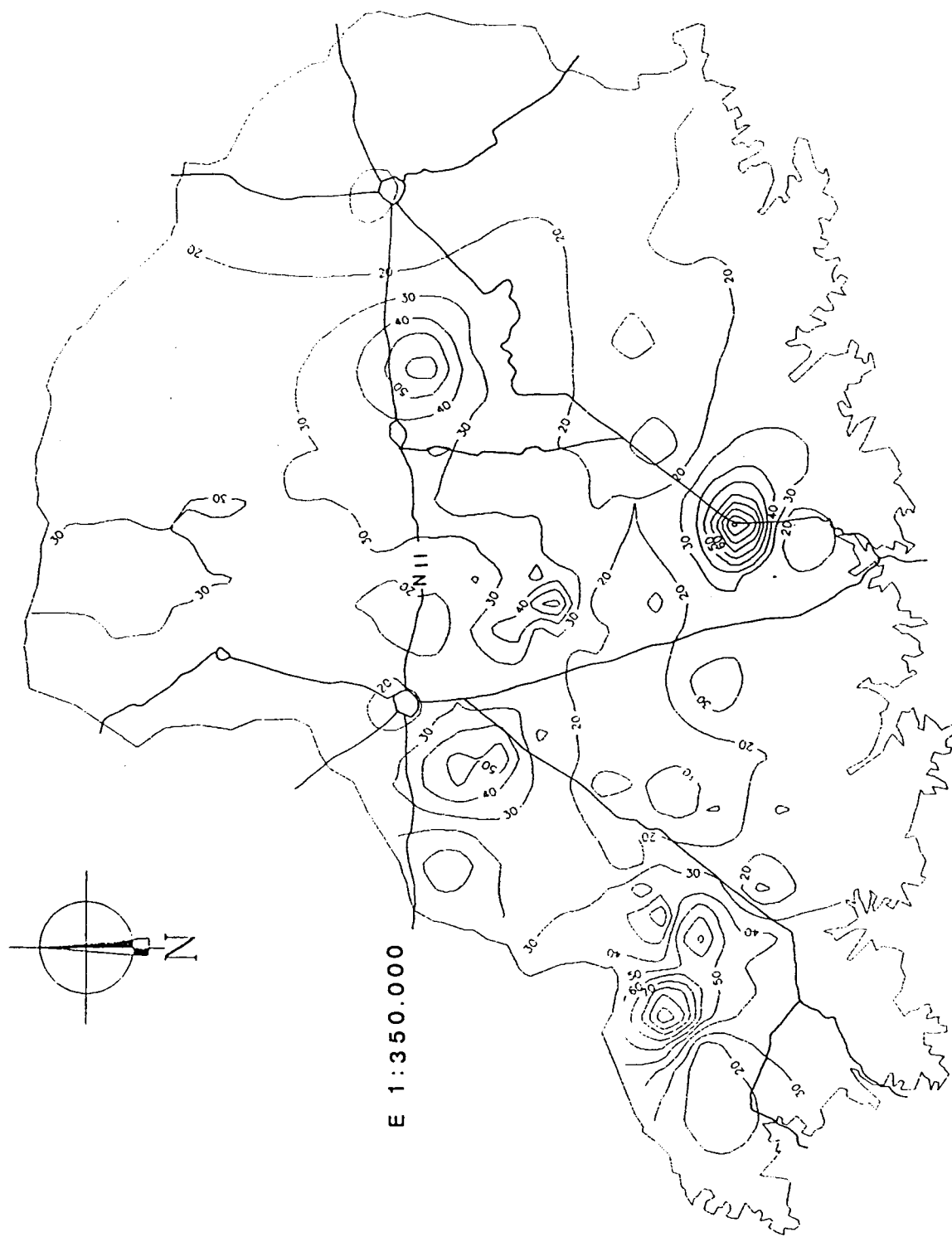


Figura 100. Mapa de isocontenido en cloruro (meq/L).

6.4.2. Perforación de los sondeos

Desde el punto de vista de su comportamiento hidrogeológico, se atravesaron en la perforación de los sondeos distintos tipos de materiales litológicos: (1) materiales que contenían y transmitían agua, (2) materiales que sólo contenían agua de imbibición, (3) materiales en los que se perdía el agua utilizada en la perforación (niveles permeables y/o transmisivos) y (4) materiales totalmente secos.

Los materiales litológicos (1) y (2) se han considerado niveles saturados, denominándolos así porque la saturación es una característica común a todos ellos. El uso de terminologías como acuífero o nivel productivo es inadecuado para la mayor parte de estos materiales litológicos, dadas sus características de baja permeabilidad y transmisividad. Algunos de los niveles considerados transmisivos pueden estar también saturados, pero esta circunstancia no ha podido ser confirmada en todos los casos. En las fichas de cada sondeo (Anexo 3) figura la posición de cada nivel saturado y/o transmisivo detectado en la perforación.

La Tabla 96 resume, para cada sondeo, la profundidad a la que se sitúan el nivel estático y los niveles saturados y transmisivos, el espesor saturado, la litología de los niveles saturados y el tipo de acuífero (libre o confinado). Los resultados más relevantes que se pueden extraer de esta Tabla son:

1. El 53% de los niveles estáticos medidos se encuentran a profundidades inferiores a 5 m y todos los niveles, excepto en los sondeos 5 y 17, se encuentran a profundidades menores de 10 m, lo que refleja el carácter superficial de los mismos.

2. Se detectaron un total de 36 niveles saturados situados a diferentes profundidades entre 1.8 m y 18 m. En los sondeos S-3 y S-15 no se detectaron niveles saturados durante la perforación, aunque no se excluye su existencia. En los sondeos S-1, S-2, S-7, S-8, S-9, S-10, S-13, S-18, S-19, S-21, S-22, S-24, S-25 y S-26 se detectó un sólo nivel y en el resto dos o más niveles, hasta un máximo de cuatro (S-17). Las litologías que constituyen los niveles saturados son muy variadas (calizas, yesos y margas) y son permeables por fracturación y disolución preferentemente.

3. Durante la perforación se detectaron 37 niveles litológicos con pérdida de agua (niveles transmisivos) que, en algunos casos, eran asimismo niveles saturados. Dichos niveles aparecen generalmente situados en calizas y yesos.

4. En general, los espesores saturados fueron de escasa potencia (el 75% tienen espesores inferiores a 1 m), con valores máximos de tan sólo 1.6 m, lo que indica la apreciable complejidad del sistema en consideración.

5. La posición del nivel estático respecto a la de los niveles saturados permite deducir, para los sondeos con un sólo nivel saturado, que el 57% de los niveles saturados son cautivos. Cuando en un sondeo se atraviesan varios niveles saturados, es difícil conocer las condiciones de presión del agua subterránea en cada uno de ellos, ya que el nivel estático refleja las condiciones de presión del conjunto de niveles.

Tabla 96. Perforación de los sondeos: profundidad (m) desde la superficie del suelo a la que se sitúa el nivel estático, los niveles saturados y transmisivos atravesados por el sondeo, espesor saturado (m), litología de los niveles saturados (Y = yeso, K = caliza, KM = caliza margosa, M = margas, L = lutita) y tipo de acuífero (L = libre, C = confinado).

NUMERO	NIVEL ESTÁTICO (m)	NIVELES SATURADOS (m)	NIVELES TRANSMISIVOS (m)	ESPESOR (m)	LITOLOGIA NIVEL SATURADO	TIPO
SONDEO 1	6.77	3.77	6.60	0.40	Y	L
SONDEO 2	3.51	2.50	-	1.50	M	
SONDEO 3	9.58		3.50 7.70 12.00			
SONDEO 4	3.68	5.40 9.60 11.20	0.30 9.60 10.40	0.50 0.60 0.72	K K K	
SONDEO 5	10.65	5.80 10.60	1.20 11.40	0.30 0.40	Y+L M	
SONDEO 6	6.20	6.20	6.20 10.00			
SONDEO 7	3.90	2.20	6.60	0.50	K	
SONDEO 8	5.80	6.00 10.00	8.10	0.30 8.10	KM 8.10	
SONDEO 9	5.59	9.00		0.60		
SONDEO 10	2.60	2.40		1.40	K	L
SONDEO 11	5.60	6.10 15.10		0.20 1.10	Y+M M	
SONDEO 12	3.75	5.60 14.10	16.50 12.70	16.50 0.20 1.20	K K	C C
SONDEO 13	1.92	4.65		1.05	M	C
SONDEO 14	9.76	13.80 16.10	2.60	0.20 1.50	M KM	C
SONDEO 15	4.07		12.10 16.00			
SONDEO 16	1.50	2.36 13.30	4.60 7.40 16.00	0.50 1.60	Y Y	C C
SONDEO 17	10.13	1.80 7.50 9.50 13.20		0.40 0.50 0.93 0.20	K Y KM Y	
SONDEO 18	4.23	4.30	10.10 13.20 15.40	0.50	KM	
SONDEO 19	10.00	12.20	16.40	1.50	KM	C
SONDEO 20	3.50	3.80 11.40 13.40	10.40 15.20	0.45 1.60 1.60	Y Y KL	
SONDEO 21	4.92	5.50		1.60	K	C
SONDEO 22	4.50	5.90	9.40 7.20 9.00	9.40 0.40	Y	C
SONDEO 23	0.80	2.50 16.00		0.20 1.25	Y Y	C C
SONDEO 24	3.50	3.50 C	7.50 9.80	0.20 9.80	K 9.80	L
SONDEO 25	6.80	6.80	2.40 5.00 13.00 16.20	0.50 5.00 13.00 16.20	KM	L
SONDEO 26	6.34	6.00	8.50	0.91	Y KM	L

En términos generales, puede decirse que los niveles saturados en los rellenos cuaternarios (S-6 y S-10) están a presión atmosférica, mientras que los localizados en materiales miocenos pueden ser libres, semiconfinados o confinados, según casos. La presencia alternante de materiales prácticamente impermeables en la serie estratigráfica posibilita la existencia de acuíferos confinados. Este confinamiento puede ser considerable, con ascensos de la columna de agua de más de 1 m (S-4, S-9, S-11, S-12, S-13, S-19 y S-22) respecto al primer nivel saturado encontrado durante la perforación. En algunos casos, la saturación de niveles transmisivos (aunque su saturación no fue observada durante la perforación) puede explicar determinadas posiciones del nivel estático que, en su ausencia, tendrían difícil explicación. Es el caso de los sondeos 1, 3, 8, 15 y 22.

6. Los testigos de sondeo permiten diferenciar una alternancia variable y frecuente de niveles saturados y niveles secos. La presencia de materiales secos en formaciones poco permeables podría atribuirse en principio a la expulsión de agua hacia el exterior durante la perforación y/o a la evaporación del agua provocada por las altas temperaturas (Winter, 1978). De considerar esta posibilidad, los niveles saturados detectados deberían ser interpretados como zonas de mayor permeabilidad dentro de un paquete menos permeable y el conjunto se comportaría como poco permeable y saturado. Sin embargo, las características de las perforaciones realizadas (rotación directa con agua a presión y con doble tubería) hacen inviable tal posibilidad.

En definitiva, las consideraciones precedentes 1 a 6 permiten definir un sustrato geológico, investigado a través de los sondeos de reconocimiento efectuados entre los 305 y 364 m.s.n.m, constituido por una serie alternante de margas, calizas margosas, lutitas y yesos de baja potencia. En esta serie estratigráfica se han identificado niveles saturados de escaso espesor alojados en todas las litologías definidas, aunque preferentemente en calizas y yesos. La alternancia de distintos materiales y de diferentes permeabilidades propicia que más de la mitad de los niveles saturados estén confinados. Este sustrato geológico favorece asimismo la falta de conexión horizontal y vertical entre niveles saturados, tanto por la falta de permeabilidad de las litologías como por la falta de correlación estratigráfica puesta de manifiesto a través de las columnas de los sondeos.

6.4.3. Parámetros hidrogeológicos fundamentales

Porosidad por microscopía de lámina delgada

La porosidad eficaz no ha sido determinada en campo, dada la imposibilidad de realizar ensayos de bombeo con piezómetros próximos. El estudio de IRYDA (1989) llega a obtener un coeficiente de almacenamiento en el pozo (aunque no en todos los piezómetros) que, sin embargo, no puede asimilarse a la porosidad eficaz. Por ello, la porosidad ha sido estimada a través de la observación al microscopio de láminas delgadas de los materiales litológicos que corresponden a niveles saturados.

Los resultados presentados en la Tabla 21 del apartado 4 deben ser considerados como orientativos, ya que dentro de una misma litología es posible una amplia gama de porosidades. Asimismo, un nivel saturado puede abarcar varias litologías de diferente porosidad.

A pesar de estas limitaciones, se han estimado valores mínimos de porosidad del 5% y máximos del 30%, lo que supone un intervalo bastante amplio en el que probablemente están representadas la mayoría de las litologías del área de estudio. Así, en las calizas ha sido cuantificado un porcentaje de porosidad de menos del 5% hasta el 30%, del 5% en yesos y entre el 10 y 15% en calizas margosas.

Desde el punto de vista de la clasificación de Meinzer (1923), los niveles saturados se presentan en materiales tipo 2 (depósitos sedimentarios de granulometría homogénea con poca porosidad por cementación de los intersticios), tipo 3 (depósitos sedimentarios heterogéneos de poca porosidad), tipo 5 (roca porosa por disolución) y tipo 6 (roca porosa por fracturación). En los tipos 2 y 3 la falta de porosidad debe ir asociada a una permeabilidad muy baja, mientras que en los tipos 5 y 6 la falta de porosidad puede verse compensada por la existencia de grietas o fisuras que permitan desarrollar una mayor permeabilidad. Todo ello indica que la porosidad presenta una gran heterogeneidad entre litologías y dentro de cada litología, con unos valores que pueden considerarse, en general, de medios a bajos.

Ensayos de bombeo.

Tal como se ha mencionado anteriormente, la ejecución de ensayos de bombeo en un medio muy poco transmisor, heterogéneo y anisótropo, es complicada y difícil de realizar, debido a que no se cumplen las mínimas condiciones teóricas para interpretar los resultados de los ensayos por los métodos de Theis y Jacob o similares, y a que estos métodos son inadecuados en medios hidráulicamente poco permeables. Pese a que IRYDA (1989) realizó varios ensayos de bombeo (datos originales en Anexo 13), los sondeos se agotaron generalmente en unos plazos de tiempo muy pequeños y el radio del cono de descenso fue generalmente muy pequeño, lo que impidió la detección de los descensos piezométricos en los piezómetros más próximos. La validez de dichos ensayos de bombeo fue, por lo tanto, muy limitada.

La Tabla 97 resume las características principales de los ensayos de bombeo realizados por C.H.I.S. (IRYDA, 1989). Puede observarse que en algunos de los sondeos (Nos. 7, 8, 22, 24 y 25) no llegó a extraerse el volumen de agua almacenada en el sondeo, por lo que los resultados no han sido utilizados para la caracterización hidráulica del o de los niveles saturados atravesados por los mismos. Algo similar ocurre en los sondeos 11 y 15, donde el agua extraída fue sólo ligeramente superior al agua almacenada en el mismo.

La Tabla 98 presenta los volúmenes de agua aportados por los niveles saturados, considerando que el cono no ha superado las paredes del sondeo, el tiempo necesario para alcanzar dichos volúmenes y el caudal unitario correspondientes. Con todas las limitaciones citadas, el seguimiento de los ensayos de limpieza y bombeo de los sondeos

y de las gráficas elaboradas a partir de los datos de recuperación de IRYDA (1989) (Tabla 98 y Anexo 15), pueden extraerse las siguientes informaciones cualitativas de los niveles acuíferos:

Tabla 97. Características de los ensayos de bombeo realizados por C.I.H.S. (1989): volumen de agua almacenada en el sondeo, volumen bombeado en el ensayo, tiempo de duración del bombeo y caudal medio de bombeo.

SONDEO	VOLUMEN SONDEO (L)	VOLUMEN BOMBEO (L)	TIEMPO	CAUDAL (L/s)
S-2	37.9	150.3	3600	0.028
S-3	17.0	39.0	1200	0.032
S-5	5.4	150.0	1800	0.083
S-7	32.6	29.6	1800	0.013
S-8	27.5	23.4	1200	0.016
S-11	51.0	60.7	3600	0.022
S-12	57.0	1539	5400	0.285
S-13	64.0	1362	6180	0.220
S-15	56.2	63.0	1800	0.035
S-16	63.7	4035	5400	0.747
S-18	55.0	386.4	7200	0.053
S-20	55.9	561.0	1020	0.550
S-21	53.4	144.6	3600	0.040
S-22	40.0	21.0	1800	0.011
S-23	66.0	527.3	7200	0.073
S-24	41.7	20.4	1800	0.011
S-25	44.0	25.7	1500	0.017
S-26	46.0	128.4	7200	0.017

1. Los sondeos S-7, S-8, S-11, S-15, S-21, S-22, S-24 y S-25 se agotaron con caudales menores de 0.5 L/s en un tiempo inferior a 30 minutos. Los resultados de los ensayos indican que no se alcanzó régimen permanente.

2. Los sondeos S-2, S-5 (en el que no se produjeron descensos de nivel), S-16, S-18 y S-20 experimentaron una recuperación rápida de nivel, a pesar de lo cual el volumen de agua aportado por el medio saturado fue muy pequeño, tal como se deduce de la Tabla 98.

3. Los sondeos S-13, S-14, S-24 y S-25 necesitaron un tiempo de recuperación del nivel estático mayor de 24 horas, lo que indica la falta de transmisividad de estos

medios.

4. El caudal de bombeo no generó descensos de nivel en los sondeos S-3 y S-5. En S-5 la extracción de agua se realizó mediante cuchareo (S.I.A.-D.G.A., 1988) ante la imposibilidad de utilizar otros sistemas (por falta de espesor saturado), por lo que el hecho de no producirse descensos no puede considerarse determinante. El comportamiento del sondeo S-3 sugeriría su conexión hidráulica con el cauce de Valcuerna o la existencia de recargas similares al caudal de bombeo.

Tabla 98. Características de los ensayos de recuperación realizados por C.I.H.S. (1989): volumen de agua aportado por los niveles saturados durante la recuperación, tiempo y caudal unitario.

SONDEO	VOLUMEN AGUA (L)	TIEMPO (s)	CAUDAL UNITARIO (L/s)	Obs.
S-2	20.0	3600	5.6×10^{-3}	*
S-7	4.3	18000	2.4×10^{-4}	*
S-8	2.2	5520	3.9×10^{-4}	*
S-11	10.0	8040	1.3×10^{-3}	*
S-12	18.0	16260	5.5×10^{-3}	
S-13	16.4	7200	2.28×10^{-3}	*
S-15	18.5	5400	3.43×10^{-3}	*
S-16	0.5	11580	4.21×10^{-5}	
S-18	13.7	7740	1.77×10^{-3}	
S-20	0.4	5400	8.29×10^{-5}	
S-21	18.0	14280	1.26×10^{-3}	*
S-22	1.9	4500	4.25×10^{-4}	*
S-23	10.0	10320	9.68×10^{-4}	
S-24	2.0	3480	5.71×10^{-4}	*
S-25	1.0	6480	1.55×10^{-4}	
S-26	6.3	21600	2.91×10^{-4}	*

* No se alcanzó el nivel estático durante el seguimiento de la recuperación.

En función de los órdenes de magnitud de los caudales de bombeo y recuperación, se ha efectuado una agrupación tentativa de ciertos sondeos con el objetivo de relacionarlos con el resto de características (cota del nivel saturado, litología, CE y composición química) que permitan definir el funcionamiento hidrogeológico del sistema. Los cuatro grupos han sido: (1) sondeos S-7 y S-8 ($Q < 0.02$ L/s en bombeo; $Q > 10^{-4}$

en recuperación; no recuperan el nivel estático), (2) sondeos S-11, S-12 y S-13 ($Q > 0.02$ L/s en bombeo; $Q > 10^{-3}$ en recuperación), (3) sondeos S-16 y S-20 ($Q > 0.50$ L/s en bombeo; $Q > 10^{-4}$ L/s en recuperación; recuperan nivel estático) y (4) sondeos S-22, S-24 y S-25 ($Q > 0.02$ L/s en bombeo; $Q > 10^{-4}$ L/s en recuperación; no recuperan nivel estático). Sin embargo, dado que dentro de cada grupo sólo pueden compararse los sondeos con el mismo número de niveles saturados, en el grupo 2 sólo se consideran los sondeos S-11 y S-12 (con dos niveles saturados) y el grupo 4 se descarta, ya que el número de niveles saturados o transmisivos es diferente en cada sondeo.

De estos resultados cabe deducir que el sistema en consideración es muy heterogéneo y que se comporta mayoritariamente como semipermeable y con muy bajas transmisividades, aunque existen niveles saturados y zonas de mayor permeabilidad. Por otra parte, el comportamiento ante el bombeo indica que los niveles saturados tienen poca extensión superficial, de forma que la recarga no puede igualar el caudal de bombeo (aún con valores tan bajos como 0.010 L/s) por lo que los niveles descienden hasta vaciar el acuífero (esto es, no se alcanza régimen permanente).

La localización en la columna estratigráfica de los niveles saturados permite concluir que las mayores permeabilidades se producen en los niveles de yesos y calizas, en los que la circulación de las aguas se realiza a través de fracturas y grietas originadas por fracturación y disolución. Los niveles saturados en margas y lutitas tienen generalmente una permeabilidad baja, ya que la circulación de las aguas se produce a través de los espacios intergranulares.

Transmisividad

Como ya se ha anticipado, las características del medio a investigar hacen prácticamente inviable la obtención precisa de este parámetro a través de la ejecución e interpretación de ensayos de bombeo. Algunos autores (C.I.H.S., 1989 ; Cuas y García, 1990) han estimado valores de transmisividad medios de 0.13 m²/día y 0.3 m²/día respectivamente, a partir de los datos obtenidos en ensayos de bombeo cuyas condiciones de ensayo ya han sido valoradas con anterioridad.

Estima del coeficiente de almacenamiento

En el caso de acuíferos cautivos o confinados, el coeficiente de almacenamiento (S_b) puede obtenerse a partir de los valores medidos máximos y mínimos del espesor saturado, de la compresibilidad vertical estimada, de la porosidad estimada en lámina delgada y del peso específico del agua (media estimada de 1.054) por medio de la ecuación presentada en el Apartado 6.3.3.

En la Tabla 99 se presentan los valores de S_b estimados para los distintos valores de los parámetros que intervienen en la ecuación. Los coeficientes de almacenamiento (S_b) oscilan entre 4.2×10^{-7} y 1.7×10^{-4} . Si se tiene en cuenta que la mayoría de los espesores saturados estaban en torno a 0.4 m y que los materiales litológicos de los niveles saturados eran preferentemente calizas y yesos (esto es, valores de compresibilidad vertical en torno a 10^{-7}), puede concluirse que el valor más representativo de S_b es de 4×10^{-7} , claramente inferior a los típicos de acuíferos no confinados e inferior asimismo a los valores citados como usuales (Freeze, 1986; Custodio y Llamas, 1983; Villanueva e Iglesias, 1984) para acuíferos cautivos en rocas carbonatadas.

Tabla 99. Coeficientes de almacenamiento (S_b) para el intervalo de valores de espesor saturado (b, m), compresividad vertical del acuífero (α) y porosidad (m, %) de los niveles saturados confinados presentes en el área de estudio.

b	0.4				1.6			
α	10^{-5}		10^{-7}		10^{-5}		10^{-7}	
m	0.05	0.30	0.05	0.30	0.05	0.30	0.05	0.30
S_b	$4.2 \cdot 10^{-6}$	$4.2 \cdot 10^{-6}$	$4.2 \cdot 10^{-7}$	$4.2 \cdot 10^{-7}$	$1.7 \cdot 10^{-4}$	$1.7 \cdot 10^{-4}$	$1.7 \cdot 10^{-4}$	$1.7 \cdot 10^{-4}$

6.4.4. Perfiles CE-Tª en los sondeos

La presencia de varios niveles saturados en las columnas estratigráficas, que están constituidos por distintos materiales litológicos con un contenido en sales solubles variable (Apartado 4.4.1 y 4.4.2), sus diferencias de permeabilidad y transmisividad (Apartado 6.4.2.) y la influencia de estas características en el tiempo de contacto roca-agua y en el recorrido del agua subterránea, presuponen la existencia de importantes diferencias hidroquímicas entre las aguas subterráneas. Estas diferencias pueden cuantificarse a través de registros verticales "in-situ" de la conductividad eléctrica (CE) y temperatura (Tª) a lo largo de los sondeos realizados.

En las Figuras 101 a 104 se presentan los perfiles de CE-Tª obtenidos en cada sondeo junto con sus columnas estratigráficas. Sólo se representa el muestreo de Enero, ya que el muestreo de Abril dio resultados similares (Anexo 16). De estas Figuras se extraen las siguientes conclusiones:

1. Los valores de CE oscilan entre 4.2 y 97.6 dS/m. La variabilidad de las observaciones es muy amplia; así, se observan cambios de CE graduales (sondeos 14,

15, 17 y 18) y abruptos (sondeos 11, 12 y 21), así como incrementos absolutos de CE moderados (entre 0.2 y 5 dS/m; sondeos 13, 19, 21, 22 y 26) y elevados (entre 40 y 50 dS/m; sondeos 12, 16 y 23). En todos los casos en que existe una variación de CE, ésta siempre implica un aumento en profundidad. Esta variación vertical de la CE es coherente con el mapa de isopiezas de la Figura 88, de tal forma que, cuanto mayor es el tiempo de residencia del agua en el terreno, mayor es la CE debido a la disolución de los materiales salinos. El incremento de la CE con la profundidad puede atribuirse asimismo, al menos en parte, a la mayor densidad de las aguas más salinas.

2. Las temperaturas oscilan entre 13.0 y 16.6°C. En general, las temperaturas aumentan con la profundidad (desde décimas hasta tres grados centígrados), aunque en algunos sondeos se ha detectado asimismo un descenso de la temperatura con la profundidad de entre 0.4 y 0.7°C (S-11, S-15, S-24 y S-26 en un tramo intermedio). En general, la temperatura del agua subterránea es igual o algo superior a la temperatura media anual de la localidad (Custodio, 1983) y, según Schoeller (1962), las variaciones son menores de 0.01°C a profundidades superiores a los 15 m en terrenos no consolidados y los 25 m en calizas. Los resultados obtenidos coinciden por lo tanto con estas observaciones, ya que las temperaturas medidas son similares a las temperaturas medias anuales deducidas en Capítulo 2 (14-16°C)

3. Los perfiles de CE obtenidos pueden dividirse en tres grupos:

(1). Perfiles de CE uniforme en profundidad. A este grupo corresponden los sondeos de la primera fase y los sondeos 13, 19, 21, 22, 24 y 26 en algunos de sus tramos. Las aguas subterráneas presentan valores de CE moderados (entre 4 y 16.5 dS/m) y la homogeneidad del perfil se debe en general a que el agua procede de un sólo nivel acuífero (Tabla 96).

(2). Perfiles en los que la profundidad de los cambios de CE y/o Tª coinciden en mayor o menor medida con la de un nivel saturado (sondeos 12, 14, 16, 20, 23, 25 y 26). En este grupo se observa que la estratificación está generalmente favorecida por la existencia de aguas con diferencias de CE muy marcadas. Esta estratificación posee un límite neto cuando las aguas no se han mezclado debido a las diferencias de densidad derivadas de las distintas salinidades.

En ocasiones las diferencias de temperatura pueden favorecer la estratificación, pero generalmente su importancia es menor ya que el intervalo de variación de temperaturas es muy reducido (13 mínima y 16.5 máxima). Cuando las salinidades de las aguas procedentes de niveles saturados diferentes son parecidas, aparece una zona de mezcla más o menos amplia. Los sondeos 11, 12, 15 y 20 presentan esta circunstancia y sus CE oscilan entre 5.6 y 59.3 dS/m. En S-11 y S-12 se detectaron dos niveles acuíferos y, como consecuencia, aparece una estratificación por conductividades y una zona de mezcla.

CONDUCTIVIDAD ELECTRICA (dS/m a 25 °C)

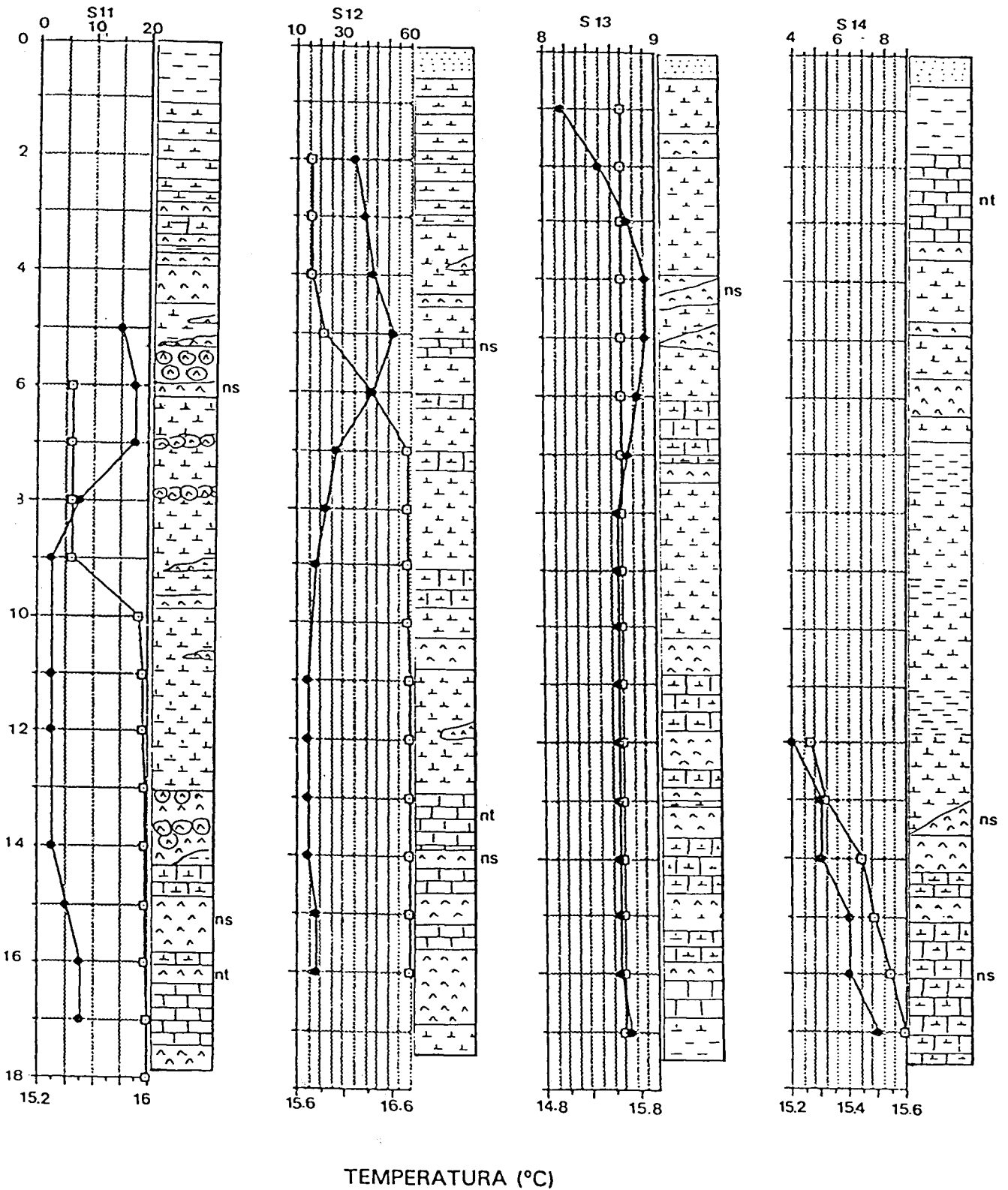


Figura 101. Perfiles de conductividad eléctrica (CE, □) y temperatura (T°, ●, muestreo 15.01.91) junto a las columnas litológicas obtenidas en los sondeos S-11, S-12, S-13 y S-14. Las notaciones ns y nt indican la posición de los niveles saturados y transmisivos, respectivamente.

CONDUCTIVIDAD ELECTRICA (dS/m a 25 °C)

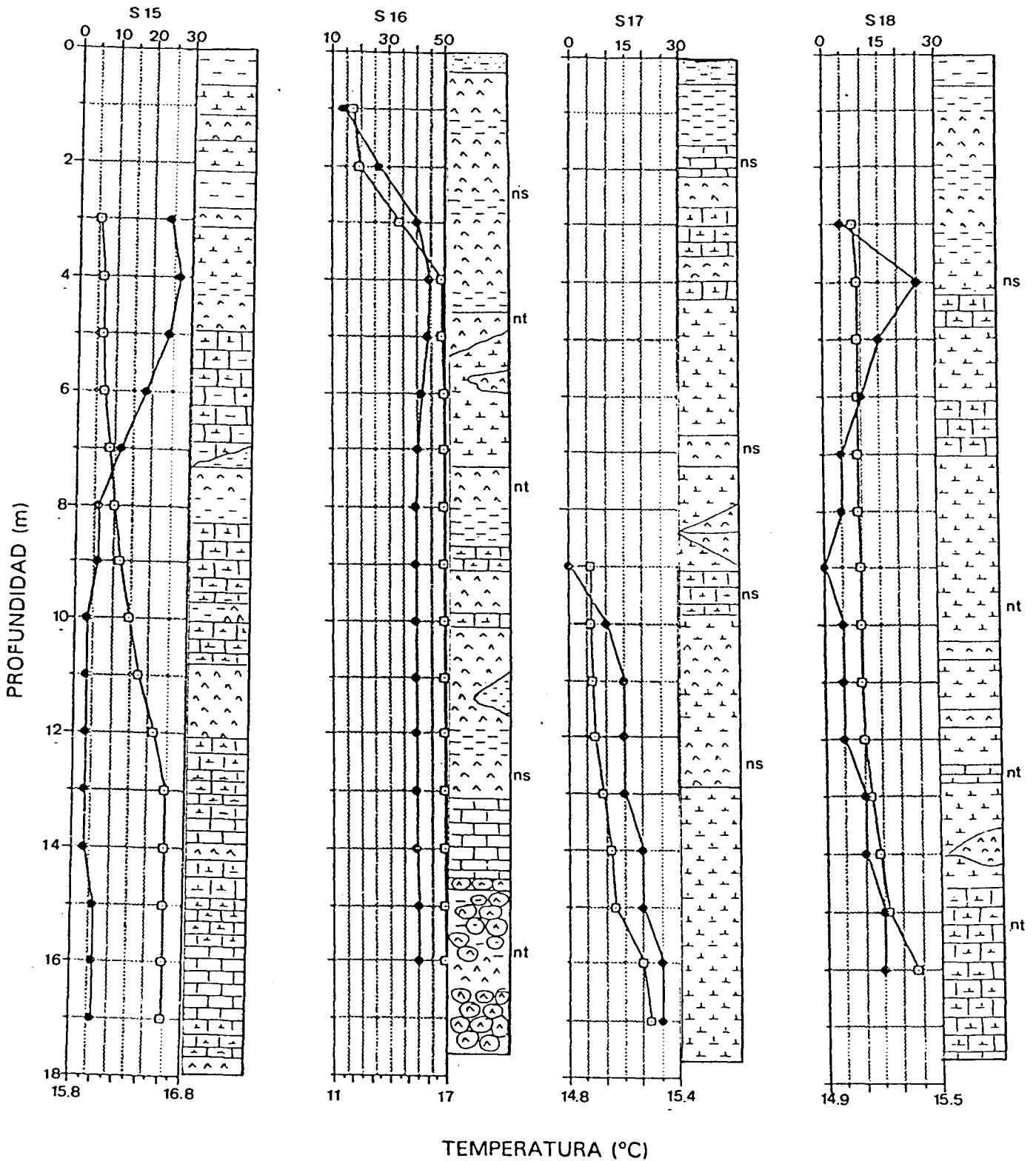


Figura 102. Perfiles de conductividad eléctrica (CE, □) y temperatura (T^a, ●, muestreo 15.01.91) junto a las columnas litológicas obtenidas en los sondeos S-15, S-16, S-17 y S-18. Las notaciones ns y nt indican la posición de los niveles saturados y transmisivos, respectivamente.

CONDUCTIVIDAD ELECTRICA (dS/m a 25 °C)

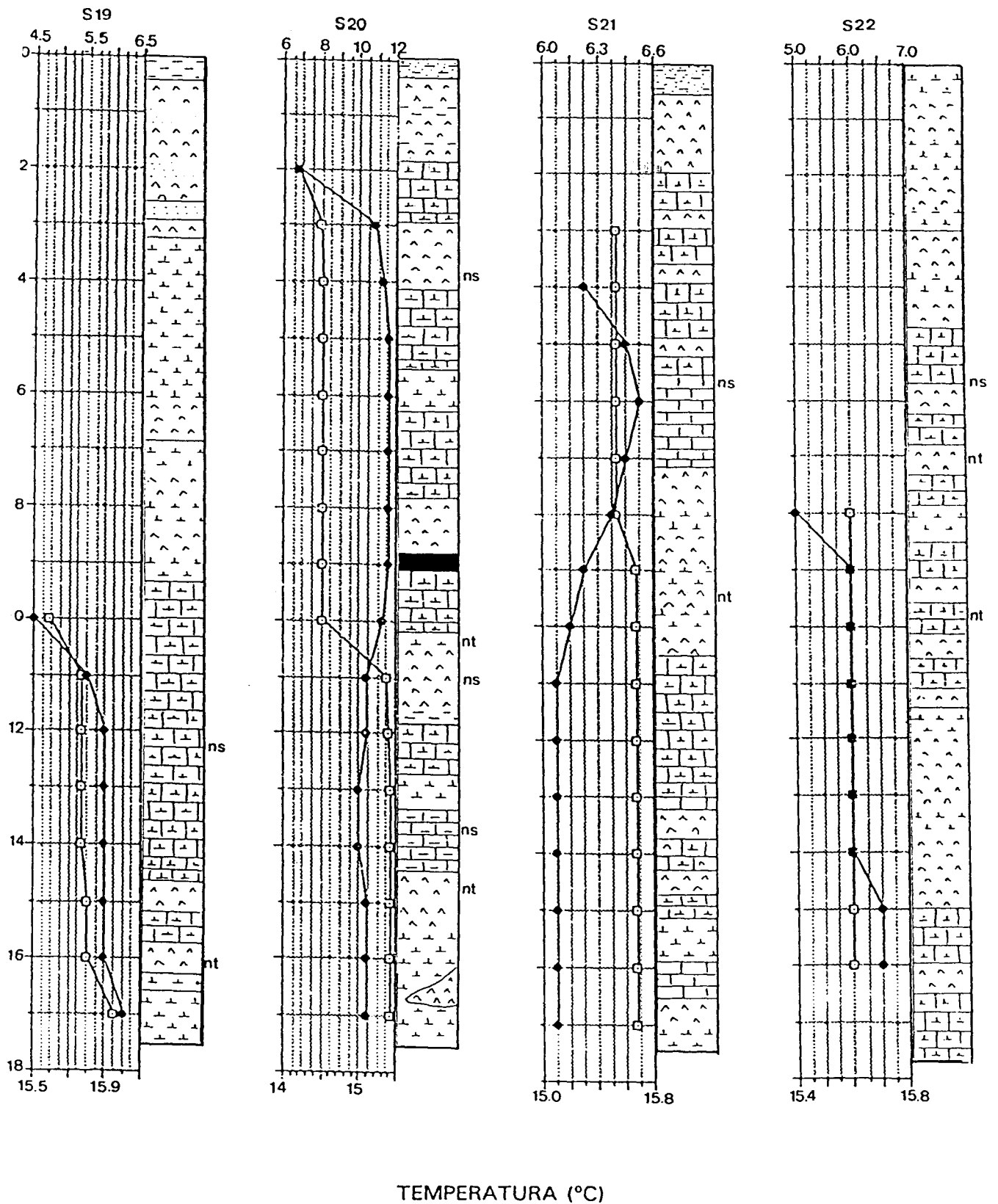


Figura 103. Perfiles de conductividad eléctrica (CE, □) y temperatura (T°, ●, muestreo 15.01.91) junto a las columnas litológicas obtenidas en los sondeos S-19, S-20, S-21 y S-22. Las notaciones ns y nt indican la posición de los niveles saturados y transmisivos, respectivamente.

CONDUCTIVIDAD ELECTRICA (dS/m a 25 °C)

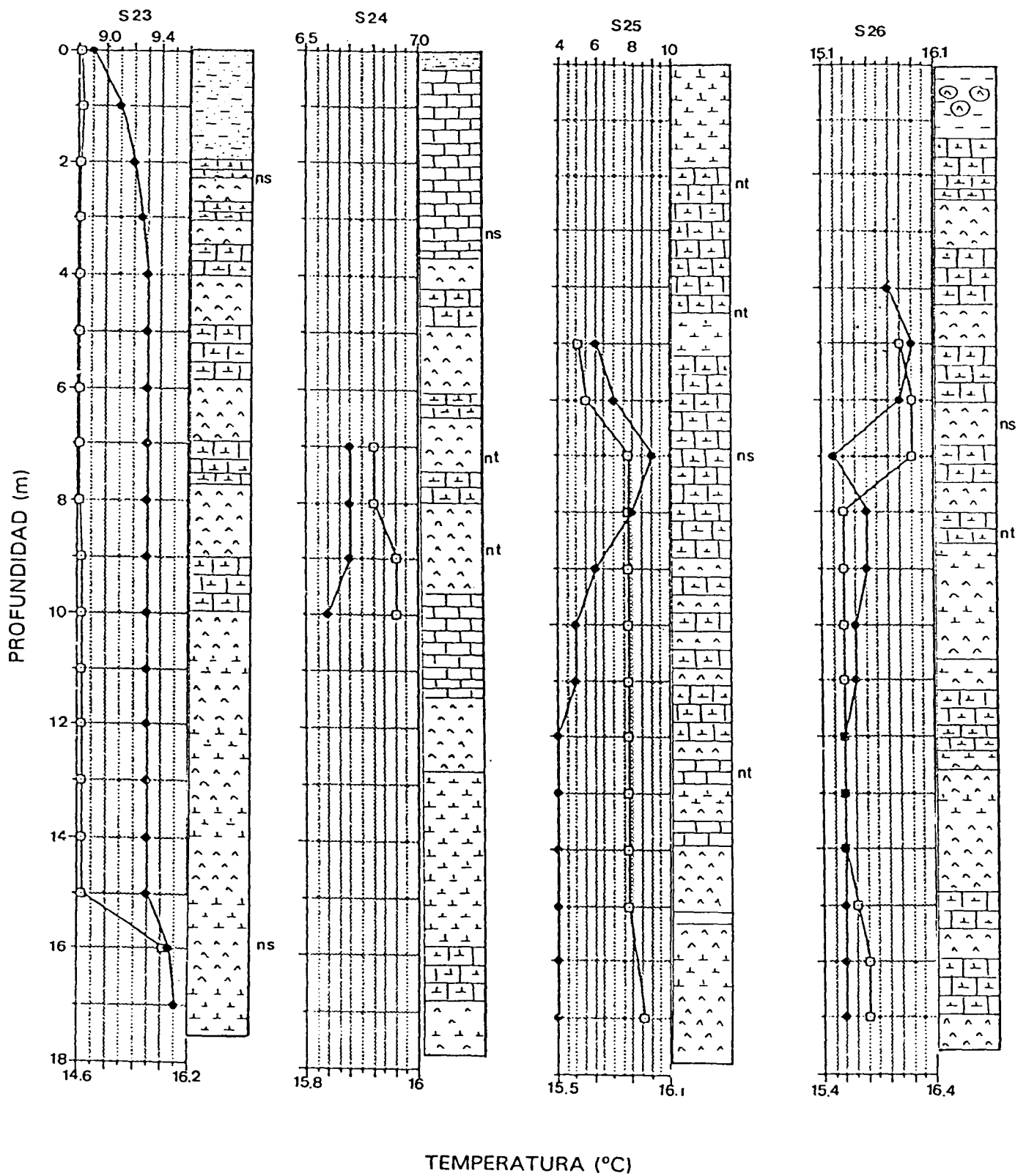


Figura 104. Perfiles de conductividad eléctrica (CE, □) y temperatura (T°, ●, muestreo 15.01.91) junto a las columnas litológicas obtenidas en los sondeos S-23, S-24, S-25 y S-26. Las notaciones ns y nt indican la posición de los niveles saturados y transmisivos, respectivamente.

En ambos sondeos los niveles saturados de mayor CE poseen también una menor temperatura de sus aguas. En S-12 la diferencia de CE de los dos niveles saturados es muy importante pese a que ambos están situados en calizas, por lo que sus diferencias deben atribuirse más al tiempo de permanencia en el terreno y a la distancia recorrida por el agua que a la litología. En S-15 no se detectaron niveles saturados en la perforación, pero se produce un cambio de CE importante y persistente en profundidad coincidiendo con uno de los niveles transmisivos (16 m, calizas margosas). En S-20 existe más de un nivel saturado de los que el situado entre 13 y 15 m (calcilutitas) coincide con el cambio de CE y con un ligero aumento de la temperatura.

(3). Perfiles en los que los cambios de CE y/o T^a no coinciden necesariamente con la presencia de niveles saturados. Los sondeos 11, 15, 17, 19 y 21 tienen este comportamiento en alguno de sus tramos.

(4). Los niveles acuíferos en calizas y calizas margosas (sondeos 13, 19, 21, 22, 24 y 26) contienen las aguas de salinidad más baja ($CE < 15$ dS/m), su temperatura es de $15-16^{\circ}\text{C}$ y los ascensos y descensos de CE son muy leves. Los niveles acuíferos de yesos o margas (sondeos 16, 17 y 23) contienen aguas de elevada salinidad (CE de 15 a 94 dS/m), los ascensos de CE son muy pronunciados y el agua está generalmente más caliente (17°C), aunque en algunos niveles yesíferos está más fría (desciende hasta 14°C).

(5). En la mayor parte de los sondeos los perfiles de CE- T^a persisten en el tiempo, tal como se deduce de los valores obtenidos en las dos fechas de muestreo del 15 de Enero y 24 de Abril de 1991 (Anexo 16).

(6). Los cambios de CE no responden exclusivamente a un control litológico. El efecto de la evaporación sólo puede tener influencia en los niveles saturados más superficiales, como en el sondeo S-16, pero debe excluirse para niveles saturados por debajo de los 5 m, máxime cuando la naturaleza de los materiales suprayacentes permite suponer un aislamiento importante de la superficie. Parece probable por tanto, que las diferencias de CE de las aguas subterráneas estén basadas en la interrelación de tres factores: la litología, el tiempo de residencia del agua en el nivel saturado y el recorrido del agua subterránea (posición del punto respecto al camino del flujo área de recarga-área de descarga).

(7). En tres de los sondeos con cambios verticales de CE, se determinó la composición química de las aguas en superficie y en profundidad, al objeto de determinar qué iones están asociados preferentemente con los cambios de CE.

La Tabla 100 presenta los análisis iónicos de estas aguas en valor absoluto y en valor relativo respecto al total de cationes y de aniones, así como algunas relaciones iónicas de interés. De esta Tabla puede concluirse: (1) las proporciones de Na y, en menor medida de Cl, aumentan con la profundidad, en tanto que las de los demás iones disminuyen (excepto el Mg en S-12, que aumenta ligeramente); (2) las relaciones Cl/SO_4 y Na/Mg son muy inferiores a la unidad en superficie, indicando que las aguas son sulfatadas-magnésicas. Dichas relaciones aumentan en profundidad, algunas de ellas (Cl/SO_4) ligeramente y otras de forma muy importante (Na/Mg en S-17), indicando su carácter de aguas sulfatadas-sódicas; (3) la relación Na/Cl es próxima a la unidad en el sondeo S-2 y en las aguas superficiales del sondeo S-8, pero es claramente diferente en el resto de las aguas analizadas, sugiriendo que la fuente de Na y Cl en estos últimos casos no es la halita.

Tabla 100. Hidroquímica : Conductividad eléctrica (CE, dS/m), pH, composición iónica (meq/L), porcentaje de cada ion respecto al total y relaciones iónicas de aguas subterráneas de tres sondeos a diferentes profundidades (P, metros).

SONDEO N°	S-12		S-17		S-18	
	1	8	1	15	1	16
CE	15.5	56.5	5.9	15.9	8.7	12.9
pH	7.3	7.1	7.7	8.7	7.3	7.6
Na (meq/L)	83.2	432.0	12.9	142.2	26.5	105.4
%	38	46	16	81	20	61
Ca (meq/L)	27.4	29.0	32.2	22.8	25.1	24.2
%	13	3	40	13	20	14
Mg (meq/L)	106.6	469.7	35.4	10.6	77.1	44.5
%	49	51	44	6	60	25
Cl (meq/L)	70.3	374.5	20.8	48.9	23.4	48.6
%	34	43	28	35	18	26
SO ₄ (meq/L)	134.2	496.9	53.2	92.1	101.6	134.6
%	65	56	71	65	79	72
HCO ₃ (meq/L)	3.2	7.0	1.2	0.7	3.5	3.3
%	1	1	1	0	3	2
Cl/SO ₄	0.5	0.7	0.4	0.5	0.2	0.4
Na/Mg	0.8	0.9	0.4	13.4	0.3	2.7
Na/Cl	1.2	1.2	0.6	2.9	1.1	2.2

En definitiva, se pone de manifiesto que existen en el sustrato geológico aguas de composiciones iónicas distintas a diferentes profundidades, que la salinidad tiende a aumentar con la profundidad y que las aguas más profundas están enriquecidas en elementos que indican tiempos de residencia en el terreno muy largos o bien largos recorridos del agua hasta el punto donde son captadas. Todo ello permite concluir que el sistema en consideración es multicapa y no siempre conectado hidrológicamente, lo que coincide con conclusiones efectuadas en otros capítulos.

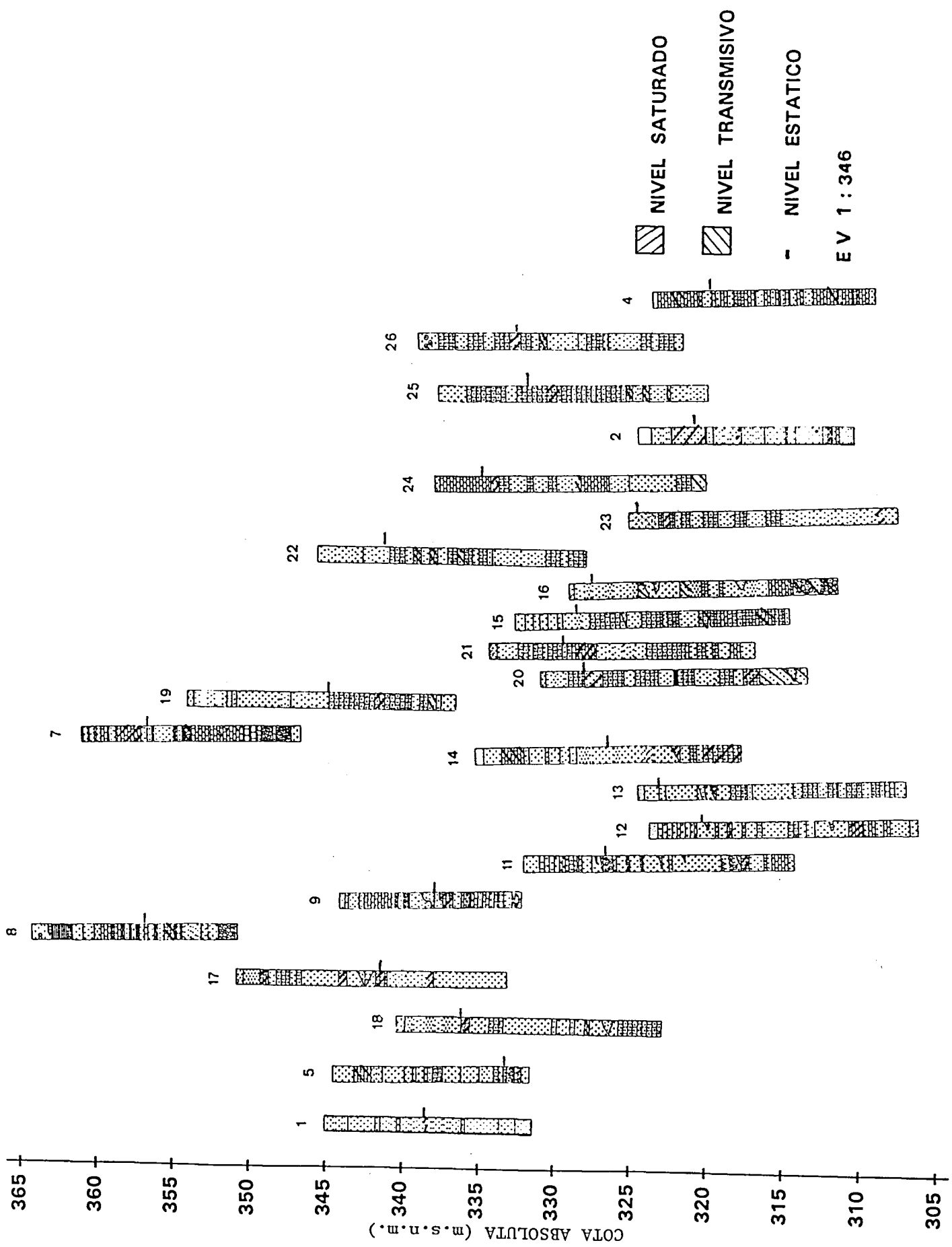
6.4.5. Correlaciones entre niveles saturados

La serie estratigráfica construida a partir de las columnas obtenidas en los sondeos va desde los 305 a los 364 m.s.n.m. (Figura 105). En dicha serie estratigráfica se localizaron numerosos niveles saturados. El establecimiento de correlaciones entre los niveles saturados es complicado, excepto en los sondeos en los que se conocen con bastante precisión las posiciones de dichos niveles.

Una aproximación a la posición de los niveles saturados en el resto de puntos de agua (pozos) consiste en considerar la cota media del agua como la cota del techo del nivel saturado y asumir que los espesores saturados están dentro del rango observado en los sondeos (entre 0.4 y 1.6 m). Podría considerarse asimismo la posibilidad de que el espesor saturado comprendiera la totalidad de la profundidad existente entre el techo del primer nivel saturado y el fondo del pozo pero, dado que en general se trata de niveles saturados intercalados dentro de materiales no saturados, no se ha considerado esta alternativa.

Utilizando por consiguiente la primera alternativa, se ha efectuado un primer intento de correlación de los niveles saturados a partir de las cotas de muro y techo (nivel estático) del nivel saturado que se resumen en las Tablas 101 y 102. A partir de estas Tablas se ha confeccionado la Figura 106, en la que se representan los puntos de agua con las cotas de sus respectivos niveles estáticos. Las líneas representadas en esta Figura enmarcan en cada caso la superficie para la que existe un nivel saturado a una cota igual o inferior a la cota indicada en cada línea. Las líneas han sido trazadas considerando tanto la cota del techo como las cotas del muro máximas y mínimas. En la Figura 107 se han representado cada punto de agua con la notación correspondiente a la tipología geoquímica obtenida en los diagramas de Schoeller-Berkaloff (Figura 93) con objeto de apoyar en su caso las correlaciones entre niveles saturados a través de la caracterización geoquímica de sus aguas.

En algunos casos la notación de cota del techo del nivel saturado afecta a un sólo punto y por lo tanto debemos deducir que se trata de niveles aislados y de pequeña superficie. La posición topográfica y geomorfológica de la mayor parte de estos puntos (P-136, P-145, P-147, P-137, P-16, P-131, P-122, P-58, P-118 y P-13) indica que se trata de niveles saturados desarrollados en los rellenos cuaternarios de las vales a favor de las diferencias de permeabilidad entre los materiales cuaternarios y los materiales miocenos subyacentes (menos permeables). La geometría de estos niveles saturados reproduce la del relleno cuaternario y el nivel estático se sitúa próximo (< 5 m) a la superficie. En otros casos, la extensión de un nivel saturado puede ser mayor, como es el caso del situado a cota 281-283 en las inmediaciones de Candasnos.



El más profundo de los niveles saturados atravesado en las perforaciones está situado entre las cotas 309.5 y 310.3 m.s.n.m. (Tabla 102) y se localizó en los sondeos S-12 y S-23. Ambos sondeos están situados en el fondo de dos depresiones muy próximas entre sí (Hoyo Benamud y Hoyo Agustín, al SE de Bujaraloz) y podría pensarse inicialmente que se trata de un nivel saturado cuya extensión incluiría al menos a ambos puntos. Ello supondría asimismo que cualquier punto intermedio entre ambos puntos atravesaría dicho nivel saturado con una mínima variación de cota. Por otro lado, las aguas de los sondeos S-12 y S-23 poseen las mismas características geoquímicas (Figura 108), aunque éste último presenta una concentración mayor, probablemente debido a la influencia de la evapoconcentración en S-23, cuyo nivel es muy superficial (1.63 m bajo la superficie del suelo).

Dentro del área hipotética en la que existiría el nivel saturado (309.5-310.3 m.s.n.m.), sólo el punto S-13 profundiza por debajo de esta cota (Figura 106) y no sólo no se atravesó el nivel saturado previsto sino que, geoquímicamente, las aguas subterráneas de este punto son muy diferentes a las de los otros dos puntos anteriores, ya que (1) la CE es inferior a 10 dS/m en S-13 frente a los 59 dS/m del punto S-12 y los 97.6 dS/m del S-23, y (2) en el diagrama de Piper (figura 108) los puntos S-12 y S-23 están relativamente alejados del S-13, aspecto confirmado con los diagramas de Schoeller-Berkaloff (Figura 93) en los que los puntos S-12 y S-23 pertenecen al tipo C, mientras que el S-13 corresponde al tipo D. La proximidad de los sondeos 12 y 13 parece indicar que el citado nivel saturado tiene una extensión menor que la distancia entre ambos puntos. Debido a que este nivel saturado se encuentra en el límite inferior de la profundidad investigada, podría pensarse que la falta de correlación entre los niveles saturados en S-12 y S-13 tuviera una causa tectónica que hubiera provocado un hundimiento de dicho nivel saturado en S-13. Sin embargo, la observación de las columnas litológicas de ambos sondeos (Figura 101) permite observar que el nivel calcáreo que en S-12 constituye el nivel saturado y que aporta aguas de elevada CE, está presente también en S-13, sin que en este sondeo sea un nivel saturado.

Ascendiendo en la columna estratigráfica, aparecen niveles saturados entre las cotas 315.6-320.4 m.s.n.m. en varios sondeos (11, 12, 13, 16 y 20) y un nivel transmisivo en S-15 (Tabla 102). La CE de las aguas en estos puntos oscila entre 10 y 20 dS/m, en función de la litología que constituye el nivel saturado (yesos, calizas y calizas margosas). La T° es siempre de alrededor de 15°C. Otros sondeos como S-2, S-21, S-23, S-25 y S-26 no presentan nivel saturado a dichas cotas por lo que, tal como ocurría con el nivel saturado subyacente, la continuidad lateral y extensión del nivel de saturación es reducida. Dentro del área en el que el nivel saturado está situado a las citadas cotas, existen cambios espaciales de litología (Figuras 105) que sin duda van asociados a variaciones de permeabilidad y transmisividad. En el diagrama de Piper (Figura 108) se observa que los sondeos 11, 12, 13, 15 y 16 presentan características aniónicas similares aunque, desde el punto de vista catiónico, el S-13 difiere claramente del resto de sondeos y es el único en el que las aguas están subsaturadas en aragonito y magnesita (Tabla 94).

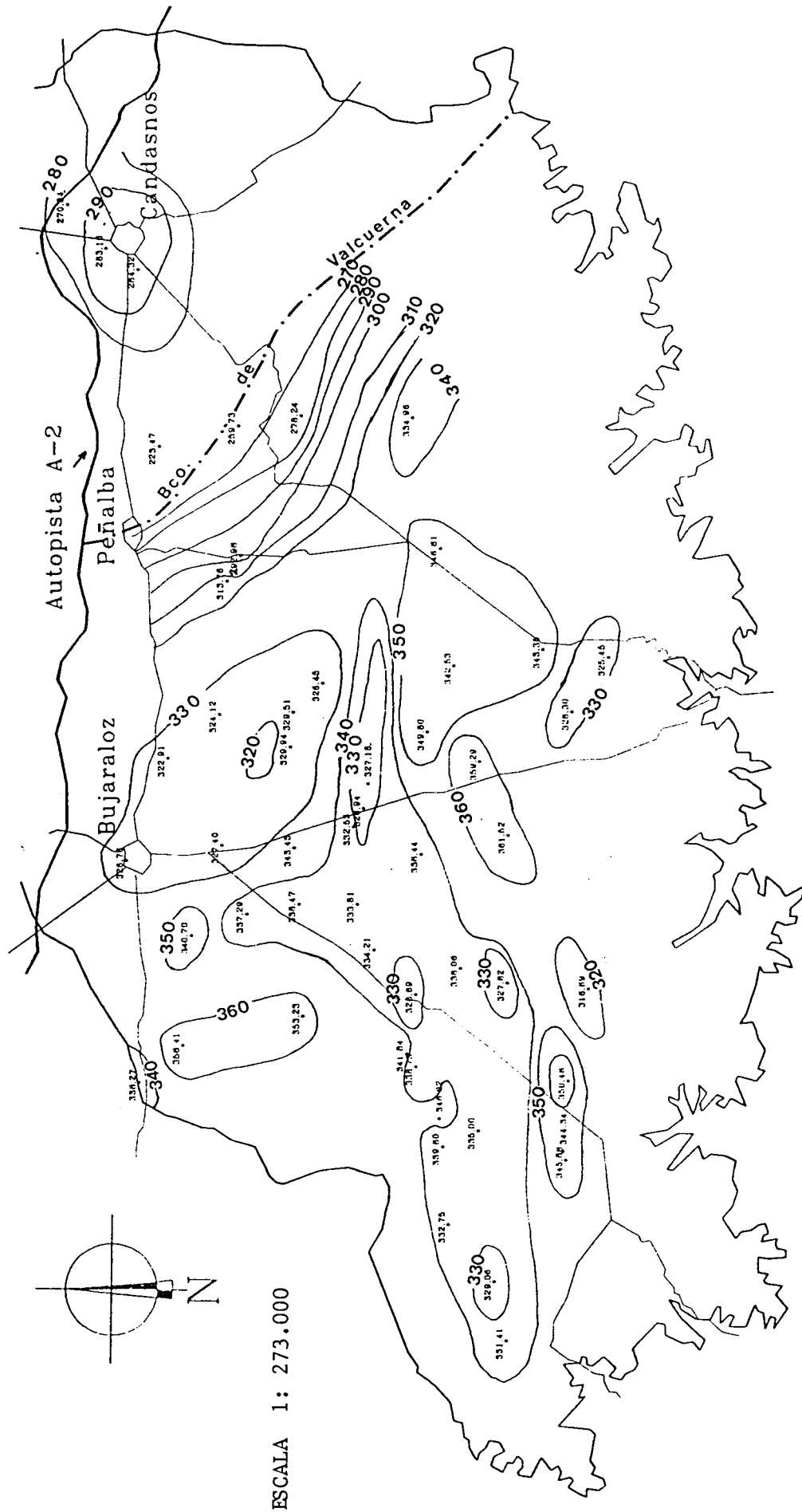


Figura 106. Correlación entre niveles saturados: cotas del techo del nivel saturado en cada punto de agua. Las líneas delimitan superficies para las que existe un nivel saturado a una cota igual o inferior a la cota indicada en cada línea.

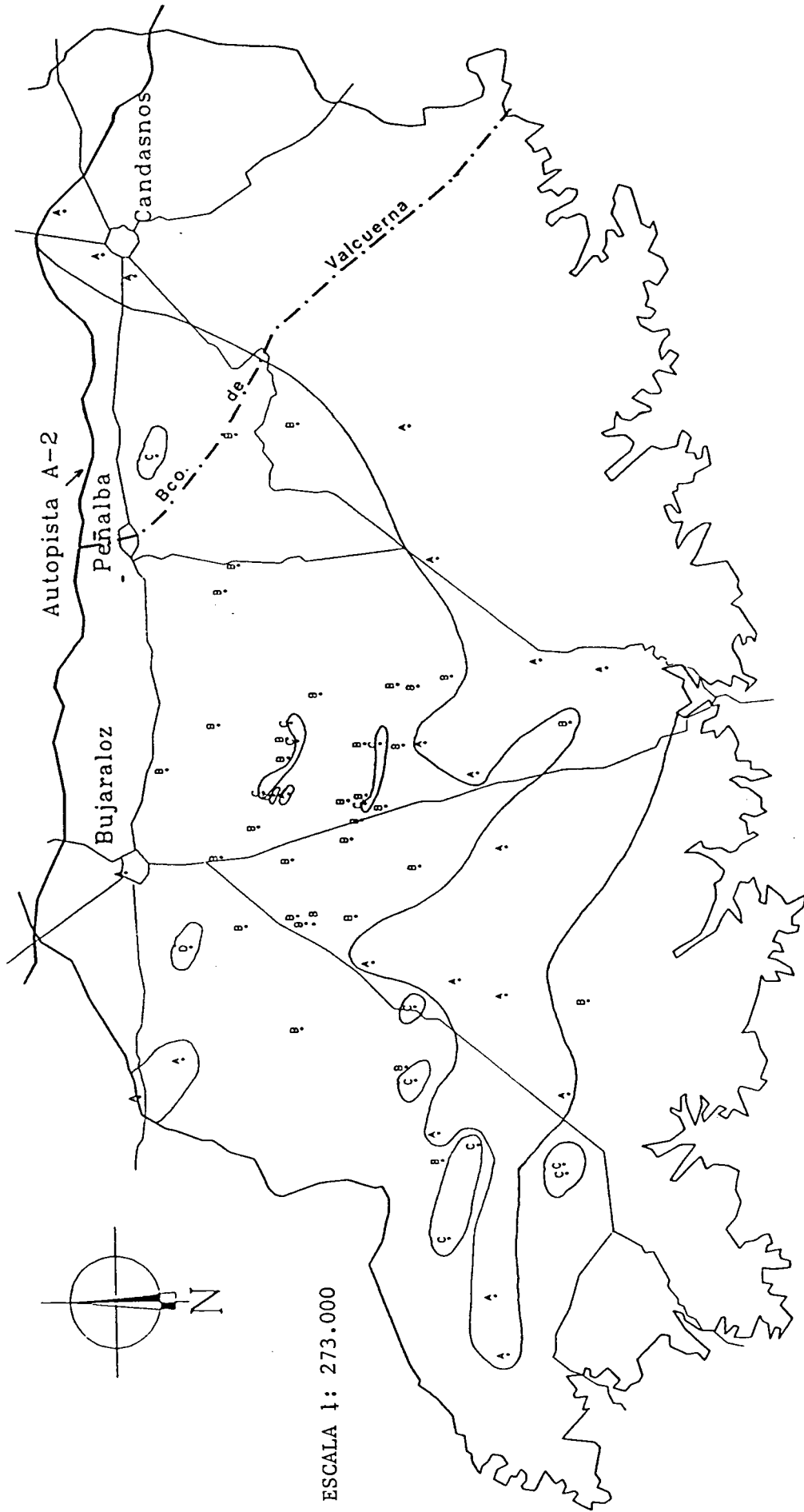


Figura 107. Distribución espacial de los tipos geoquímicos obtenidos a partir de diagramas de evolución temporal de Schoeller-Berkaloff.

Tabla 101. Correlación entre niveles saturados en pozos : cotas (m.s.n.m.) estimadas del techo y muro de los niveles saturados considerando espesores saturados mínimo (0.4 m) y máximo (1.6 m).

PUNTO	COTA TECHO m.s.n.m.	COTA MURO mínimo m.s.n.m.	COTA MURO máximo
12	338.27	337.87	336.67
13	356.41	356.40	354.81
14	327.40	327.00	325.80
16	292.98	292.58	291.38
17	337.29	336.89	335.69
21	343.45	343.05	341.85
22	329.51	329.11	327.91
24	353.23	352.83	351.63
28	333.81	333.41	332.21
29	326.94	326.54	325.34
30	327.18	326.78	325.58
32	334.21	333.81	332.61
35	341.84	341.44	340.24
37	338.75	338.35	337.15
38	334.96	334.56	333.36
41	326.69	326.29	325.09
42	338.06	337.66	336.46
43	342.62	342.22	341.02
45	332.75	332.35	331.15
46	342.53	342.13	341.93
49	327.82	327.42	326.22
50	331.41	331.01	329.81
53	344.34	343.94	342.74

Tabla 101. (continuación). Correlación entre niveles saturados en pozos : cotas (m.s.n.m.) estimadas del techo y muro de los niveles saturados considerando espesores saturados mínimo (0.4 m) y máximo (1.6 m).

PUNTO	COTA TECHO	COTA MURO mínimo	COTA MURO Máximo
54	345.88	345.48	344.28
56	350.48	350.08	348.88
58	316.69	316.29	315.09
60	332.53	332.13	330.93
61	349.80	349.40	348.20
62	343.35	342.95	341.75
63	329.94	329.54	329.34
115	329.06	328.66	327.46
116	335.00	334.60	333.40
117	339.80	339.40	338.20
118	346.81	346.41	345.21
119	325.45	325.05	323.85
120	326.30	325.90	324.70
121	326.45	326.05	324.85
122	313.78	313.38	312.18
123	322.91	322.51	321.31
131	298.51	298.11	296.91
132	283.16	282.76	281.56
134	326.76	326.36	325.16
136	223.47	223.07	221.87
137	278.24	277.84	276.64
145	265.44	265.04	263.84
147	270.84	270.44	269.24

Tabla 102. Correlación entre niveles saturados: cotas (m.s.n.m.) de techo y muro de los niveles saturados identificados en los sondeos.

PUNTO	COTA TECHO	COTA MURO
S-1	340.59	340.19
S-2	322.96	321.46
S-3*	259.73	259.33m 257.93M
S-5	338.42 333.57	338.12 333.17
S-7	359.60	359.10
S-8	358.50	358.20
S-9	332.30	331.70
S-10	283.10	281.70
S-11	326.10 316.10	325.90 315.00
S-12	317.90 309.50	317.70 308.30
S-13	319.60	318.55
S-14	326.20 323.90	326.00 322.40
S-15*	329.53	329.13m 327.93M
S-16	328.10 317.20	327.60 316.60
S-17	349.60 341.04 340.00 338.20	349.20 340.54 339.07 338.00
S-18	335.20	334.70
S-19	340.10	338.60
S-20	327.00 319.40 317.40	326.55 317.80 315.40
S-21	329.50	327.90
S-22	338.70	338.30
S-23	323.80 310.30	323.60 309.05
S-24	334.50	334.30
S-25	329.28	328.78
S-26	331.82	330.91

* No se han identificado niveles saturados en la perforación. Cota asignada para el techo del nivel saturado la del nivel estático y cota para el muro mínima (espesor saturado = 0.40 m) y máxima (espesor saturado = 1.60 m).

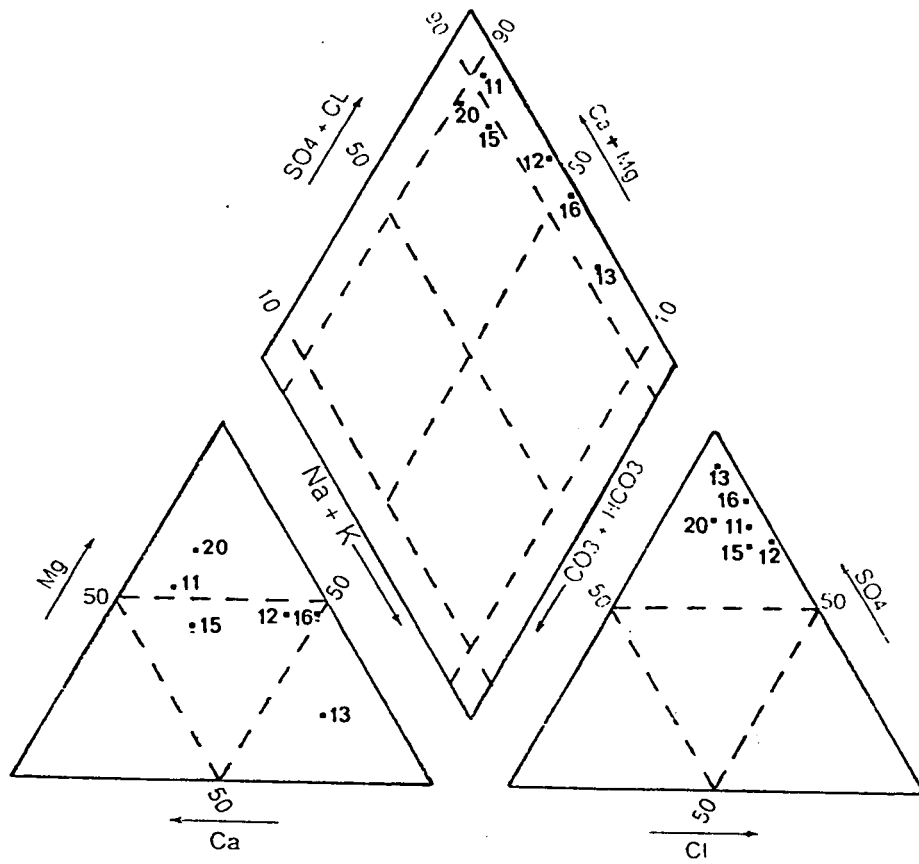
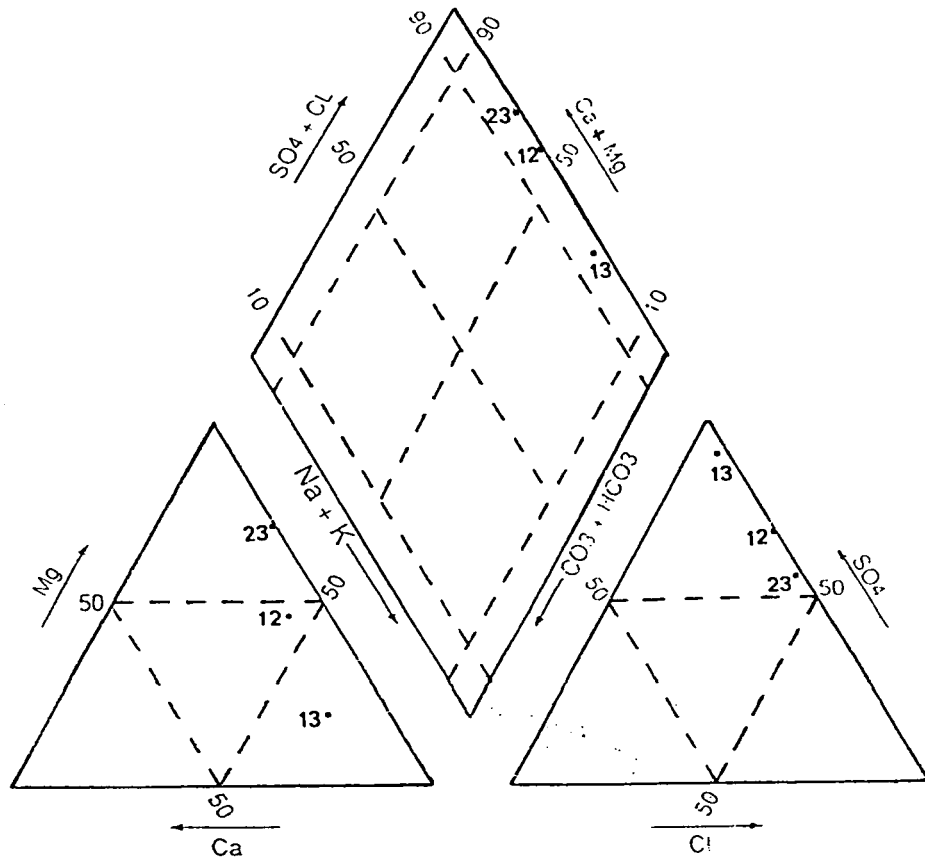
Entre las cotas 323-324.5 m.s.n.m. se atravesó un nuevo nivel saturado en los sondeos 14, 16 y 23. En S-14 y S-16 la CE es del orden de 10 dS/m mientras que en S-23 es mayor de 80 dS/m por efecto de la evapoconcentración, ya que el nivel alcanza el relleno de fondo de una depresión salina y está situado a 2 m de la superficie. En ningún otro sondeo se ha atravesado un nivel saturado a esta misma cota, aunque los pozos 41, 119, 120, y 121 también presentan nivel saturado a dicha cota (Tabla 101). La posibilidad de que se trate del mismo nivel sólo parece factible en el caso de los citados sondeos y el P-121, ya que un nivel saturado cuya extensión abarcara a todos los puntos anteriores se habría detectado en los sondeos intermedios. Por ello, puede deducirse que, a pesar de situarse en la misma cota, los niveles atravesados por P-41 por una parte y por P-119 y P-120 por otra, son independientes tanto entre sí como del nivel situado en el Hoyo Benamud. Geoquímicamente, los puntos que captan aguas de un nivel saturado situado a esas cotas presentan una gran heterogeneidad (Figura 109) y difícilmente puede atribuirse un origen común a todas ellas, máxime cuando algunas son mezcla de aguas procedentes de varios niveles saturados.

A cota 325-327 m.s.n.m. se atravesó un nuevo nivel saturado en los puntos P-14, P-134, S-11, P-49 y S-6 (Tablas 101 y 102). Los tres primeros atraviesan con toda probabilidad el mismo nivel, pero éste es independiente del atravesado en P-49 y S-6 (Figura 106) ya que en la zona intermedia no se ha atravesado este nivel y parece evidente que el nivel de P-49 y S-6 corresponde a un relleno cuaternario exclusivamente. Geoquímicamente, las diferencias en los tres primeros puntos pueden atribuirse a diferencias en el tiempo de residencia en el terreno y en el sentido del flujo definido por el mapa de isopiezas. Así, P-134 presenta aguas del tipo A (menos mineralizadas) y, en la dirección de flujo, se van mineralizando hacia aguas del tipo B (Figura 93 y Figura 109). Las aguas de los puntos P-49 y S-6 corresponden a un mismo nivel saturado, independiente del atravesado en los otros tres puntos, y geoquímicamente corresponden al tipo A.

Entre las cotas 327 y 327.97 se atravesó un nivel saturado en los puntos S-12, P-14 y S-20 (Tablas 101 y 102), de litologías calizo-margosa y yesos. Las aguas de este nivel saturado poseen una CE menor de 10 dS/m. Como ocurrió en los niveles saturados subyacentes, tampoco se ha confirmado en los puntos cercanos la continuidad lateral de este nivel. Es muy probable la relación de este nivel con el atravesado en los puntos P-22, P-29, P-30 y P-63, aunque parece indudable su independencia del nivel que aporta agua al punto P-115 por las causas enunciadas con anterioridad para otros niveles saturados. En el diagrama de Piper (Figura 110) se observa una cierta agrupación y están ligeramente separados de S-12 como consecuencia de la mezcla de aguas procedentes de varios niveles saturados.

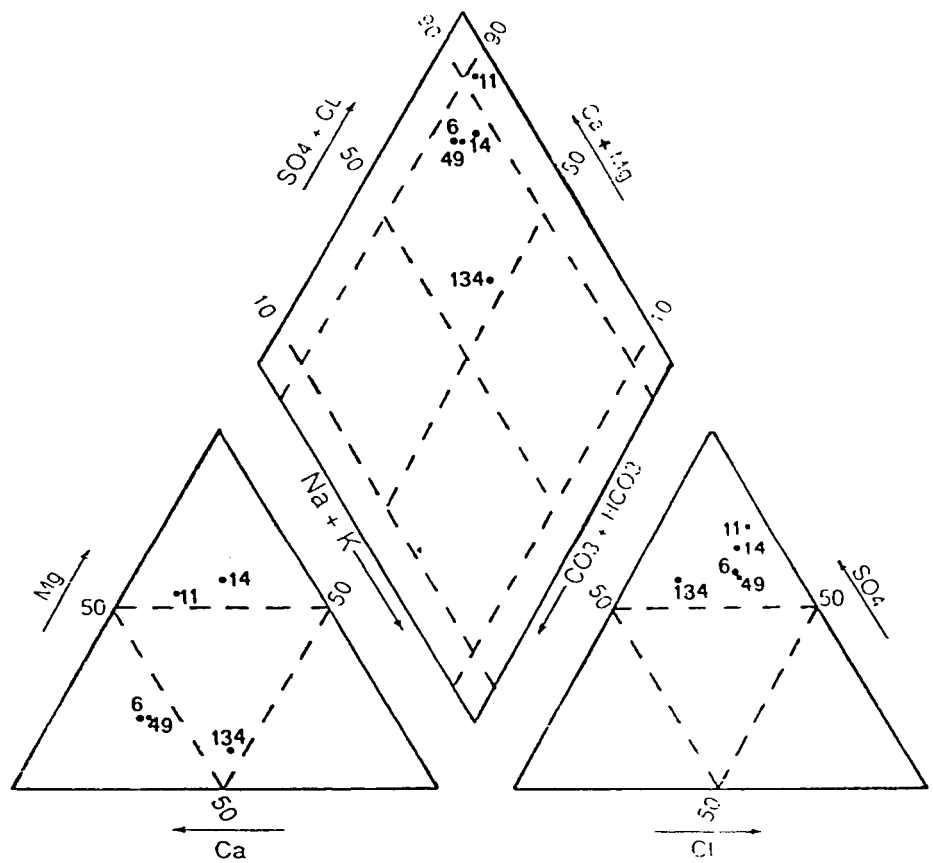
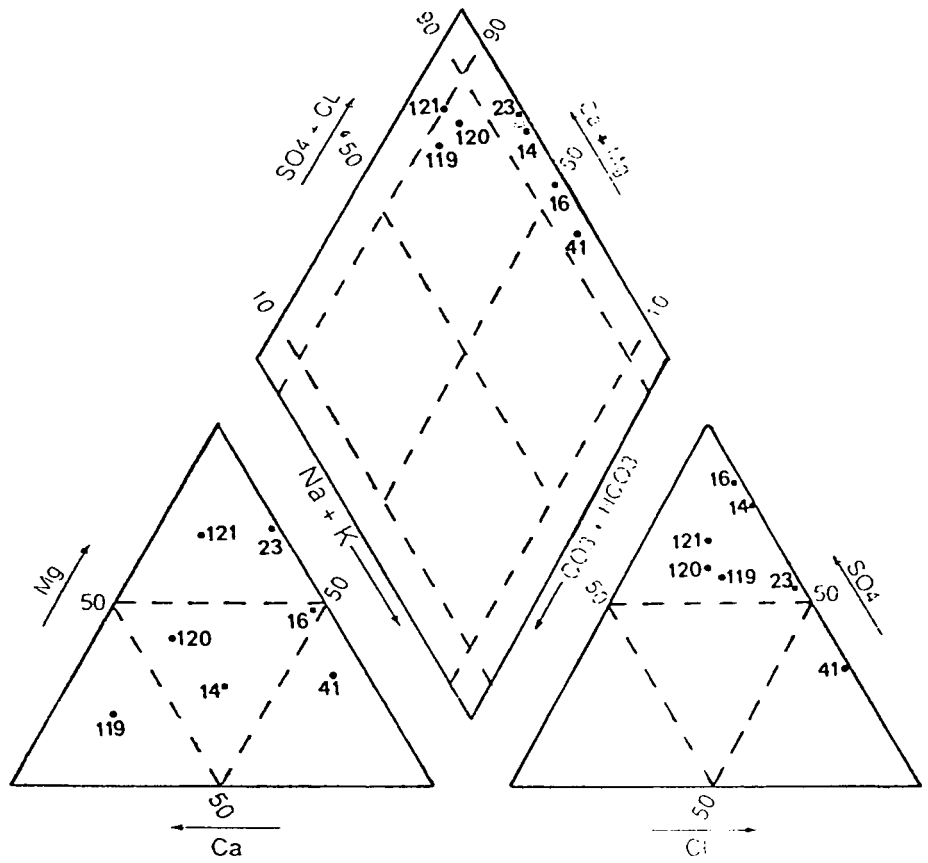
A los 328 m se atravesó un sólo nivel saturado en yesos en el punto S-16, con una CE de 14 dS/m. S-16 posee además otro nivel saturado y tres niveles transmisivos con posibilidad de aportar agua, por lo que no es posible caracterizar geoquímicamente las aguas del nivel saturado situado a esta cota. La temperatura de las aguas es de 13°C y representa una anomalía respecto al resto de las aguas subterráneas, cuya temperatura ha oscilado entre 15 y 16°C. Se trata de un nivel saturado en yesos (karstificado) a tan sólo 2.36 m de la superficie, por lo que una recarga reciente de agua de lluvia puede explicar una temperatura más fría de sus aguas o bien estar más afectado por la temperatura exterior.

Entre 329 y 330 m aparece un nivel saturado atravesado por los sondeos 21, 24, 25 y 26 (Tabla 101). La CE oscila entre 6 dS/m (calizas) y 16 dS/m (margas) y la temperatura es de 15-16°C. Geoquímicamente no existen grandes diferencias entre las aguas de estos puntos y ninguno de ellos atraviesa más de un nivel saturado, por lo que puede decirse que las aguas del nivel saturado situado a esta cota corresponden al tipo B (Figuras 96 y 110) y son aguas sulfatado-magnésicas saturadas en todos los minerales, excepto epsomita y halita (Tabla 93).



Figuras 108a y 108b.

Diagrama de Piper de los puntos de agua con nivel saturado a cotas (a) 309-310 m.s.n.m. y (b) 315-320 m.s.n.m.



Figuras 109a y 109b.

Diagrama de Piper de los puntos de agua con nivel saturado a cotas (a) 323-324.5 m.s.n.m. y (b) 325-327 m.s.n.m.

Entre 330 y 332 m.s.n.m. existe un nivel saturado en los puntos P-45, P-50, P-60, S-5 y S-9 (Tablas 101 y 102). Los dos primeros puntos pueden atravesar un mismo nivel saturado, ya que están espacialmente muy próximos (Figura 106) y éste sería independiente del atravesado por los tres últimos puntos, ya que la distancia entre dichos puntos exigiría que este nivel hubiera sido atravesado en los puntos intermedios, lo que no es el caso. La situación en el diagrama de Piper (Figura 111) no indica un origen común para las aguas de estos cinco puntos, al igual que los índices de saturación mineral (Tabla 94). Las aguas de los puntos P-45 y P-50 pueden pertenecer a un mismo nivel saturado, aunque geoquímicamente existen diferencias entre ellas. Los tres puntos restantes presentan aguas de tipo B (Figura 107) y los valores de IS de los diferentes minerales son muy similares (Tabla 93).

Un nivel que englobara a los puntos P-28, P-32 y S-26, situado a cota 332-334 m.s.n.m., debería ser atravesado asimismo por los puntos S-9, S-7, P-61, y P-46. En el punto S-9 fue atravesado, pero en el resto de los casos la falta de profundidad impide confirmar la continuidad lateral de este nivel. Geoquímicamente, estos puntos, excepto el P-28, se presentan agrupados en el diagrama de Piper (Figura 111).

Entre 334.5 y 336.25 m.s.n.m. los sondeos 17, 18 y 24 (Tabla 102) comparten un nivel saturado, aunque con distintas litologías. Las aguas subterráneas se encuentran diferenciadas geoquímicamente en función de la litología ($CE_{\text{calizas}} < CE_{\text{calizas margosas}} < CE_{\text{yesos}}$). La temperatura es de 15°C. Los pozos P-38 y P-116 presentan asimismo un nivel saturado a esta cota, aunque, si se observa la Figura 106, se deduce que se trata de tres niveles independientes. Geoquímicamente, las aguas de los sondeos son muy similares (Figura 112).

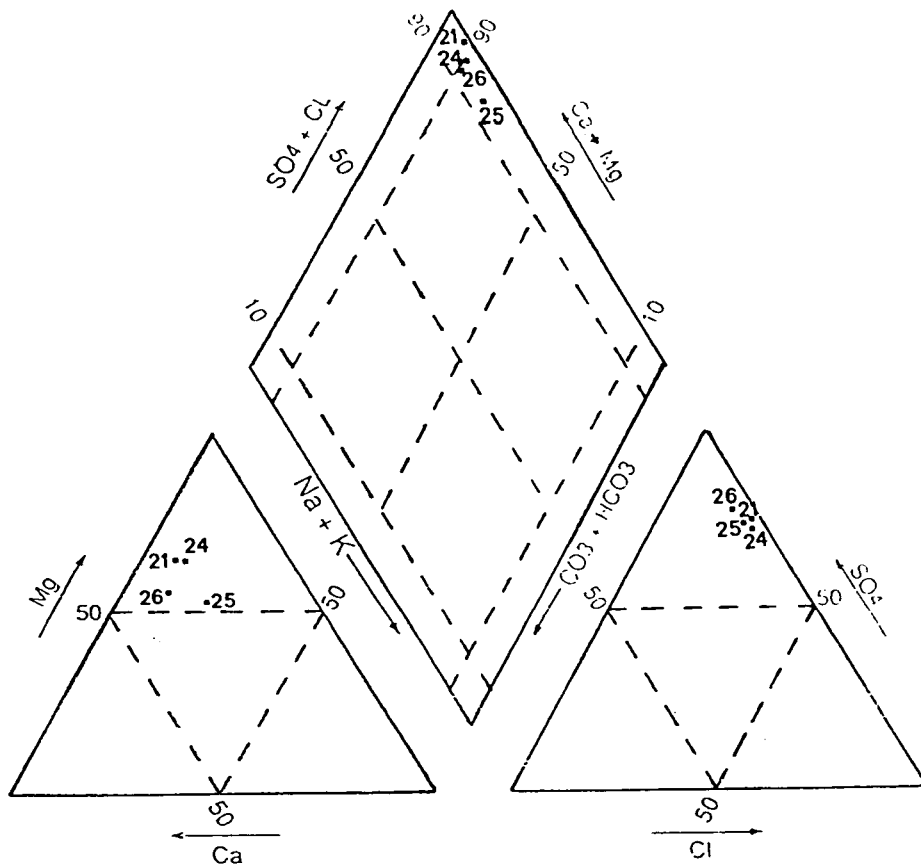
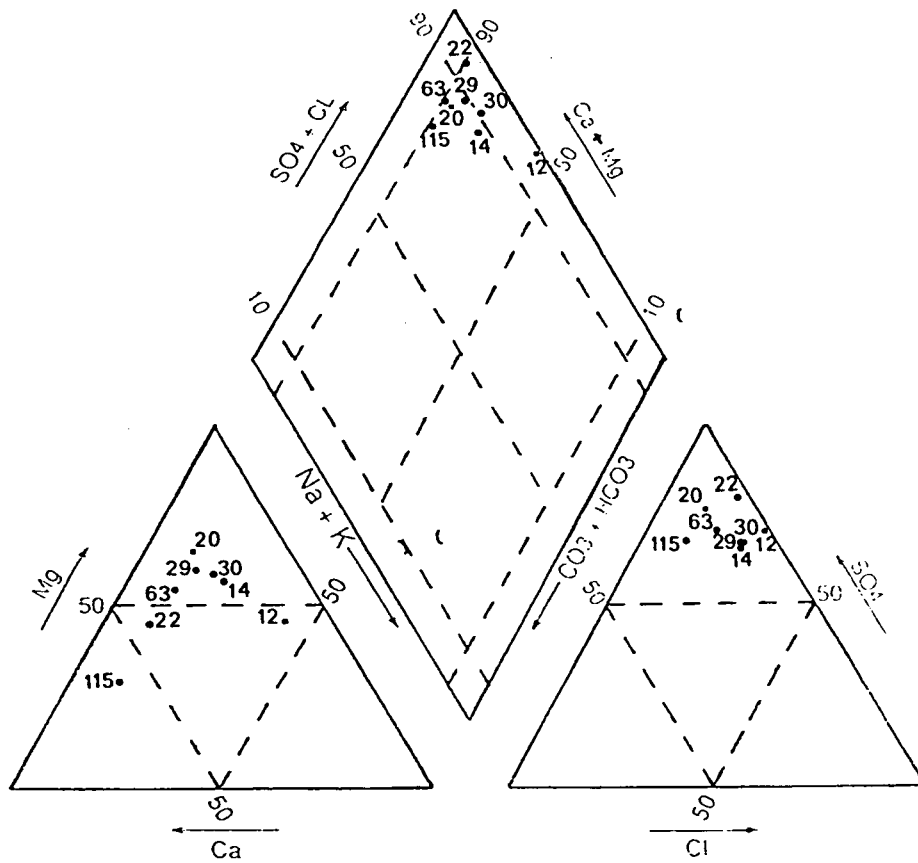
Entre 336 y 338 m.s.n.m. los puntos P-12, P-37 y P-42 presentan saturación, pero no existe relación a través de un mismo nivel, tal como indica su situación espacial y sus características geoquímicas (Figuras 107 y 112).

Entre 338 y 339 m.s.n.m. aparece un nivel saturado que sólo es atravesado en S-17 y S-21. En la Figura 113 se sitúan muy próximos pero sólo las características de S-21 corresponden a las aguas de este nivel saturado, ya que S-17 atraviesa tres niveles saturados más. La CE es de 12 dS/m.

Otro nivel saturado aparece entre los 340 y 341 m.s.n.m. atravesado por S-17 y S-19. Como en el caso anterior sólo las aguas de S-19 sirven para caracterizar geoquímicamente (aguas sulfato-magnésicas) el nivel saturado (Figuras 107 y 113).

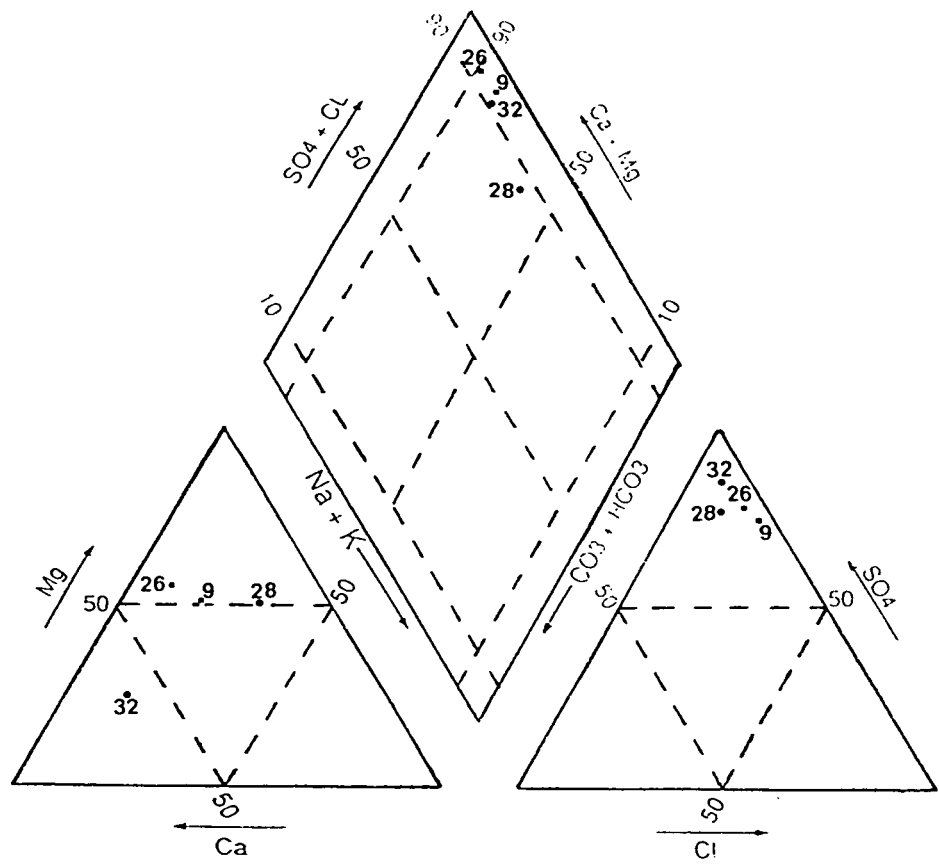
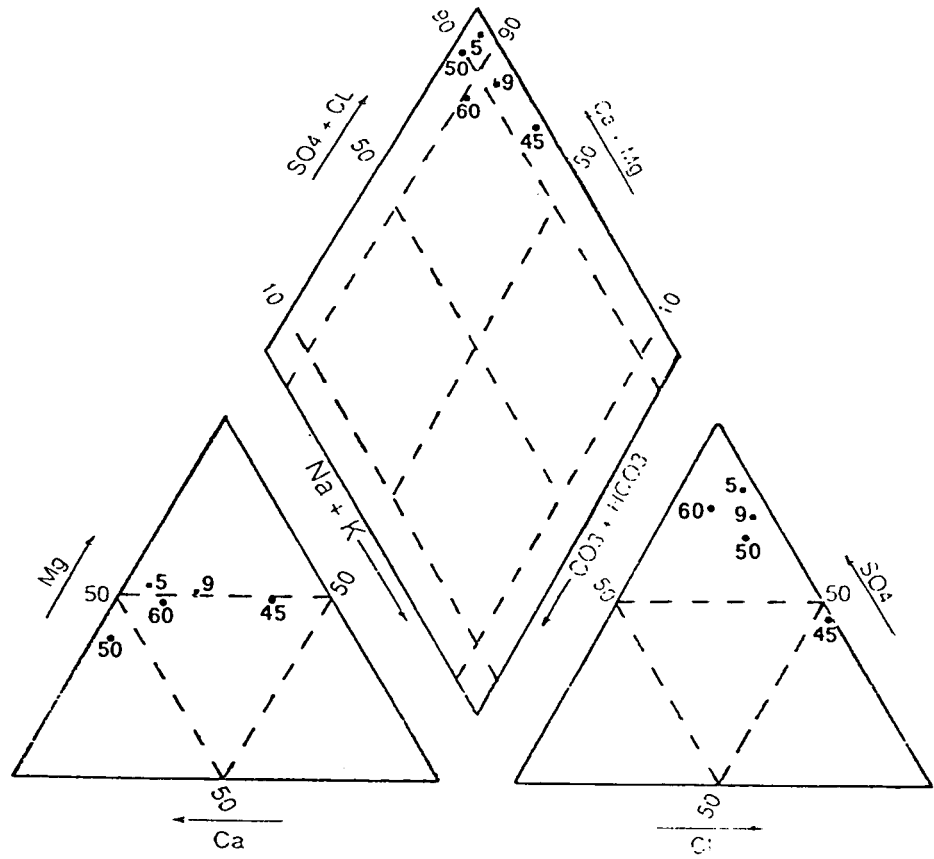
A cotas 340-342 m.s.n.m., los puntos P-21, P-35, P-43, P-46 y P-62 presentan niveles saturados. En este caso no se trata de un nivel saturado común sino de tres niveles independientes: (1) P-21, (2) P-35 y P-43, y (3) P-46 y P-62, pues en caso contrario la distancia entre los puntos exigiría haber sido atravesado en los puntos intermedios. En ausencia de puntos intermedios, para puntos próximos y con características geoquímicas similares, se asume que captan aguas de un mismo nivel saturado. En la Figura 114 puede apreciarse la gran dispersión aniónica y catiónica de las aguas correspondientes a estos puntos de agua.

Entre las cotas 344 y 356 m.s.n.m. existen otros tres niveles saturados (Figura 106), ninguno de los cuales permite correlacionar dos puntos de agua. Finalmente, los puntos S-7 y S-8 atraviesan un nivel saturado común a cotas 358-360 m.s.n.m., y sus características geoquímicas (Figura 114) indican una dirección de flujo hacia S-7 que se ve apoyada por la piezometría (Figura 89).



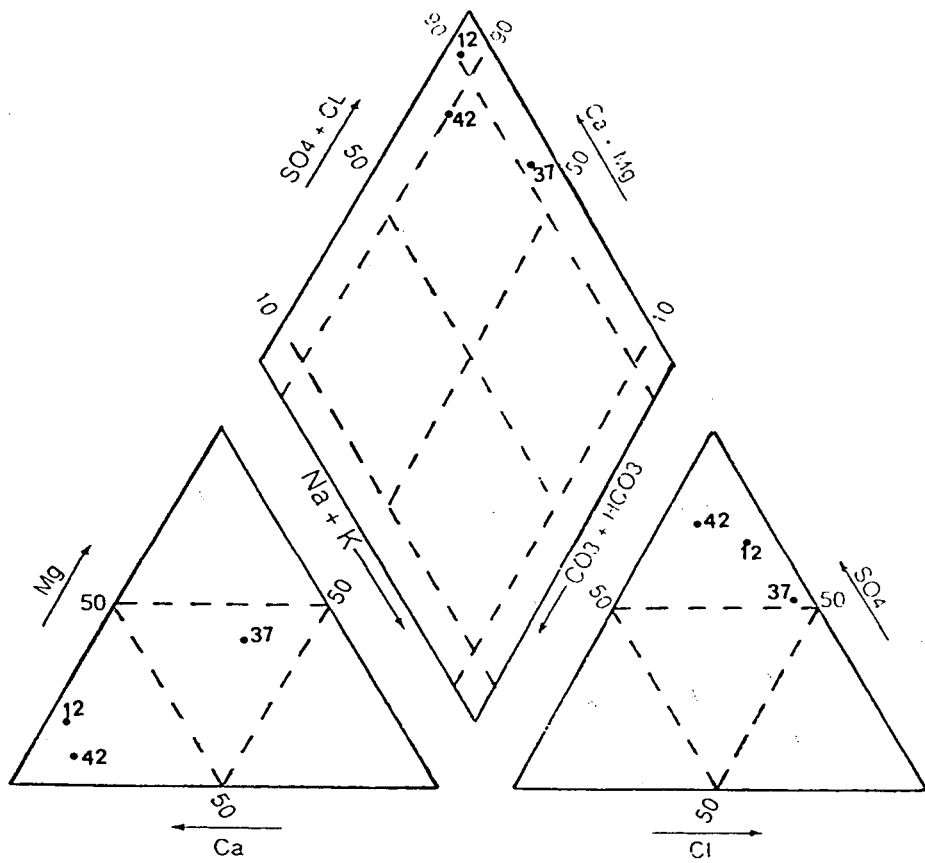
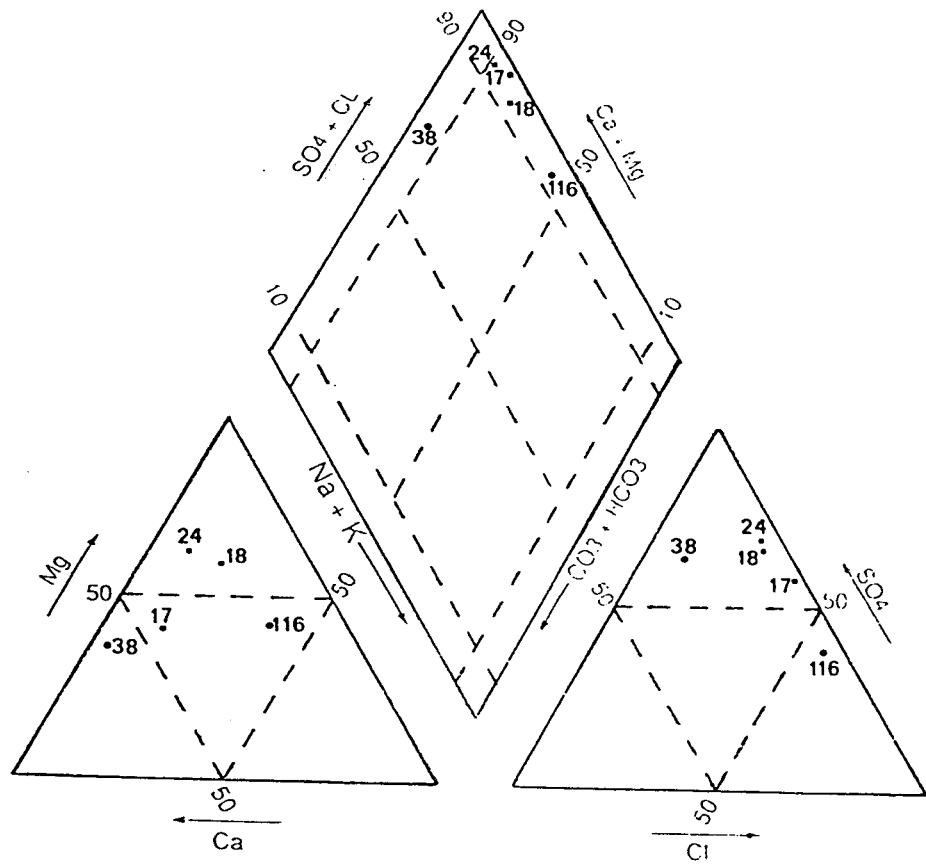
Figuras 110a y 110b.

Diagrama de Piper de los puntos de agua con nivel saturado a cotas (a) 327-328 m.s.n.m. y (b) 329-330 m.s.n.m.



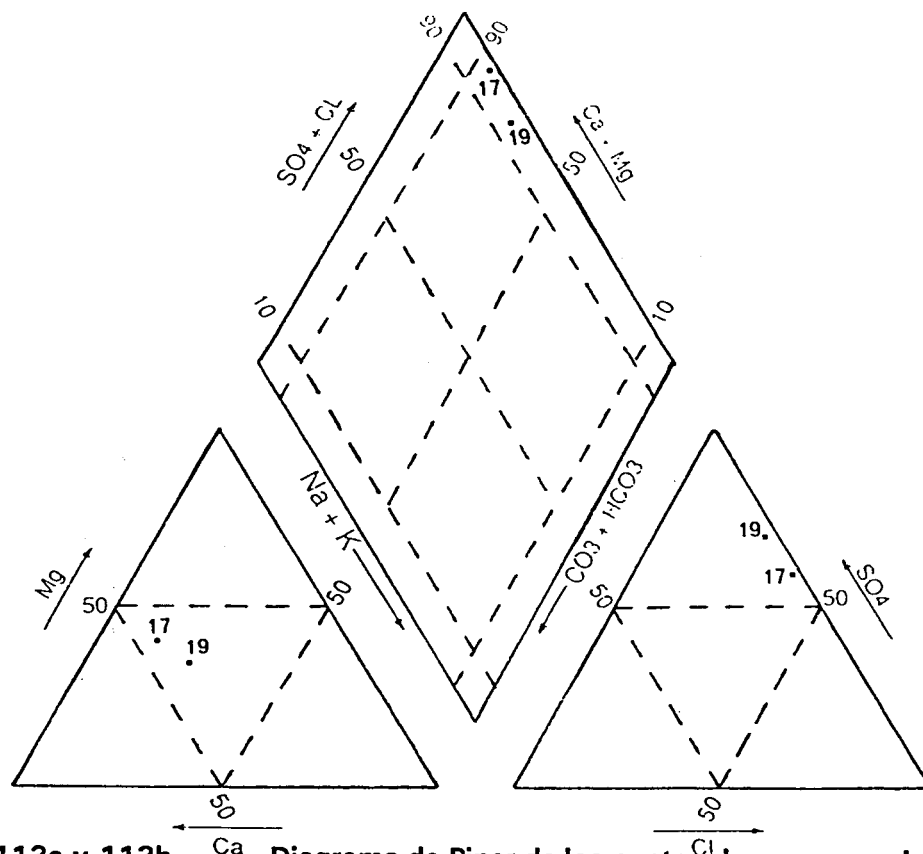
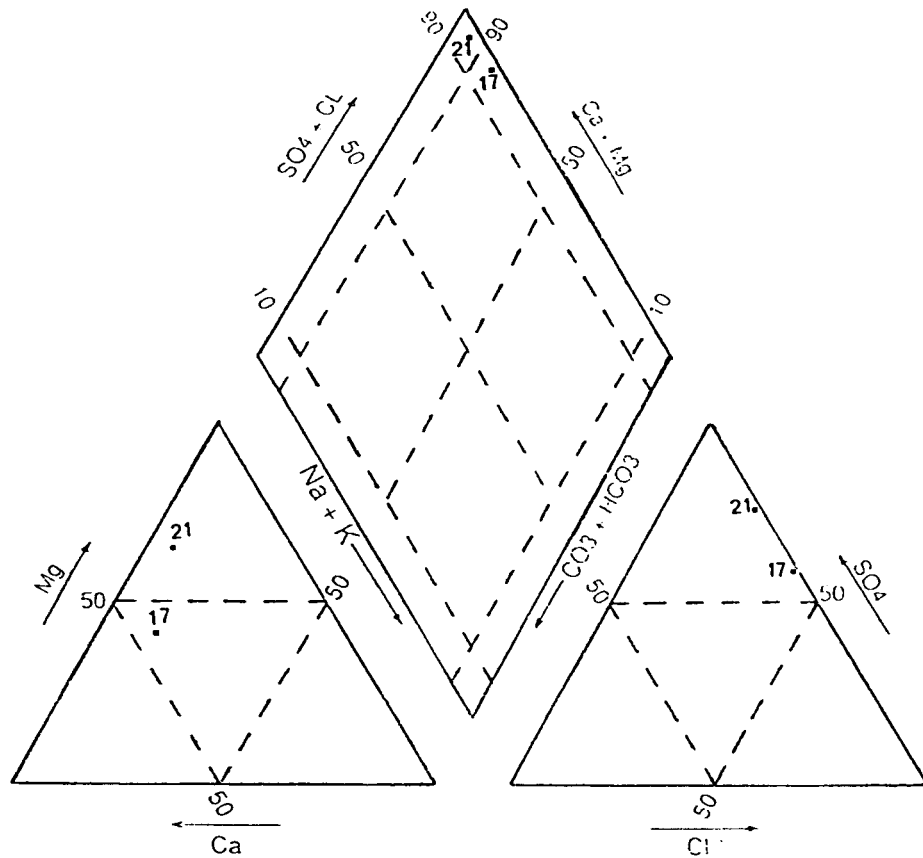
Figuras 111a y 111b.

Diagrama de Piper de los puntos de agua con nivel saturado a cotas (a) 330-332 m.s.n.m. y (b) 332-334 m.s.n.m.

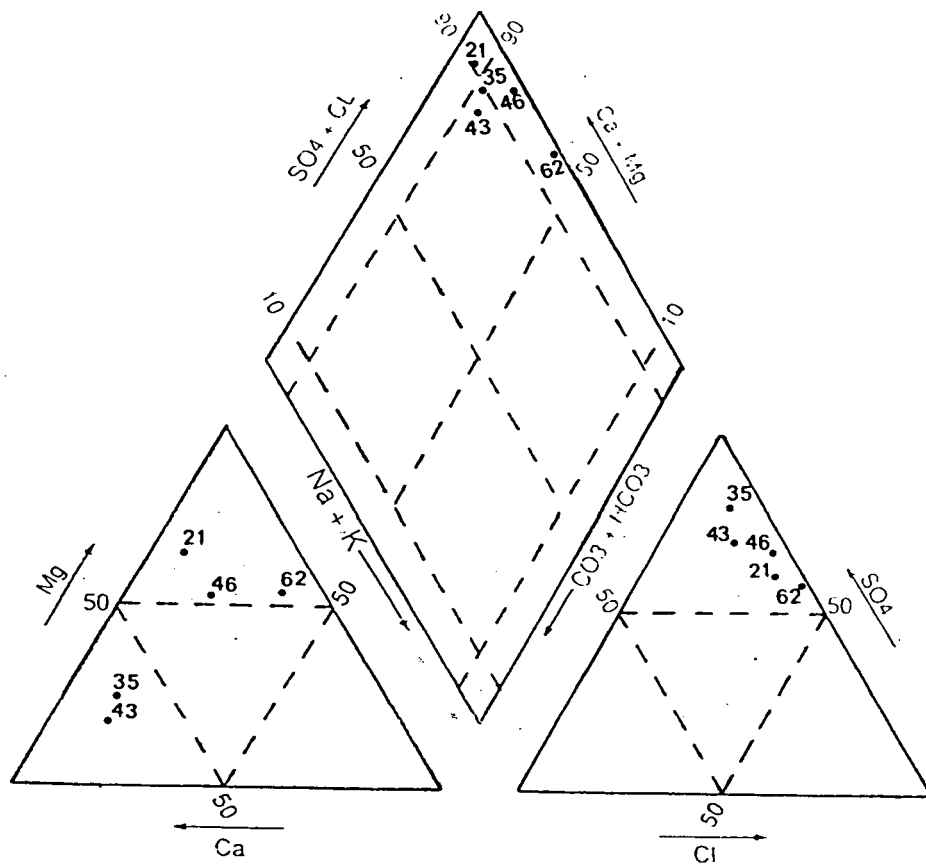
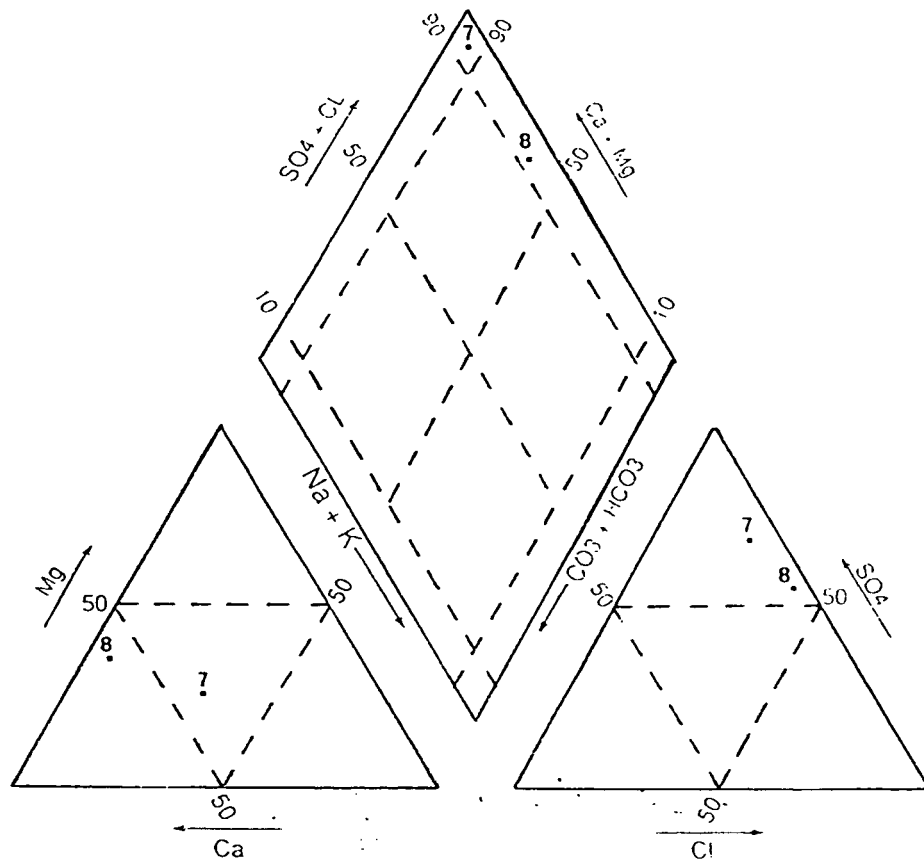


Figuras 112a y 112b.

Diagrama de Piper de los puntos de agua con nivel saturado a cotas (a) 334-336 m.s.n.m. y (b) 336-338 m.s.n.m.



Figuras 113a y 113b. Diagrama de Piper de los puntos de agua con nivel saturado a cotas (a) 338-339 m.s.n.m. y (b) 340-341 m.s.n.m.



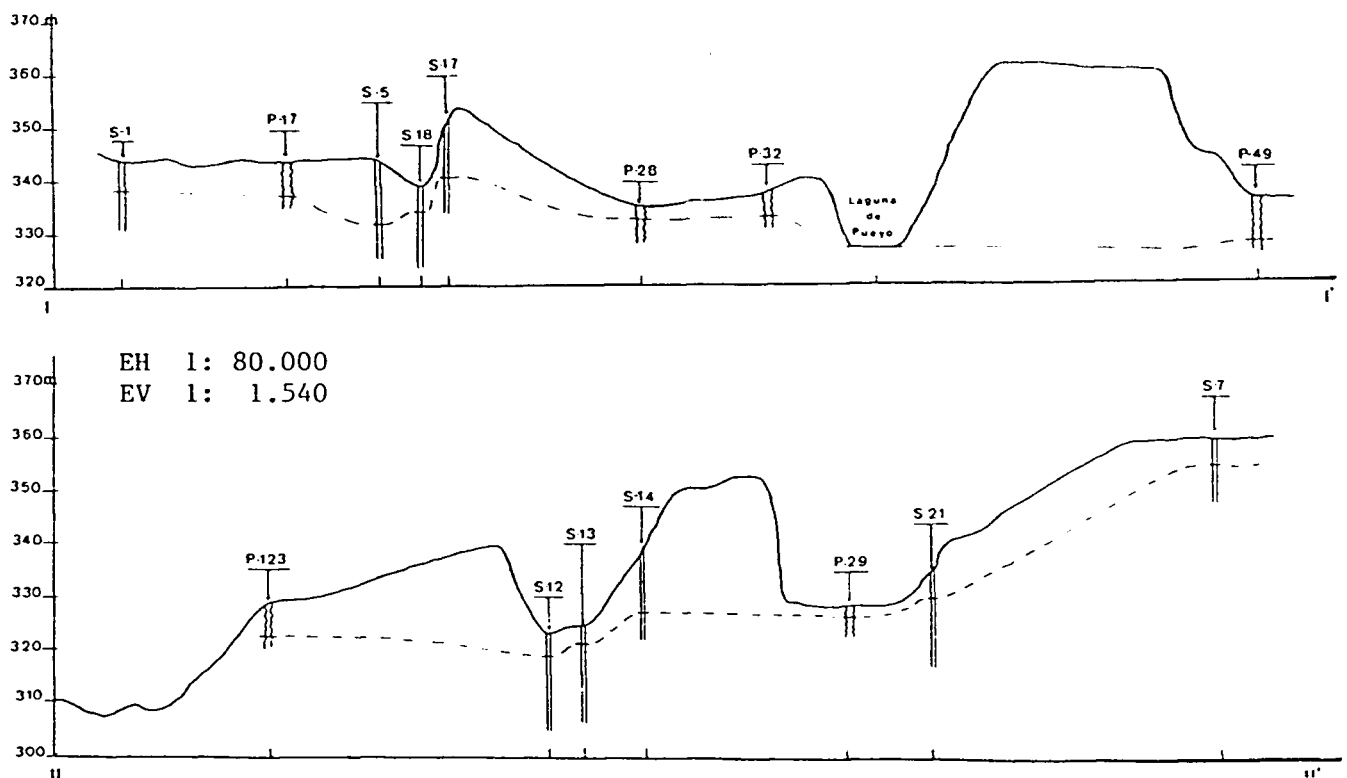
Figuras 114a y 114b.

Diagrama de Piper de los puntos de agua con nivel saturado a cotas (a) 340-342 m.s.n.m. y (b) 358-360 m.s.n.m.

Las Figuras 115 a 131, que representan cortes transversales a los Hoyos de Benamud y Agustín, en los que se incluye el mayor número de puntos de agua posibles, contribuyen a conocer el grado de correlación entre los niveles saturados. La interpretación de estas Figuras debe hacerse teniendo en cuenta que los niveles saturados se alojan en sedimentos dispuestos horizontalmente, finamente estratificados y mayoritariamente poco permeables, dentro de una gran variabilidad típica del área de estudio. En estas Figuras, la línea discontinua representa una hipotética unión entre puntos a través de la posición del nivel estático. En ellas puede observarse que, en determinados casos, esta unión es muy forzada, mostrando un elevado gradiente hidráulico que apoyaría la desconexión entre determinados niveles saturados ya comentada con anterioridad. Asimismo, se observa una cierta adaptación del nivel piezométrico a la superficie topográfica, aunque la misma no siempre es evidente.

Aunque de la relación de los niveles saturados que parece cubrir una gran parte de las cotas investigadas (360-309 m.s.n.m.) podría inferirse que toda la profundidad estudiada está saturada, el hecho de que no se haya probado la continuidad vertical y lateral de la mayor parte de los niveles saturados, junto con las diferencias geoquímicas de algunas de las aguas subterráneas y los elevados gradientes hidráulicos que pueden visualizarse en los cortes transversales, permiten rechazar este planteamiento.

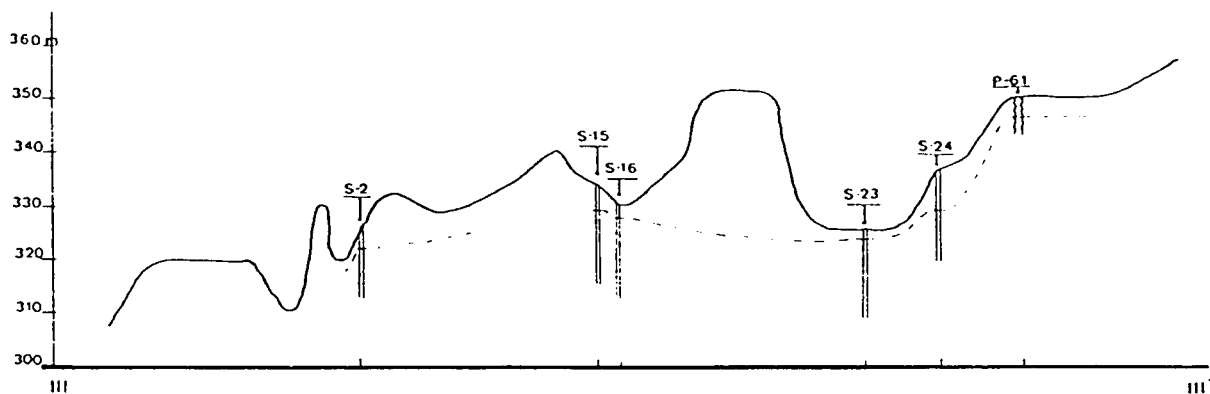
En definitiva, la descripción más consistente del sistema en estudio es la de un sistema con múltiples niveles saturados a diferentes profundidades (sistema multicapa), separados por materiales no saturados y relativamente impermeables (no conectados hidráulicamente), con una extensión superficial en general muy limitada (elevada variabilidad espacial) y con una adaptación del nivel piezométrico a la superficie topográfica.



Figuras 115 y 116. Cortes transversales con posición de puntos de agua y niveles piezométricos.

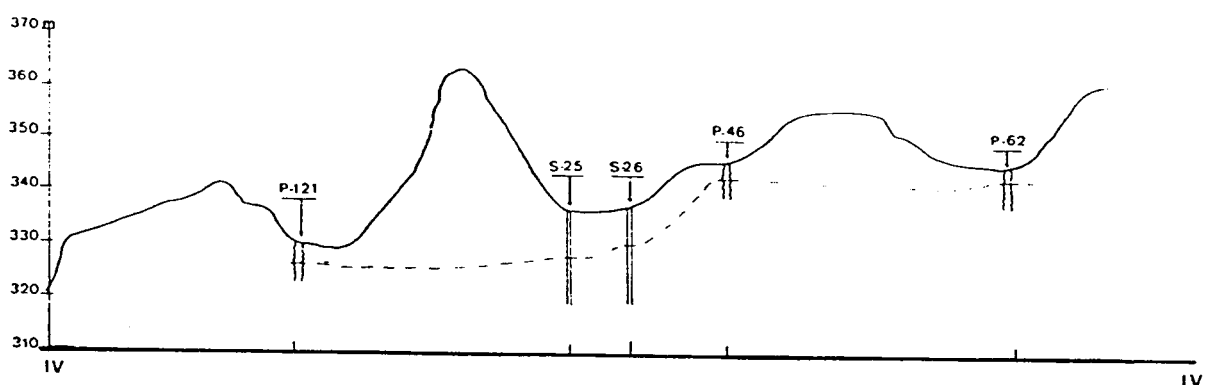
EH 1: 50.000

EV 1:1.430



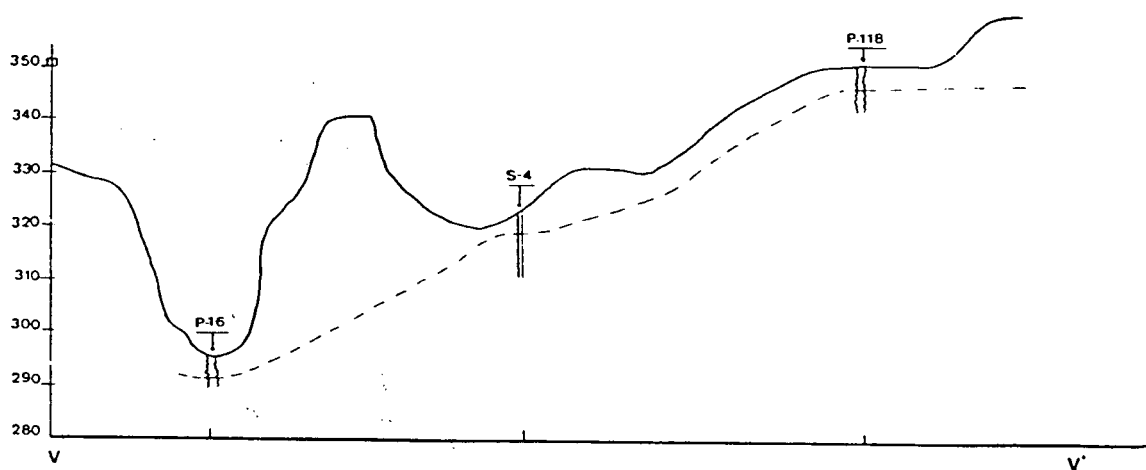
EH 1: 65.000

EV 1: 1.430



EH 1: 64.500

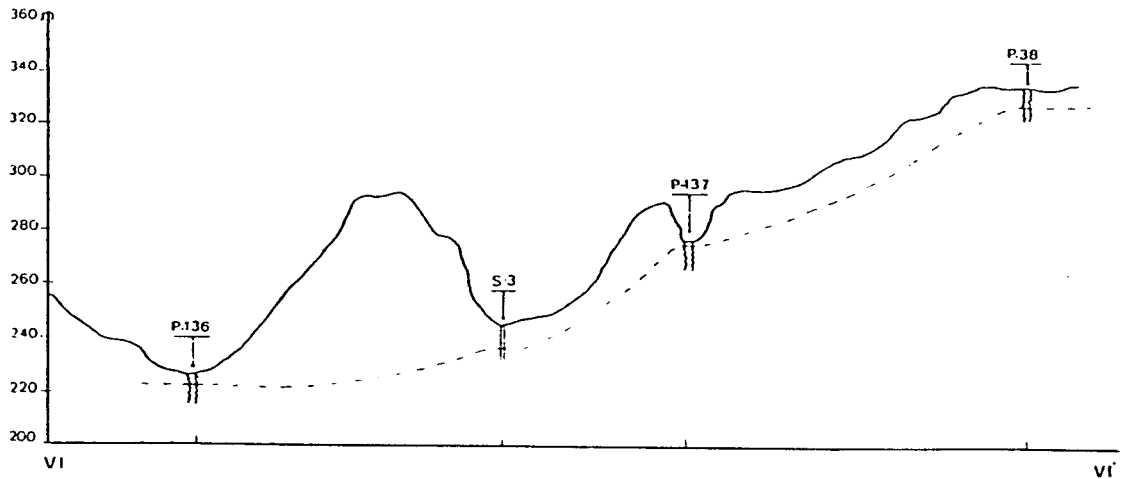
EV 1: 1.430



Figuras 117, 118 y 119. Cortes transversales con posición de puntos de agua y niveles piezométricos.

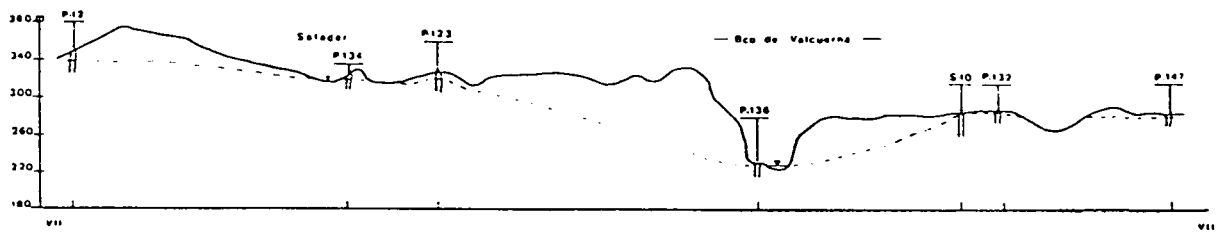
EH 1: 102.439

EV 1: 2.857



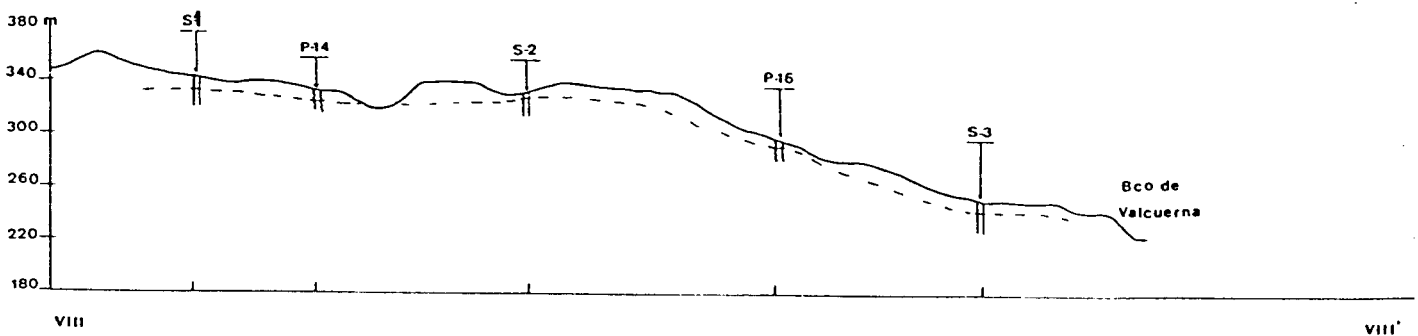
EH 1: 258.333

EV 1: 8.000

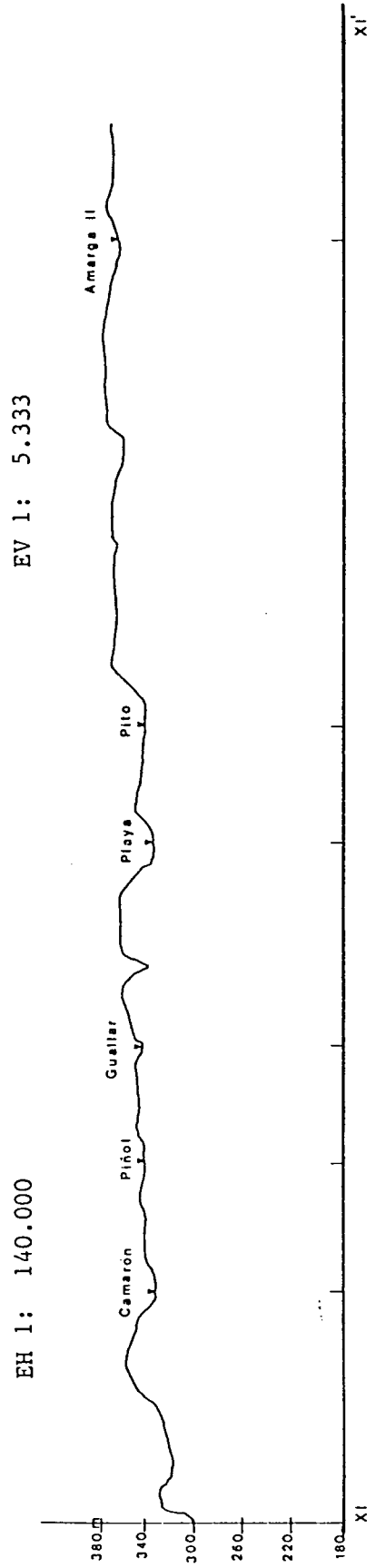
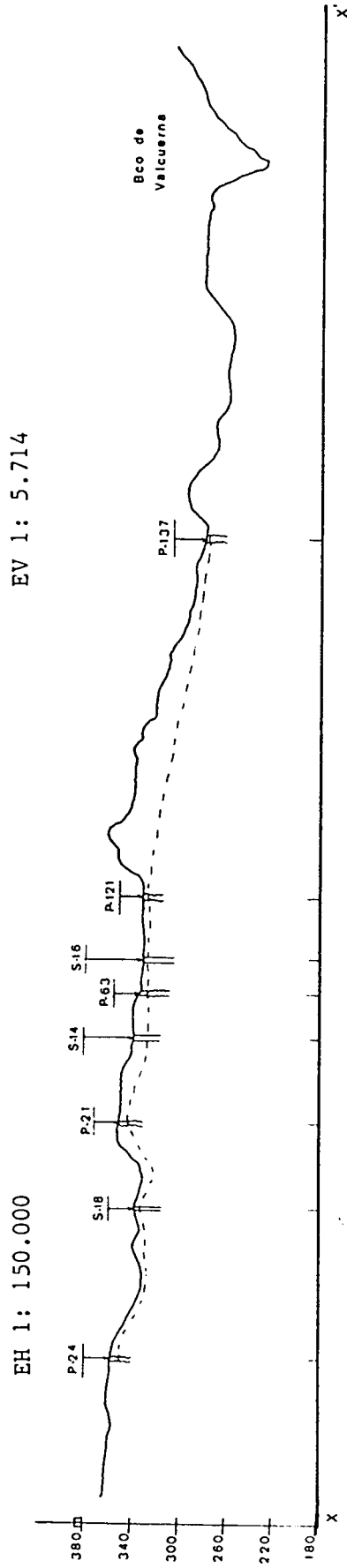
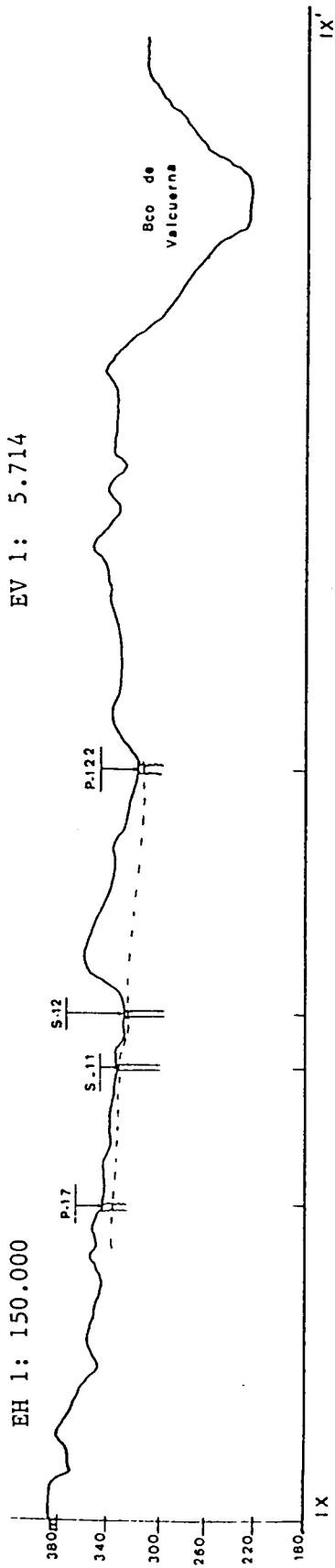


EH 1: 134.000

EV 1: 5.714



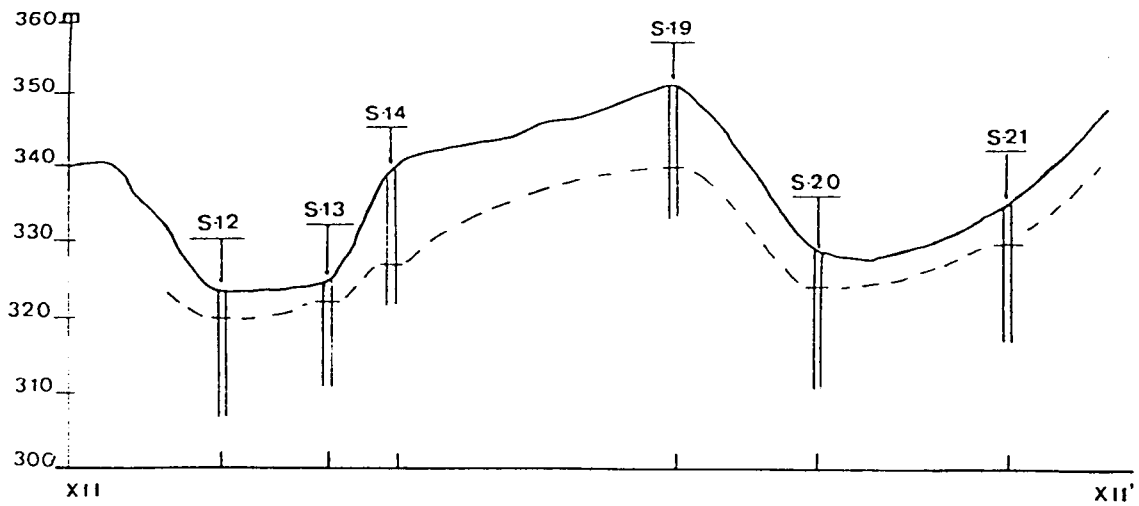
Figuras 120, 121 y 122. Cortes transversales con posición de puntos de agua y niveles piezométricos.



Figuras 123, 124 y 125. Cortes transversales con posición de puntos de agua y niveles piezométricos.

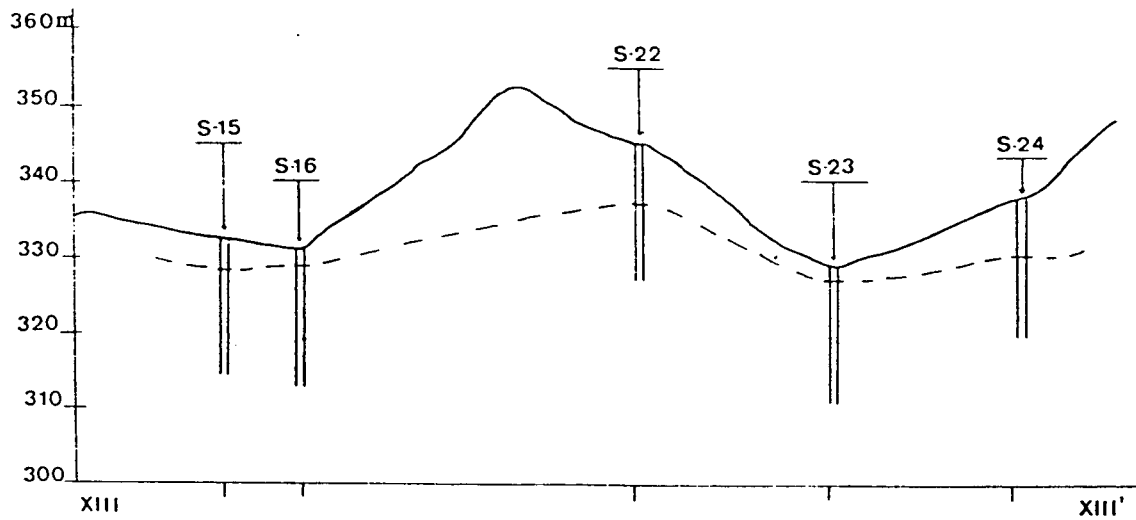
EH 1: 28.500

EV 1: 1.000



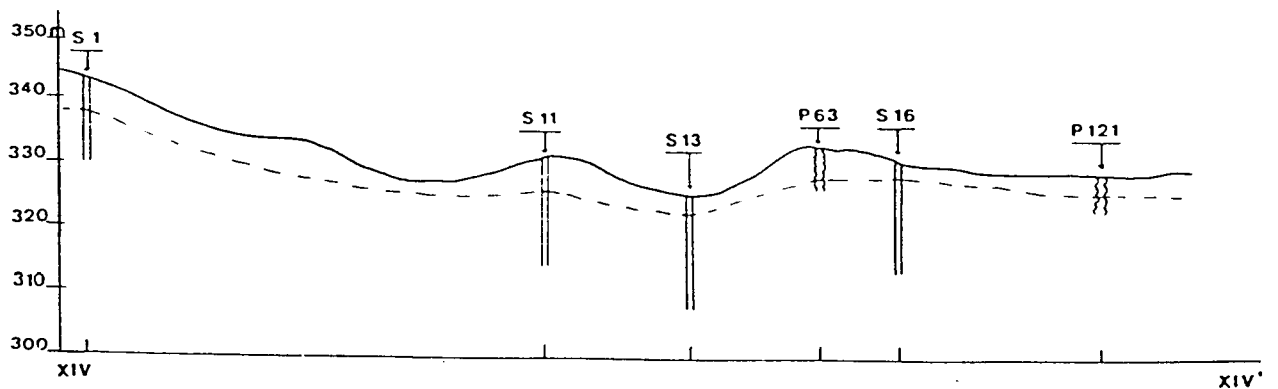
EH 1: 33.600

EV 1: 1.000



EH 1: 59.000

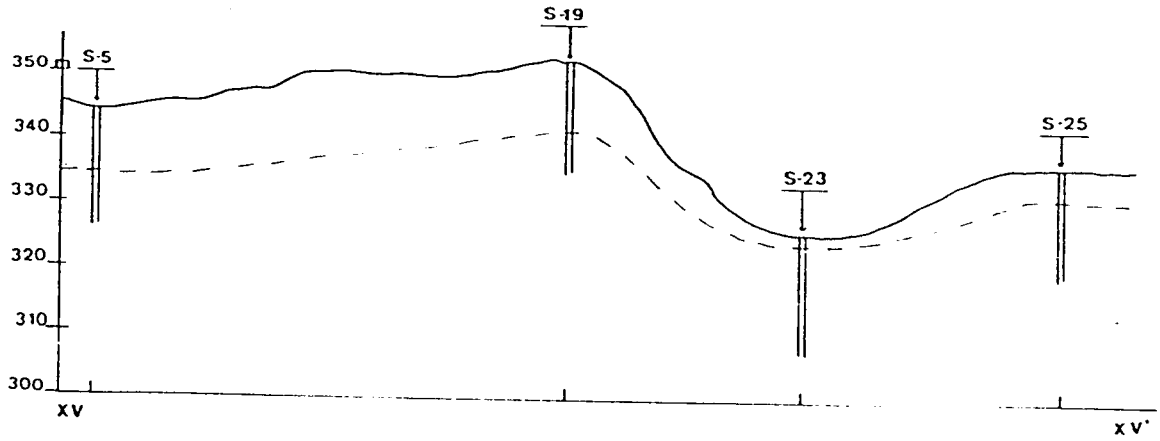
EV 1: 1.429



Figuras 126, 127 y 128. Cortes transversales con posición de puntos de agua y niveles piezométricos.

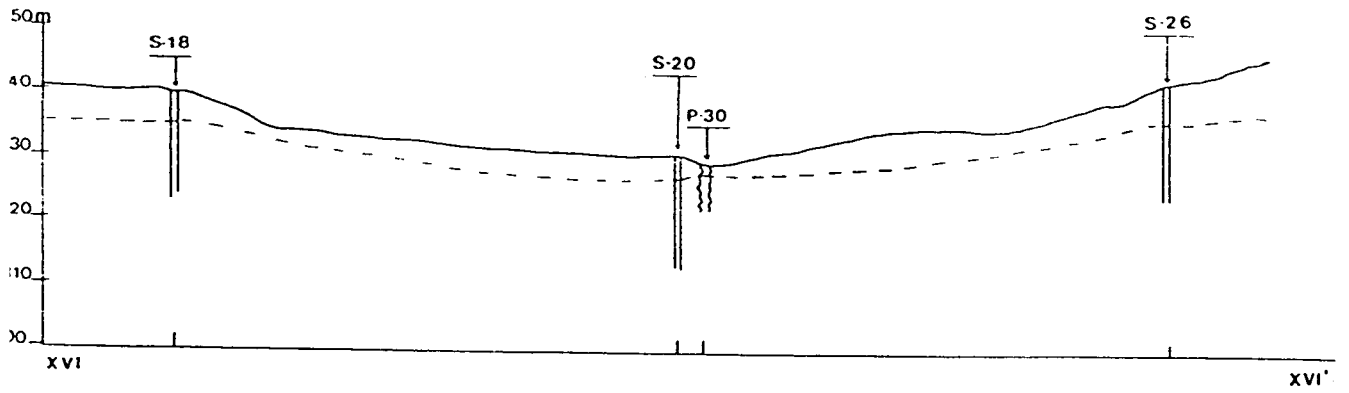
EH 1: 55.000

EV 1: 1.333



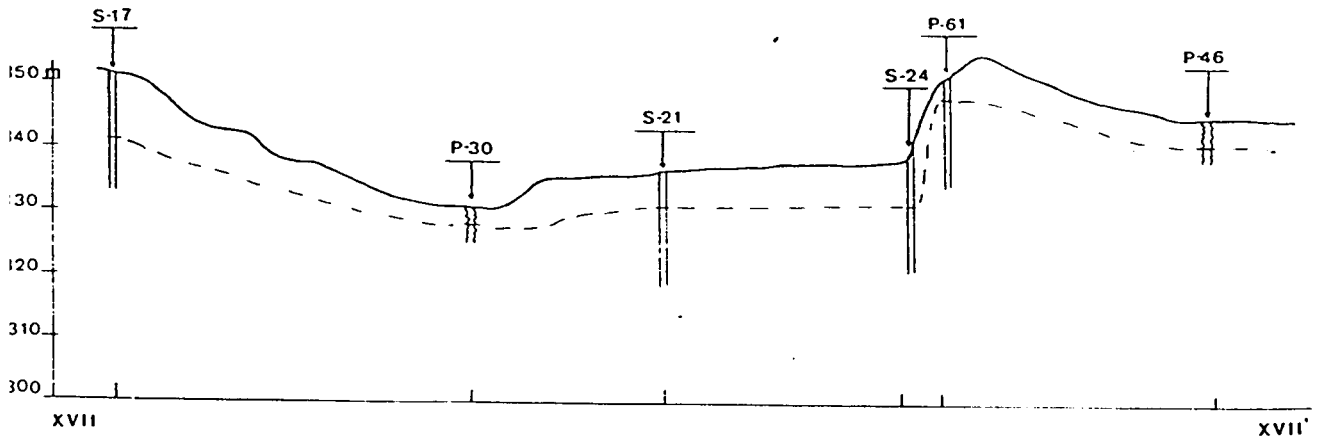
EH 1: 60.000

EV 1: 1.333



EH 1: 53.000

EV 1: 1.333



Figuras 129, 130 y 131. Cortes transversales con posición de puntos de agua y niveles piezométricos.

6.4.6. Relaciones entre la precipitación y el nivel de agua en los pozos y sondeos

1. Análisis de regresión simple entre la profundidad media del agua y la precipitación antecedente.

Este análisis se ha efectuado al objeto de determinar si la profundidad media del agua subterránea está relacionada con la precipitación caída en períodos anteriores a los de la medida de la profundidad y, en caso afirmativo, cuantificar dicha relación. Para ello, se han relacionado las profundidades medias mensuales de los 47 puntos de agua "sin intervención" en Monegros II con las precipitaciones acumuladas de uno, tres y seis meses anteriores a los de la medida mensual del nivel (Figura 132 y Tabla 103).

Tabla 103. Ecuaciones de regresión lineal entre la precipitación acumulada de un mes, trimestre o semestre (P) y la profundidad media del agua (N) al final de dicho período. En la última columna se presenta la estima de disminución de la profundidad del agua por incremento de precipitación de 100 mm.

Periodo	N (m) = a + b P(mm)			n	Δ n (cm)
	a	b	r		para P = 100 mm
Mensual	6.27	-0.00021	0.026NS	27	21
Mensual	6.62	-0.0029	0.574**	20	29
Trimestral	6.58	-0.0034	0.538*	19	34
Trimestral	6.73	-0.0051	0.654**	16	51
Semestral	6.64	-0.0019	0.648NS	9	19
Semestral	6.98	-0.0034	0.447NS	8	34

***, **, *: Significativo al 0,1, 1 y 5 % respectivamente; NS: No significativo al 10%

De la Tabla 103 puede deducirse, en primer lugar, que las pendientes de las regresiones entre profundidad y precipitación tienen signo negativo, lo que indica el hecho esperable de que un aumento de la precipitación produce en todos los casos un descenso de la profundidad media de las aguas subterráneas. A continuación, se efectúa un análisis de los resultados obtenidos para los períodos mensual, trimestral y semestral, respectivamente.

Análisis mensual

La Figura 132 (período mensual) indica que 7 de las 27 observaciones tienen unas profundidades medias anómalamente bajas (entre 6.0 y 5.8 m) para unos valores de precipitación mensual de tan sólo 10 a 40 mm. Estas observaciones corresponden en todos los casos a períodos inmediatamente posteriores a los de los meses con precipitaciones más elevadas, lo que hace que sus profundidades estén afectadas por el efecto inercial de las mismas. Si se suprimen por ello estas 7 observaciones (esto es, período mensual y n = 20 en la Tabla 103) la regresión lineal entre la profundidad de agua y la precipitación se hace significativa al 1%, en tanto que antes (esto es, período mensual y n = 27 en la Tabla 103) no era significativa.

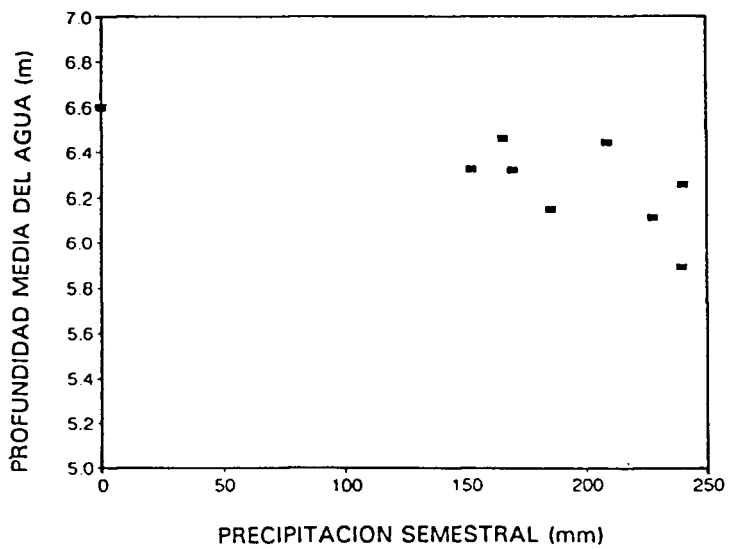
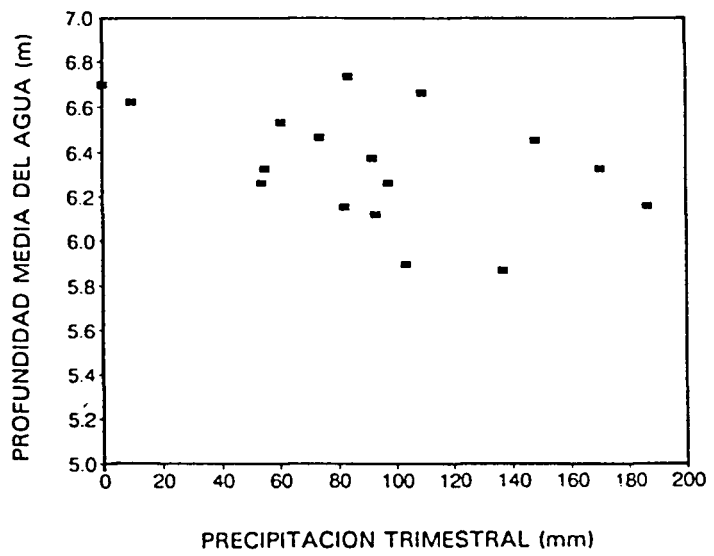
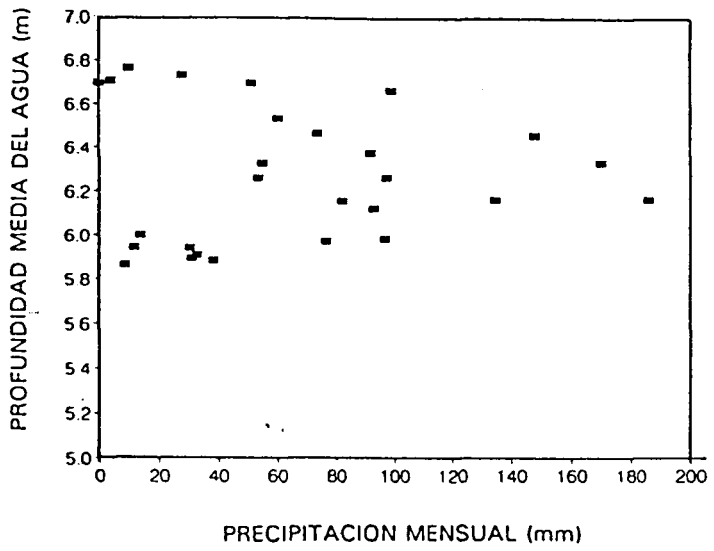


Figura 132. Regresión de la precipitación acumulada de uno, tres y seis meses, con la profundidad del agua medida al final de dicho período.

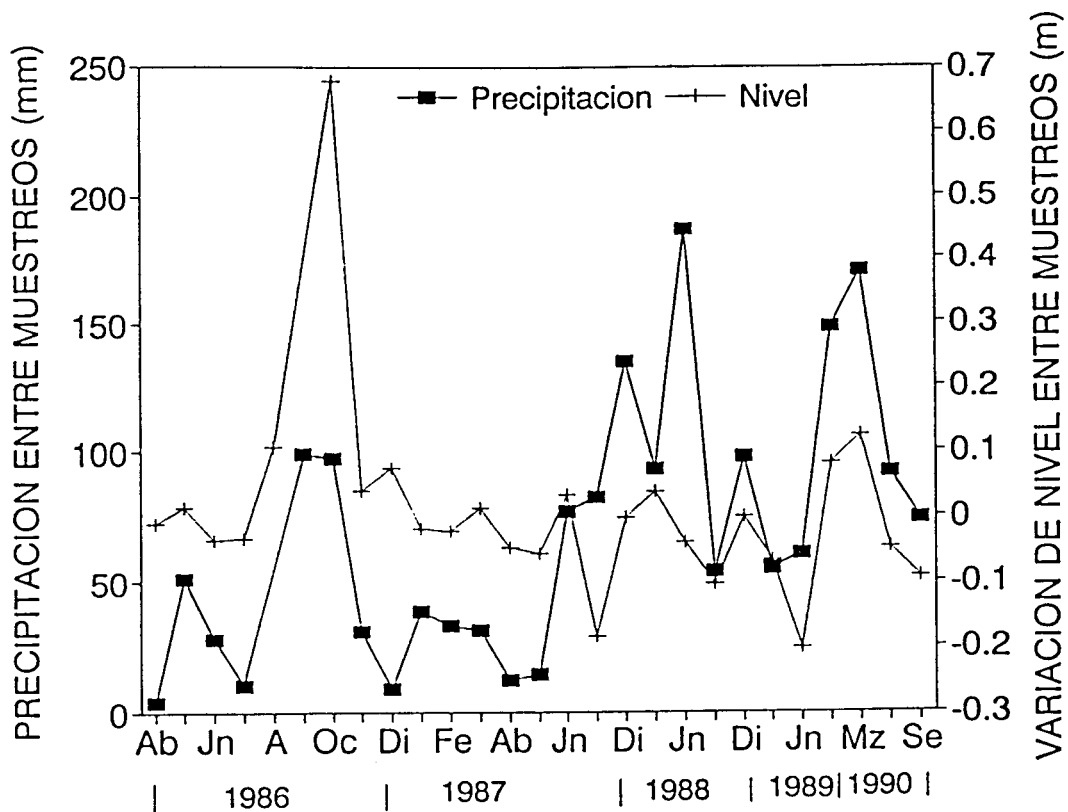


Figura 133. Evolución temporal de la precipitación y la variación en la profundidad del agua subterránea entre muestreos en Monegros II, desde Abril de 1986 a Septiembre de 1990.

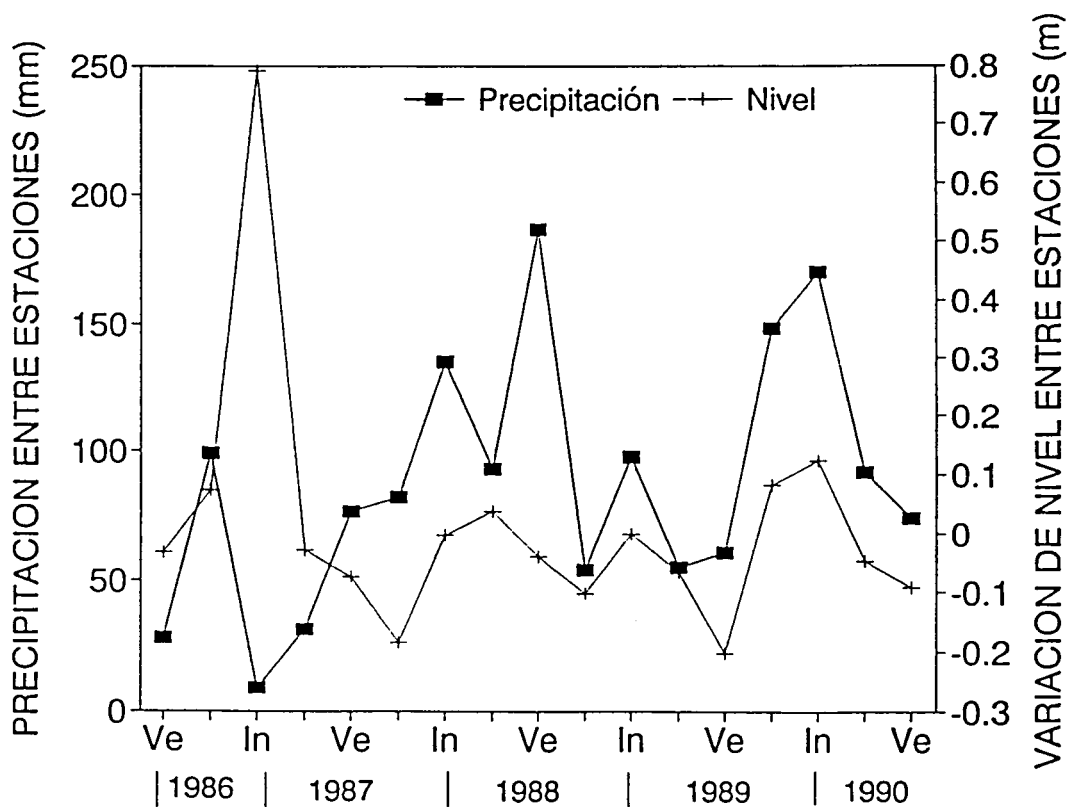


Figura 134. Evolución temporal de la precipitación y la variación de la profundidad del agua entre estaciones desde el verano de 1986 al verano de 1990.

En la Figura 133 se ha representado la evolución temporal para el período Abril 1986 a Septiembre 1990 de la precipitación entre muestreos y de la variación del nivel de agua entre muestreos. En esta Figura puede observarse que, en líneas generales, la evolución temporal de las variaciones de nivel y de las precipitaciones es bastante paralela, especialmente para los muestreos efectuados a partir de Septiembre de 1987, aunque existen irregularidades tales como que el valor máximo de la precipitación (en torno a los 200 mm) no se vea correspondido por una variación positiva importante del nivel, o que precipitaciones prácticamente iguales en volumen (Septiembre y Octubre de 1986) originen oscilaciones de nivel muy diferentes (8 y 51 cm, respectivamente).

Análisis trimestral

En el análisis similar efectuado para el período trimestral (Tabla 103, $n=19$), se obtiene una regresión significativa al 5% y un descenso de la profundidad de 34 cm por cada 100 mm de incremento de la precipitación (Tabla 103). Como en el caso anterior, hay tres observaciones que se alejan de la tendencia general (Figura 132) y cuya eliminación produce una regresión (período trimestral y $n=16$ en la Tabla 103) significativa al 1%. Sin embargo, en este caso, las causas del comportamiento anómalo de esos tres puntos no son tan evidentes, por lo que su supresión del análisis de regresión no parece lícita. En la Figura 134 se representa la evolución temporal de la precipitación trimestral y de la variación de niveles trimestral, indicando que existe un paralelismo entre ambas evoluciones, aunque existen de nuevo algunas irregularidades puntuales.

Análisis semestral

El análisis efectuado a nivel semestral con las nueve observaciones de que se dispone produce una regresión significativa al 10% y con una pendiente de -19 cm/100 mm (Tabla 103). Sin embargo, la Figura 132 indica que la distribución de esas observaciones no es normal, lo que hace tomar con reservas el análisis efectuado. Así, con la supresión de la observación que produce la no normalidad (período semestral y $n=8$ en la Tabla 103), se obtiene una regresión no significativa a dicho nivel de probabilidad.

En definitiva, los resultados obtenidos en este análisis indican que (1) existe una relación causal pobre, pero estadísticamente significativa, entre la precipitación y la recarga de los acuíferos, (2) dicha relación es mejor para el análisis efectuado a nivel mensual y trimestral que para el efectuado a nivel semestral, indicando que el efecto de la precipitación sobre el nivel es relativamente rápido (retardo entre uno y tres meses) y (3) una precipitación de 100 mm produce unos ascensos del nivel de agua de entre 29 y 34 cm. Si el efecto del riego sobre los ascensos de nivel es equiparable al de la precipitación, hecho no necesariamente aceptable, un riego típico de 800 mm produciría unos ascensos de nivel de en torno a 2.5 m, lo que tendría consecuencias muy negativas para la agricultura de la zona.

2. Análisis bivalente de las series de tiempo de precipitación y nivel de agua de cada punto particular.

Los resultados del análisis bivalente de las series de tiempo de profundidad del

agua (metros) y de la lluvia (mm), que se ha realizado de forma individual para los 45 pozos y los 24 piezómetros, se presentan en las Tablas del Anexo 17. Los coeficientes de correlación cruzada deducidos para desfases temporales desde 1 hasta 24 meses entre la precipitación y la variación de nivel indican que no existe en general una correlación significativa (para un nivel de probabilidad del 5%) entre ambas variables cuando el análisis se efectúa a nivel individual de los puntos de agua.

Los resultados de estos análisis no son de extrañar, debido a las siguientes consideraciones: (1) el sistema hidrológico en estudio no es una única unidad acuífera sino que consiste, como se ha discutido en capítulos anteriores, en un sistema multicapa no siempre conectado hidráulicamente, por lo que los niveles piezométricos medidos no se ven afectados de la misma forma por la precipitación. Así, las diferentes profundidades de los múltiples niveles saturados detectados en los sondeos pueden hacer que se vean afectados de forma diferente respecto a la recarga, especialmente cuando ya existen importantes diferencias previas en los materiales litológicos suprayacentes y en sus características de permeabilidad; (2) determinadas precipitaciones (fundamentalmente en verano) son de tipo tormentoso y están geográficamente muy localizadas, por lo que la aplicación generalizada de dichas precipitaciones puede distorsionar las posibles relaciones Nivel-Precipitación existentes a nivel de puntos de agua individuales; (3) tanto la baja permeabilidad general del sistema en estudio como las diferentes permeabilidades y transmisividades de los materiales litológicos pueden afectar de forma diferencial a las oscilaciones del nivel. A efectos ilustrativos, es evidente que los niveles piezométricos de los puntos de agua representativos de acuíferos con permeabilidades por fracturación o disolución de los materiales litológicos deben responder de forma diferente y más rápida que los de los puntos de agua representativos de acuíferos con permeabilidad por porosidad intergranular.

6.4.7. Relaciones entre las aguas subterráneas y las aguas lagunares

1. Hidroquímica

Tal como se ha discutido en capítulos anteriores, la composición química media de las aguas subterráneas se caracteriza por contenidos mayoritarios de sulfato y magnesio y porque los contenidos de Ca + Mg son muy superiores a la alcalinidad total. Por otro lado, las aguas lagunares se caracterizan por unas salinidades mucho más elevadas (CE media = 70 dS/m) que las aguas subterráneas (CE media = 6.98 dS/m). Finalmente, en el análisis geoquímico del agua libre de las lagunas, se concluyó que el proceso de evapoconcentración de las aguas subterráneas conducía, de acuerdo con el diagrama de Eugster y Hardie (1978), a salmueras tipo Na-Mg-Cl-SO₄. Dicha composición era mayoritariamente coincidente con la composición iónica medida en las aguas lagunares, por lo que se sugirió que las aguas lagunares provenían de la evapoconcentración de las aguas subterráneas vecinas a dichas zonas endorreicas. Las mayores diferencias se presentaban entre las aguas lagunares y las aguas subterráneas presentes en los rellenos cuaternarios, mientras que las aguas presentes en materiales

miocenos y en el entorno de las cubetas endorreicas sólo diferían entre sí en el grado de saturación.

Al objeto de profundizar en estas relaciones y determinar en que casos las mismas son consistentes, se ha planteado el experimento de evaporación cuyos resultados se presentan a continuación.

2. Experimento de evaporación

La Tabla 104 presenta los valores de CE de seis aguas lagunares y de los respectivos puntos de agua más próximos a las mismas muestreados en Marzo de 1987. Las lagunas de Guallar y Playa se muestrearon asimismo en Noviembre de 1987, cuando sus CEs eran más bajas, al objeto de analizar su relación con dos puntos de agua también próximos a las mismas y de menor CE que los puntos de agua considerados en el muestreo de Marzo.

Aunque, estrictamente, la CE no puede considerarse un parámetro conservativo a salinidades tan elevadas como las reflejadas en la Tabla, si se acepta que las aguas lagunares son el resultado de la evapoconcentración de las aguas subterráneas, las relaciones "CE laguna/CE punto de agua" indicarían que el factor de concentración de las aguas subterráneas es de 2 a 3 en cuatro de los casos analizados, en tanto que es próximo o superior a 5 en el resto.

Tabla 104. Conductividad eléctrica (CE) de seis lagunas de Monegros II (CE_l) y de los puntos de agua más próximos a las mismas (CE_p), muestreados en Marzo de 1987. Las lagunas de Guallar y Playa se muestrearon asimismo en Noviembre de 1987.

FECHA MUESTREO	LAGUNA	CE _l dS/m	PUNTO DE AGUA	CE _p dS/m	CE _l /CE _p
Marzo 1987	CAMARON	66.3	P-45	22.7	2.9
Marzo 1987	GUALLAR	58.7	P-37	7.9	7.4
Noviembre 1987	GUALLAR	6.5	P-43	2.9	2.2
Marzo 1987	PEZ	57.5	P-54	5.9	9.7
Marzo 1987	PITO	33.6	S-9	5.5	6.1
Marzo 1987	PLAYA	70.2	P-41	31.1	2.2
Noviembre 1987	PLAYA	15.5	P-42	3.0	5.2
Marzo 1987	SALOBRAL	12.0	P-135	5.5	2.2

Tabla 105. Ensayo de evaporación: ecuaciones de regresión lineal entre la relación de las conductividades finales e iniciales (CE_f/CE_i) de ocho puntos de agua de Monegros II y el factor de concentración (F_c) alcanzado durante el ensayo.

PUNTO DE AGUA	CE_n (dS/m) = a + b F_c			
	a	b	r	n
S-9	0.60	0.51	0.99	15
P-37	0.27	0.78	0.99	16
P-41	0.93	0.43	0.92	16
P-42	0.92	0.16	0.98	16
P-43	0.91	0.30	0.94	16
P-45	0.40	0.79	0.99	16
P-54	0.64	0.59	0.99	16
P-135	0.39	0.74	0.99	15

En la Figura 135 se representa la evolución de la CE normalizada CEn (esto es, $CE_{final}/CE_{inicial}$) frente al factor de concentración F_c (esto es, $Volumen_{inicial}/Volumen_{final}$) medidos en el proceso de evapoconcentración de las aguas subterráneas, y la Tabla 105 presenta las regresiones lineales de CEn vs. F_c . Puede observarse que las pendientes de las rectas de regresión son claramente inferiores a la unidad, lo que indica que el incremento de CE debido a la evaporación es inferior al que resultaría de multiplicar la CE inicial por el factor de concentración. Esto es, la CE no se comporta como un parámetro conservativo, lo que implica que una cierta masa de sales se separa de la solución debido a su precipitación selectiva en función de la solubilidad de los distintos minerales.

Si se descartan los pozos 41 y 135, por tener errores de balance iónico superiores al 15%, se deduce que el valor de las pendientes de dichas regresiones lineales está inversamente relacionado con el porcentaje de iones calcio y sulfato respecto del total de

iones. Así, la menor pendiente se obtiene para el agua del pozo 42, donde los iones calcio y sulfato suponen el 91% del total de iones. Dicho porcentaje es del 77% en P-43, 57% en S-9, 53% en P-54, 42% en P-37 y 34% en P-45 (Figura 136). La clasificación de las aguas según valores crecientes de las pendientes es exactamente la misma que la establecida según los valores decrecientes de dichos porcentajes, lo que sugiere que la saturación en yeso es el factor determinante de la evolución de la CE durante el proceso de evapoconcentración.

Los resultados de la aplicación de WATEQ4F a las aguas subterráneas iniciales y a las resultantes del proceso de evaporación se presentan en la Figura 137. El nivel de saturación de las aguas subterráneas (esto es, para valores de $F_c = 1$) en los minerales indicados en la Figura es en general elevado, excepto en el punto P-42, que sólo está saturado en anhidrita y yeso, lo que es lógico si se tiene en cuenta que este punto es el de menor salinidad de los analizados. Tal como era de esperar, el grado de saturación en los distintos minerales aumenta con el factor de concentración, de tal manera que para los valores de F_c más elevados, todas las aguas están saturadas en anhidrita, aragonito, calcita, dolomita, magnesita y yeso, excepto el punto P-135 que está subsaturado en magnesita.

En la Figura 136 se presenta la evolución de la composición química de las aguas subterráneas durante el proceso de evapoconcentración (1→2→3→4, valores crecientes de F_c), así como la composición de las respectivas aguas lagunares. Si éstas últimas son el resultado, entre otras variables no analizadas, de la evapoconcentración de las primeras, debería esperarse una convergencia de las mismas conforme se concentran las aguas subterráneas. Este es el caso para las aguas subterráneas de los puntos P-42, P-45, P-135 y S-9, donde se observa en general una disminución del ion Ca, un incremento del ion Na y un incremento (con un descenso final en algunos casos) del ion Mg, así como un incremento sistemático del ion Cl para las últimas fases de evapoconcentración. De ello puede deducirse que dichas aguas evolucionan desde el punto de vista hidroquímico hacia las respectivas aguas lagunares. Por el contrario, las aguas del punto P-43 divergen claramente de la del agua lagunar, lo que sugiere que dichas aguas no están conectadas hidráulicamente o que el resto de variables indeterminadas juega un papel preponderante en el proceso estudiado. Finalmente, el resto de puntos se comporta de forma intermedia, aunque se observa en general que los aniones tienden a aproximarse hacia los de las lagunas en tanto que los cationes tienen un comportamiento más errático. En algunos casos, la falta de relación entre las aguas subterráneas y las lagunares puede justificarse a través de la posición de los niveles saturados. Así, el punto P-37 podría verse influenciado por un nivel saturado situado a cota 335-337, caracterizado por elevados contenidos en Na y Mg, en tanto que el punto P-43 capta aguas de un nivel saturado a cota 342-344.

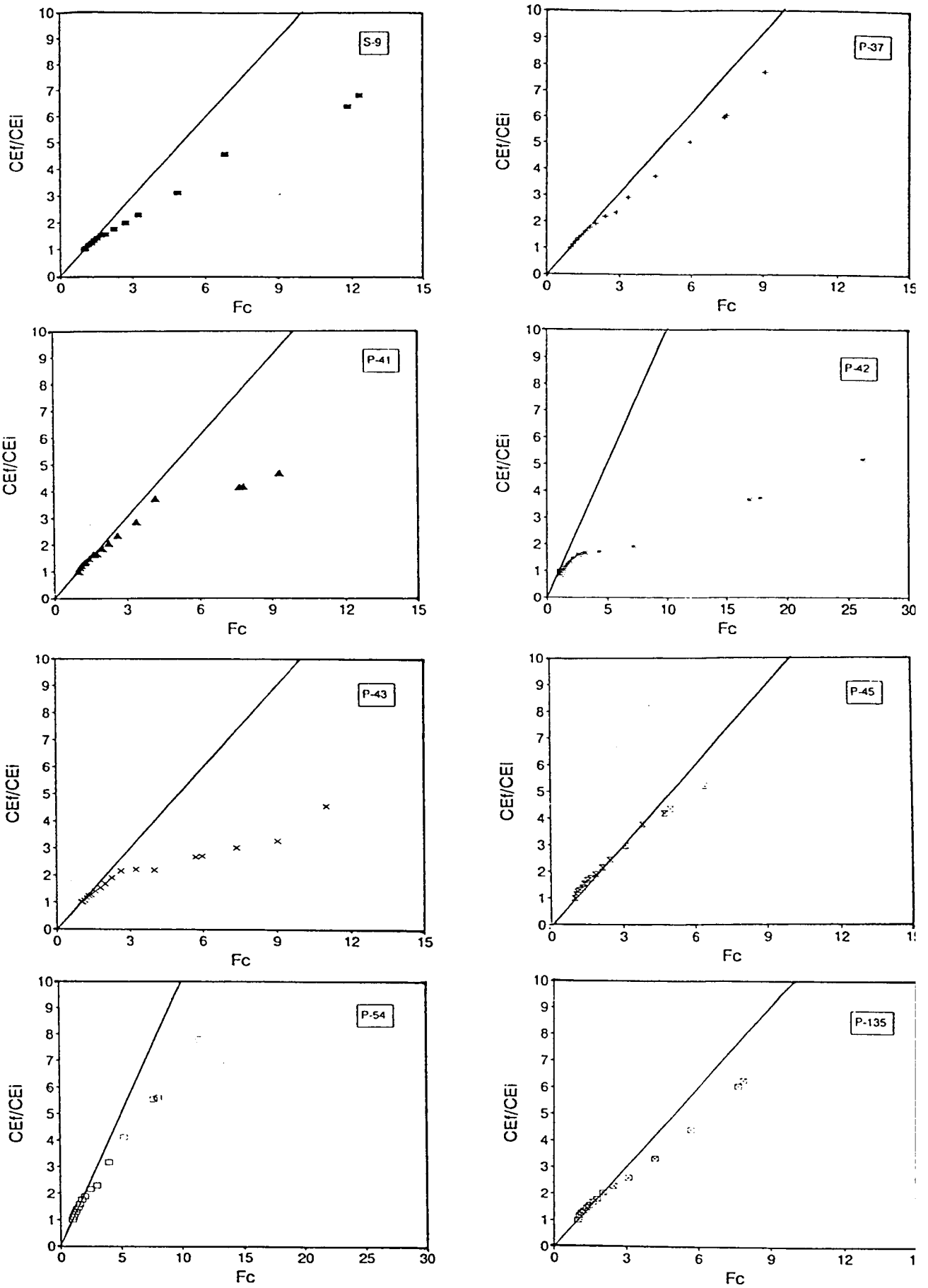


Figura 135. Ensayo de evaporación: evolución de la conductividad C_{En} (CE_f/CE_i) con el factor de concentración (F_c) en ocho puntos de agua de Monegros II.

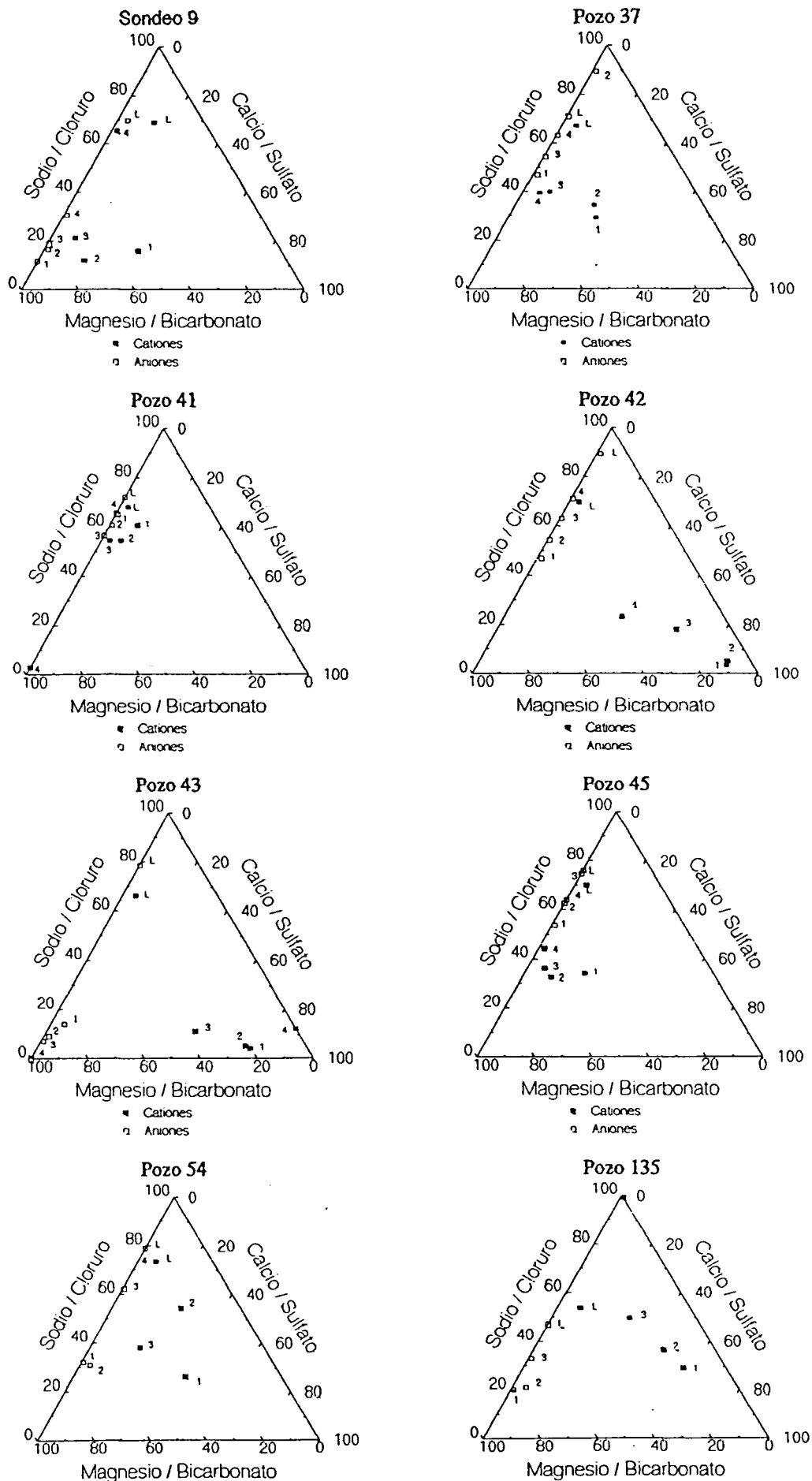


Figura 136. Ensayo de evaporación: evolución de la composición química de las aguas subterráneas durante el proceso de evaporación y composición de las aguas lagunares.

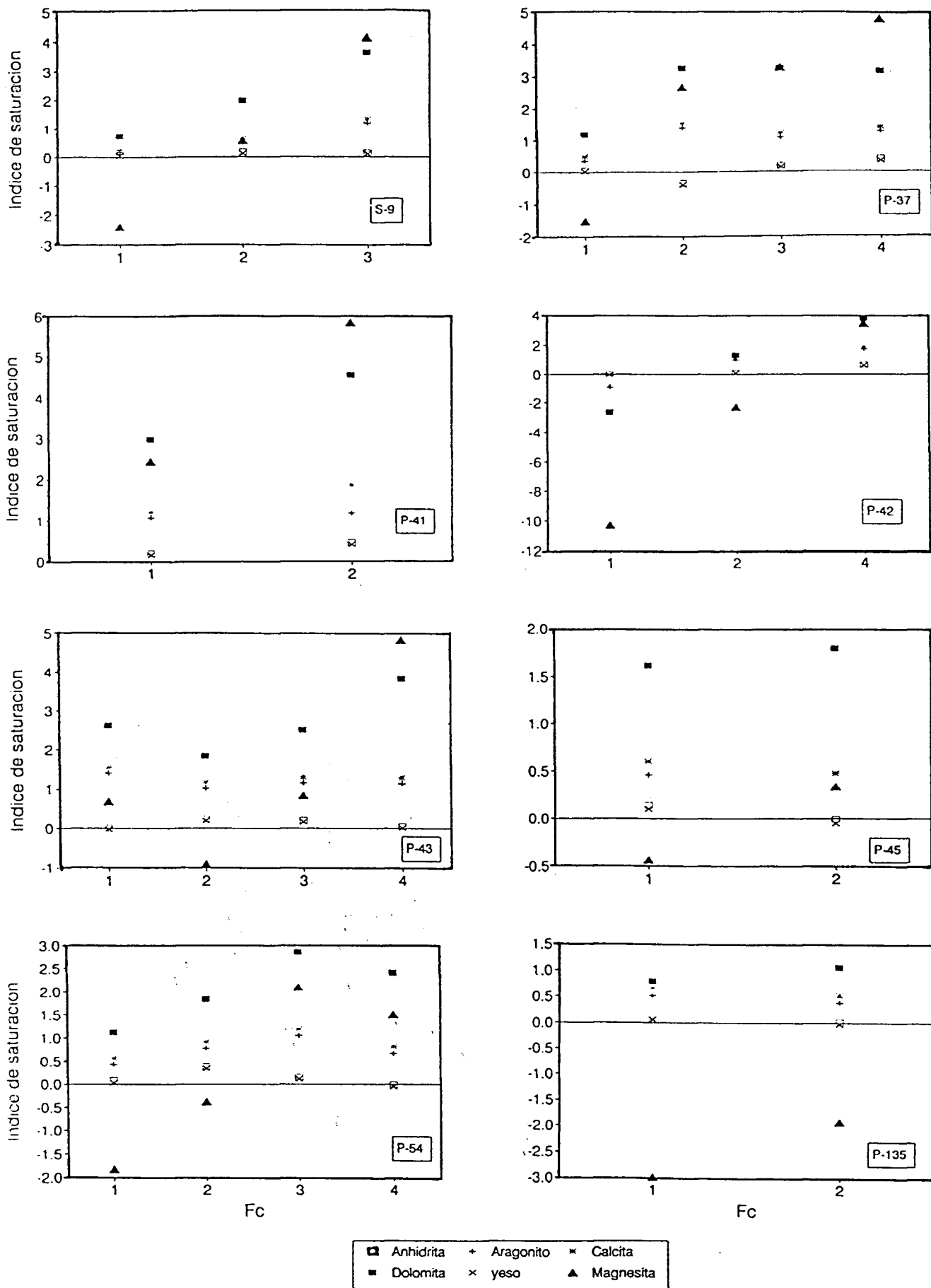


Figura 137. Ensayo de evaporación: valores del índice de saturación en varios minerales de las aguas de ocho puntos de agua y de las resultantes del proceso de evaporación.

Un aspecto diferenciador entre las aguas subterráneas que se evaporan y las aguas de las lagunas es la CE a la que se produce la separación de determinadas fases minerales. En las salmueras naturales, la separación de carbonato cálcico, yeso e incluso halita se produce a valores de CE mucho menores que en las aguas subterráneas evaporadas. Ello puede ir ligado al aporte continuo de iones procedentes de las aguas subterráneas que fluyen a la laguna y originan una sobresaturación en las salmueras. El reciclaje de las sales que se produce en las salmueras (Pueyo, 1991) puede explicar en parte las diferencias observadas. Aunque existen procesos comunes en las lagunas y en las aguas subterráneas evapoconcentradas, la confrontación entre parejas de resultados no resulta siempre satisfactoria y, por otro lado, existe cierta heterogeneidad en la evolución hidroquímica de las aguas estudiadas. Ello sugiere que no existe un agua subterránea común como agua de origen al conjunto de aguas lagunares, lo que estaría de acuerdo con la hipótesis ya planteada de un sistema hidrogeológico con una disposición de niveles saturados superpuestos y aislados.

3. Aportación subterránea a las lagunas

En los apartados anteriores se ha visto que la conexión hidrológica y la relación hidroquímica aguas subterráneas-aguas lagunares parece evidente en algunos de los casos analizados, de tal manera que puede generalizarse la existencia de aportes de agua a las lagunas procedentes de niveles saturados próximos al fondo de las mismas. Estas descargas son lo suficientemente importantes como para compensar las pérdidas por evaporación durante períodos de tiempo más o menos largos. Por otro lado, durante los períodos secos en los que no existe lámina de agua libre en las lagunas, los sedimentos se encuentran saturados en agua a pequeñas distancias de la superficie.

La aportación subterránea mínima a las lagunas se ha obtenido a partir de los balances presentados en el Capítulo 5. Por todo ello se ha considerado que las aportaciones subterráneas deben, al menos, ser lo suficientemente importantes como para justificar la presencia de agua en las lagunas cuando los balances efectuados predecían la ausencia de agua en las mismas.

En la Tabla 71 se presentaron los déficits anuales máximos y mínimos coincidentes con presencia de agua en las lagunas. Asimismo, en la Tabla 72 se presentó un cálculo de la aportación subterránea media interanual y la aportación subterránea total para el conjunto de lagunas, cuyo valor se estimó entre un mínimo de $625 \text{ Dm}^3/\text{año}$ y un máximo de $2.606 \text{ Dm}^3/\text{año}$.

Como se anticipó en el Capítulo 5, la metodología empleada sólo permitió obtener una estimación mínima de las aportaciones subterráneas, correspondiente al volumen de agua suficiente capaz de compensar el déficit hídrico estimado en los balances y, en su caso, permitir la presencia de un volumen de agua libre en las lagunas. Evidentemente, cuando no existía lámina de agua libre en las lagunas y el balance era coherente con las observaciones de campo (esto es, balances negativos) seguía habiendo aportación subterránea. Esta aportación subterránea debe ser menor o igual que el déficit hídrico anual, pues de lo contrario existiría agua libre en las lagunas todo el año. Con esta premisa, una aproximación posible para estimar las aportaciones subterráneas, compatible con la mayor parte de los datos y observaciones obtenidas en el área de estudio, consiste en asimilar el déficit hídrico anual, estimado para cada laguna y para el conjunto de lagunas, con las aportaciones subterráneas máximas anuales. En la Tabla 106 figuran los déficits hídricos anuales estimados (máximo y mínimo) de cada laguna y del conjunto, que son asimilados a la aportación máxima subterránea anual.

Tabla 106. Aportación subterránea anual (Dm³) necesaria para compensar los déficit hídricos anuales de quince lagunas de Monegros II.

LAGUNA	MAXIMA	MINIMA
AMARGA I	187	155
AMARGA II	327	283
CAMARON	430	329
GUALLAR	186	153
MUERTE	210	210
PEZ	57	32
PIÑOL	189	165
PITO	413	225
PLAYA	3215	1468
PUEYO	206	125
REBOLLON	143	74
ROLLICO	344	226
SALADAR	209	136
SALINETA	217	153
SALOBRAL	69	69
TOTAL	6402	3803

Para compensar estos déficits, la aportación subterránea máxima anual a las lagunas debería estar entre 3.8 y 6.4 Hm³. Al igual que las estimaciones de aportación subterránea mínima efectuadas en el capítulo 5, la mitad de las aportaciones subterráneas corresponden a la laguna de La Playa, que se configura por lo tanto como la principal descarga de agua en la zona de estudio. Estas aportaciones máximas son entre 1.5 y 10 veces mayores que las aportaciones subterráneas mínimas calculadas en el capítulo anterior y ambas forman una horquilla de valores para dichas aportaciones subterráneas.

En definitiva, los resultados obtenidos en este capítulo permiten concluir que (1) en al menos el 50% de los casos analizados, el proceso de evapoconcentración de las aguas subterráneas converge hidroquímicamente hacia las respectivas aguas lagunares, sugiriendo la existencia de una conexión entre ambas aguas y el hecho de que las lagunas actúan como zonas de descarga de agua subterránea de la zona, (2) no existe un agua subterránea común a todas las aguas lagunares como lo demuestra el hecho de que sus evoluciones geoquímicas sean distintas, aspecto que concuerda con la hipótesis de sistema acuífero multicapa y (3) existe una importante aportación de agua subterránea a las lagunas que se ha acotado en unos valores máximos de entre 3.8 y 6.4 Hm³/año y que puede considerarse determinante tanto de su régimen hídrico como de sus características geoquímicas.

6.4.8. Balance hídrico del área de estudio

El balance hídrico planteado tiene como fin estimar los valores mínimos de la recarga a los "acuíferos" y relacionar dichas estimas con las oscilaciones de nivel medidas en los puntos de agua en el período 1986-1990. Las premisas consideradas para alcanzar dicho objetivo son que las entradas al sistema se producen únicamente vía precipitación y que las salidas adquieren los valores máximos posibles en la zona de estudio. Por ello, se utilizaron para calcular las salidas (1) la evapotranspiración potencial o ET máxima aplicada a los dos tercios de la superficie del área de estudio (esto es, se asume que existe cultivo o vegetación todo el año), (2) la evaporación del suelo desnudo calculada a partir de la evapotranspiración potencial multiplicada por el factor 0.3 y (3) la evaporación directa de agua de las lagunas utilizando sus máximas superficies de inundación.

La superficie total a la cual se ha aplicado el balance es de 1.247 Km² y se ha dividido en los siguientes componentes: superficie ocupada por cultivos y vegetación natural (827 Km²), superficie sin vegetación (411 Km²), superficie ocupada por lagunas (4.2 Km²) y resto (4.8 Km²) ocupado por pueblos, caminos, carreteras, etc.

1. Balance global para el año medio histórico.

En la Tabla 107 figuran las entradas y salidas de agua en el área de estudio, así como los resultados de los balances planteados. En los tres balances son comunes todas las entradas y salidas, excepto la salida de escorrentía que es diferente en función de los tres coeficientes de escorrentía utilizados. Las entradas procedentes de la precipitación son de 441 Hm³ y representan menos de la mitad del volumen evapotranspirado potencialmente (958 Hm³). Ello implica que sólo con este factor se consume anualmente la aportación de las lluvias. Si se le suman otras salidas, como la evaporación en suelo desnudo (143 Hm³), la evaporación directa en las lagunas y cubetas endorreicas (6.7 Hm³) y la escorrentía con $Ce1 = 0.037$ (16.28 Hm³), $Ce2 = 0.05$ (22 Hm³) y $Ce3 = 0.25$ (110 Hm³) resulta un balance con un déficit de humedad entre 680 y 780 Hm³ anuales. Este déficit debe considerarse el máximo negativo, ya que evidentemente la salida de ET_o es muy superior a la evapotranspiración real de los cultivos en esta zona de carácter semiárido.

A pesar de que el balance global del año medio resulta negativo, la Tabla 107 indica que los balances mensuales de Enero y Diciembre son positivos (excepto en Diciembre para el Balance 3). Este excedente de agua es susceptible de infiltrarse y convertirse en flujo subsuperficial o en infiltración profunda. Si este volumen de agua llegara en su totalidad al acuífero, la recarga para estos dos meses conjuntos oscilaría entre 19.0 mm (Balance 1) y 11.4 mm. Debido a que se ha estimado la evapotranspiración de los cultivos a partir de la evapotranspiración potencial, estas recargas hipotéticas deben considerarse valores mínimos. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que dichas recargas no llegan necesariamente en su totalidad a los acuíferos, ya que el sistema no está en régimen estacionario y parte del agua de recarga puede almacenarse en el suelo, que actúa como un medio tampón desde este punto de vista.

Estos resultados indican que, incluso para años con un déficit de humedad acusado y con la infraestimación derivada del método de cálculo seguido, es probable una recarga a los acuíferos en algunos períodos del año. La realización de balances diarios permitiría determinar recargas a nivel diario, pero el grado de incertidumbres en dichos balances arrojaría unas estimas poco precisas y de un valor orientativo similar a los balances mensuales.

Tabla 107. Balance hídrico del área de estudio para el año medio.

ENTRADAS		Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
Precipitación Superficie (Km ²)		31.10	24.60	8.30	51.00	53.60	4.00	17.90	9.40	38.50	62.10	30.20	23.30	354.00
	1247.00													
Volumen de agua (Hm ³)		38.78	30.68	10.35	63.60	66.84	4.99	22.32	11.72	48.01	77.44	37.66	29.06	441.44
SALIDAS		Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
1. Eto Superficie cultivos		15.50	50.40	96.10	102.00	139.50	159.00	167.40	148.80	117.00	93.00	42.00	27.90	1158.60
	827.00													
Volumen de agua		12.82	41.69	79.49	84.37	115.39	131.52	138.47	123.08	98.78	76.93	34.74	23.08	958.37
		4.65	15.12	28.83	30.60	41.85	47.70	50.22	44.64	35.10	27.90	12.60	8.37	347.58
2. Evaporación suelo desnudo Superficie		411.00												
		1.91	6.22	11.86	12.59	17.22	19.63	20.67	18.37	14.44	11.48	5.19	3.44	143.04
Volumen de agua		40.42	69.66	123.75	126.72	179.06	236.64	278.26	244.53	151.44	90.02	44.64	46.36	1631.50
	4.20													
Volumen de agua		0.16	0.29	0.51	0.52	0.74	0.98	1.15	1.01	0.63	0.37	0.18	0.19	6.73
4. Escorrentía														
Ce1=0.037		1.15	0.91	0.31	1.89	1.98	0.15	0.66	0.35	1.42	2.30	1.12	0.86	13.10
		1.56	1.23	0.42	2.55	2.68	0.20	0.90	0.47	1.93	3.11	1.51	1.17	17.70
Ce2=0.050		7.78	6.15	2.08	12.75	13.40	1.00	4.48	2.35	9.63	15.53	7.55	5.83	88.50
		1.43	1.13	0.38	2.35	2.47	0.18	0.82	0.43	1.77	2.86	1.39	1.07	16.28
Volumen de agua Ce1		1.94	1.53	0.52	3.18	3.34	0.25	1.11	0.58	2.40	3.87	1.88	1.45	22.05
		9.69	7.67	2.59	15.89	16.70	1.24	5.58	2.93	12.00	19.35	9.41	7.26	110.31
BALANCE 1		22.46	-18.66	-81.90	-36.24	-68.98	-147.32	-138.79	-131.17	-65.61	-14.20	-3.84	1.27	-682.98
BALANCE 2		21.95	-19.06	-82.04	-37.07	-69.85	-147.39	-139.08	-131.32	-66.24	-15.21	-4.33	0.89	-688.75
BALANCE 3		14.20	-25.20	-84.11	-49.78	-83.21	-148.38	-143.55	-133.67	-75.84	-30.69	-11.86	-4.92	-777.01

2. Balance global para los años 1986 a 1990.

La suma de los resultados mensuales de cada balance para todas las cuencas hidrológicas en que se divide el área de estudio se presenta en las Tablas 108 a 112 para los años 1986 a 1990, respectivamente. De estas Tablas puede deducirse que el déficit anual estimado para el área de estudio oscila entre 274 Hm³ (1986) y 662 Hm³ (1990). Todos los balances anuales (1 a 3) son menos deficitarios que el balance del año medio histórico, y el año 1990 es el que presenta un balance cuantitativamente más similar al del año medio.

Junto a las diferencias en el valor del déficit hídrico anual, existen diferencias en el número de meses en los que el balance es positivo. Frente a dos meses con superávit de humedad en el balance del año medio, se presentan en el período 1986-1990 entre dos y siete meses con superávit de humedad. El número de meses con superávit o déficit de humedad es también variable interanualmente (el año 1990 es deficitario tanto anual como mensualmente).

El balance 1 presenta superávit un mínimo de cuatro meses (1987, 1988 y 1989) y un máximo de siete (1986). Enero y Noviembre siempre presentan superávit de humedad. Los meses de otoño e invierno (y puntualmente Abril de 1986) son frecuentemente excedentarios. El balance 2 es ligeramente más deficitario que el 1. Los períodos con balance positivo coinciden en número y distribución con los del balance 1. El balance 3 presenta excedentes entre 2 y 4 meses al año, coincidente con los de los balances 1 y 2. El valor máximo corresponde a Noviembre de 1989 (47 Hm³) y el mínimo a Octubre de 1987 (1.86 Hm³).

La recarga potencial máxima y mínima anual en el área de estudio se presenta en la Tabla 113. En esta Tabla los datos de partida son, para cada balance y año, la suma de los meses con valores positivos.

Tabla 108. Balance hídrico del área de estudio para el año 1986.

Balance global para 1986.

ENTRADAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
Precipitación	13.81	30.53	17.95	45.76	20.72	23.68	2.01	22.89	93.61	95.44	30.25	14.35	411.00
Superficie (Km ²)	1247												
Volumen de agua (Hm ³)	17.22	38.07	22.39	57.06	25.83	29.53	2.51	28.55	116.74	119.01	37.73	17.90	512.52
SALIDAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
1. Eto	13.51	22.92	13.51	59.89	83.88	164.87	162.74	141.30	101.58	75.70	31.77	19.27	890.95
Superficie cultivos	827												
Volumen de agua	11.17	18.96	11.17	49.53	69.37	136.34	134.59	116.86	84.01	62.60	26.27	15.94	768.28
2. Evaporación suelo desnudo	8.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.63	38.96
Superficie	411												
Volumen de agua	3.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.88	4.78	16.01
3. Evaporación directa	137.38	100.00	221.43	259.52	397.62	588.10	595.24	521.43	285.24	176.19	76.19	114.29	3472.62
Superficie	4.20												
Volumen de agua	0.58	0.42	0.93	1.09	1.67	2.47	2.50	2.19	1.20	0.74	0.32	0.48	14.63
4. Escorrentía													
Ce1 = 0.037	0.51	1.13	0.66	1.69	0.77	0.88	0.07	0.85	3.46	3.53	1.12	0.53	15.21
Ce2 = 0.050	0.69	1.53	0.90	2.29	1.04	1.18	0.10	1.14	4.68	4.77	1.51	0.72	20.55
Ce3 = 0.250	3.45	7.63	4.49	11.44	5.18	5.92	0.50	5.72	23.40	23.86	7.56	3.59	102.75
Volumen de agua Ce1	0.64	1.41	0.83	2.11	0.96	1.09	0.09	1.06	4.32	4.40	1.40	0.66	18.96
Volumen de agua Ce2	0.86	1.90	1.12	2.85	1.29	1.48	0.13	1.43	5.84	5.95	1.89	0.89	25.63
Volumen de agua Ce3	4.31	9.52	5.60	14.27	6.46	7.38	0.63	7.14	29.18	29.75	9.43	4.47	128.13
BALANCE 1	1.49	17.28	9.46	4.33	-46.16	-110.38	-134.68	-91.56	27.21	51.26	1.85	-3.96	-273.86
BALANCE 2	1.26	16.79	9.17	3.58	-46.50	-110.76	-134.71	-91.93	25.69	49.71	1.36	-4.20	-280.52
BALANCE 3	-2.18	9.17	4.69	-7.83	-51.67	-116.67	-135.21	-97.64	2.35	25.91	-6.18	-7.78	-383.03

Tabla 109. Balance hídrico del área de estudio para el año 1987.

Balance global para 1987.

ENTRADAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
Precipitación	51.50	24.93	0.96	11.16	65.94	1.40	29.25	6.93	21.73	64.89	42.32	49.35	370.36
Superficie (Km ²)	1247												
Volumen de agua (Hm ³)	64.22	31.09	1.19	13.92	82.22	1.75	36.47	8.65	27.10	80.92	52.77	61.54	461.84
SALIDAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
1. ETO	15.14	40.49	72.47	94.14	120.65	146.52	144.83	148.75	109.56	66.89	34.69	18.17	1012.31
Superficie cultivos	827												
Volumen de agua	12.52	33.49	59.93	77.86	99.78	121.17	119.77	123.02	90.60	55.32	28.69	15.02	837.18
2. Evaporación suelo desnudo	9.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.94	10.97	41.05
Superficie	411												
Volumen de agua	3.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.61	4.51	16.87
3. Evaporación directa	102.38	119.05	192.86	276.19	385.71	492.86	507.14	502.38	330.95	166.67	100.00	26.19	3202.38
Superficie	4.20												
Volumen de agua	0.43	0.5	0.81	1.16	1.62	2.07	2.13	2.11	1.39	0.7	0.42	0.11	13.5
4. Escorrentía													
Ce1=0.037	1.91	0.92	0.04	0.41	2.44	0.05	1.08	0.26	0.80	2.40	1.57	1.83	13.70
Ce2=0.050	2.57	1.25	0.05	0.56	3.30	0.07	1.46	0.35	1.09	3.24	2.12	2.47	18.52
Ce3=0.250	12.87	6.23	0.24	2.79	16.48	0.35	7.31	1.73	5.43	16.22	10.58	12.34	92.59
Volumen de agua Ce1	2.38	1.15	0.04	0.52	3.04	0.06	1.35	0.32	1.00	2.99	1.95	2.28	17.09
Volumen de agua Ce2	3.21	1.55	0.06	0.70	4.11	0.09	1.82	0.43	1.35	4.05	2.64	3.08	23.09
Volumen de agua Ce3	16.05	7.77	0.30	3.48	20.56	0.44	9.12	2.16	6.77	20.23	13.19	15.38	115.46
BALANCE 1	45.13	-4.05	-59.59	-65.61	-22.22	-121.56	-86.78	-116.80	-65.90	21.91	13.11	39.62	-422.74
BALANCE 2	44.30	-4.45	-59.61	-65.79	-23.29	-121.58	-87.26	-116.92	-66.25	20.86	12.42	38.82	-428.75
BALANCE 3	31.45	-10.67	-59.85	-68.58	-39.73	-121.93	-94.55	-118.64	-71.67	4.68	1.86	26.51	-521.12

Tabla 110. Balance hídrico del área de estudio para el año 1988.

Balance global para 1988

ENTRADAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
Precipitación	47.64	2.10	0.92	111.04	24.34	59.73	9.63	6.46	6.55	63.35	38.75	5.36	375.88
Superficie (Km ²)	1247												
Volumen de agua (Hm ³)	59.41	2.62	1.15	138.47	30.35	74.49	12.01	8.06	8.17	79.00	48.33	6.68	468.72
SALIDAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
1. ETo	22.01	39.62	85.33	91.83	114.87	134.93	162.92	154.94	109.77	75.88	34.34	24.63	1051.06
Superficie cultivos	827												
Volumen de agua	18.20	32.76	70.57	75.94	94.99	111.59	134.73	128.14	90.78	62.75	28.40	20.37	869.23
2. Evaporación suelo desnudo	13.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.73	14.87	48.89
Superficie	411												
Volumen de agua	5.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.52	6.11	20.09
3. Evaporación directa	76.19	114.29	316.67	192.86	292.86	326.19	554.76	569.05	380.95	202.38	78.57	166.67	3271.43
Superficie	4.20												
Volumen de agua	0.32	0.48	1.33	0.81	1.23	1.37	2.33	2.39	1.6	0.85	0.33	0.7	13.79
4. Escorrentía													
Ce1 = 0.037	1.76	0.08	0.03	4.11	0.90	2.21	0.36	0.24	0.24	2.34	1.43	0.20	13.91
Ce2 = 0.050	2.38	0.10	0.05	5.55	1.22	2.99	0.48	0.32	0.33	3.17	1.94	0.27	18.79
Ce3 = 0.250	11.91	0.52	0.23	27.76	6.09	14.93	2.41	1.62	1.64	15.84	9.69	1.34	93.97
Volumen de agua Ce1	2.20	0.10	0.04	5.12	1.12	2.76	0.44	0.30	0.30	2.92	1.79	0.25	17.34
Volumen de agua Ce2	2.97	0.13	0.06	6.92	1.52	3.72	0.60	0.40	0.41	3.95	2.42	0.33	23.44
Volumen de agua Ce3	14.85	0.65	0.29	34.62	7.59	18.62	3.00	2.01	2.04	19.75	12.08	1.67	117.18
BALANCE 1	33.23	-30.72	-70.79	56.60	-66.99	-41.23	-125.50	-122.77	-84.52	12.47	9.28	-20.75	-451.68
BALANCE 2	32.46	-30.76	-70.81	54.80	-67.39	-42.19	-125.66	-122.87	-84.62	11.45	8.66	-20.84	-457.78
BALANCE 3	20.58	-31.28	-71.04	27.10	-73.46	-57.09	-128.06	-124.48	-86.26	-4.35	-1.01	-22.17	-551.52

Tabla 111. Balance hídrico del área de estudio para el año 1989.

Balance global para 1989

ENTRADAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
Precipitación	11.46	39.05	24.37	29.53	22.27	16.22	15.68	38.33	24.45	8.48	94.94	19.32	344.09
Superficie (Km ²)	1247												
Volumen de agua (Hm ³)	14.29	48.70	30.38	36.83	27.77	20.23	19.56	47.79	30.49	10.58	118.39	24.09	429.09
SALIDAS	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
1. ETO	7.93	36.73	85.77	92.85	125.74	160.10	167.84	134.19	93.68	73.51	38.40	19.22	1035.96
Superficie cultivos	827												
Volumen de agua	6.56	30.38	70.93	76.79	103.98	132.41	138.81	110.97	77.47	60.80	31.75	15.89	856.74
2. Evaporación suelo desnudo	4.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.18	11.60	39.57
Superficie	411												
Volumen de agua	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.53	4.77	16.26
3. Evaporación directa	52.38	233.33	254.76	283.33	376.19	576.19	614.29	452.38	230.95	200.00	104.76	40.48	3419.05
Superficie	4.20												
Volumen de agua	0.22	0.98	1.07	1.19	1.58	2.42	2.58	1.9	0.97	0.84	0.44	0.17	14.43
4. Escorrentía													
Ce1 = 0.037	0.42	1.44	0.90	1.09	0.82	0.60	0.58	1.42	0.90	0.31	3.51	0.71	12.73
Ce2 = 0.050	0.57	1.95	1.22	1.48	1.11	0.81	0.78	1.92	1.22	0.42	4.75	0.97	17.20
Ce3 = 0.250	2.86	9.76	6.09	7.38	5.57	4.06	3.92	9.58	6.11	2.12	23.73	4.83	86.02
Volumen de agua Ce1	0.53	1.80	1.12	1.36	1.03	0.75	0.72	1.77	1.13	0.39	4.38	0.89	15.88
Volumen de agua Ce2	0.71	2.43	1.52	1.84	1.39	1.01	0.98	2.39	1.52	0.53	5.92	1.20	21.45
Volumen de agua Ce3	3.57	12.17	7.60	9.21	6.94	5.06	4.89	11.95	7.62	2.64	29.60	6.02	107.27
BALANCE 1	5.01	15.54	-42.74	-42.51	-78.82	-115.34	-122.56	-66.85	-49.08	-51.45	72.29	2.37	-474.15
BALANCE 2	4.82	14.91	-43.14	-42.99	-79.18	-115.60	-122.81	-67.47	-49.47	-51.59	70.75	2.05	-479.73
BALANCE 3	1.97	5.17	-49.21	-50.36	-84.74	-119.65	-126.72	-77.03	-55.57	-53.70	47.07	-2.76	-565.55

Tabla 112. Balance hídrico del área de estudio para el año 1990.

Balance global 1990

		Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	ANUAL
ENTRADAS														
Precipitación	Superficie (Km ²)	12.58	2.25	1.75	19.86	69.20	46.23	3.36	21.18	39.09	0.00	0.00	0.00	215.51
Volumen de agua (Hm ³)		15.69	2.80	2.19	24.77	86.30	57.65	4.19	26.41	48.74	0.00	0.00	0.00	268.74
SALIDAS														
1. Eto														
Superficie cultivos		14.85	47.96	71.51	92.35	126.81	138.46	159.60	137.05	102.69	66.11	34.51	17.00	1008.90
Volumen de agua		827												
2. Evaporación suelo desnudo		12.28	39.66	59.14	76.37	104.87	114.50	131.99	113.34	84.93	54.67	28.54	14.06	834.36
Superficie		8.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.83	10.26	40.06
Volumen de agua		411												
3. Evaporación directa		3.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.56	4.22	16.47
Superficie		42.86	142.86	278.57	285.71	380.95	440.48	578.57	459.52	321.43	0.00	0.00	0.00	2930.95
Volumen de agua		4.20												
4. Escorrentía		0.18	0.60	1.17	1.20	1.60	1.85	2.43	1.93	1.35	0.00	0.00	0.00	12.31
Ce1 = 0.037		0.47	0.08	0.06	0.73	2.56	1.71	0.12	0.78	1.45	0.00	0.00	0.00	7.97
Ce2 = 0.050		0.63	0.11	0.09	0.99	3.46	2.31	0.17	1.06	1.95	0.00	0.00	0.00	10.78
Ce3 = 0.250		3.15	0.56	0.44	4.97	17.30	11.56	0.84	5.30	9.77	0.00	0.00	0.00	53.88
Volumen de agua Ce1		0.58	0.10	0.08	0.92	3.19	2.13	0.15	0.98	1.80	0.00	0.00	0.00	9.94
Volumen de agua Ce2		0.78	0.14	0.11	1.24	4.31	2.88	0.21	1.32	2.44	0.00	0.00	0.00	13.44
Volumen de agua Ce3		3.92	0.70	0.55	6.19	21.57	14.41	1.05	6.60	12.19	0.00	0.00	0.00	67.18
BALANCE 1		-1.04	-37.57	-58.20	-53.72	-23.37	-60.84	-130.39	-89.84	-39.34	-54.67	-37.11	-18.27	-604.35
BALANCE 2		-1.24	-37.60	-58.23	-54.04	-24.49	-61.59	-130.44	-90.18	-39.97	-54.67	-37.11	-18.27	-607.84
BALANCE 3		-4.38	-38.16	-58.67	-59.00	-41.75	-73.12	-131.28	-95.46	-49.72	-54.67	-37.11	-18.27	-661.59

Tabla 113. Superávit de humedad máximo (M) y mínimo (m) estimado por los balances 1 a 3, y recarga obtenida para dicho superávit de humedad en el área de estudio (S = 1.247 Km²).

	1986		1987		1988		1989	
	M	m	M	m	M	m	M	m
SUPERAVIT (Hm³)	113	42	120	65	111	48	95	54
RECARGA (mm)	90	33	96	52	89	38	76	43

En esta Tabla se aprecia que no existen grandes diferencias interanuales en la recarga estimada, considerando que todo el superávit de humedad pasa a infiltración profunda y se distribuye de forma uniforme en toda el área de estudio. De esta forma, en 1986 se produciría una recarga mínima de 33 mm y en 1987 una recarga máxima de 96 mm. La recarga media del período estudiado tendría, de acuerdo con la Tabla anterior, un valor de 65 mm.

Si consideramos que las porosidades de los materiales litológicos varían entre el 30% y el 5% (capítulo 4), dicha recarga potencial media produciría, en una aproximación simplificada, un ascenso potencial de niveles de entre 22 cm (para la porosidad del 30%) y 130 cm (para la porosidad del 5%). Estas estimas potenciales son del mismo orden de magnitud que los ascensos de nivel máximos observados durante el período de estudio, que fueron de en torno a 50 cm (capítulo de evolución piezométrica) lo que sugiere que las estimas realizadas son conceptualmente coherentes con los resultados de campo.

Sin embargo, si se acepta que las porosidades reales del sistema en consideración se aproximan más a los valores de porosidad más baja, las estimas serían en torno a dos veces y media superiores a las medidas. Dichas diferencias pueden deberse, entre otras, a las siguientes razones: (1) al método de estima de las recargas, en el que sólo se han computado los meses con recarga positiva, cuando parece obvio que los meses con recarga "negativa" tienen un efecto de minoración sobre las de los meses positivos (ya se comentó anteriormente que el efecto del almacenamiento del agua en el suelo no se ha contemplado en el análisis realizado) y (2) a la simplificación de la estima de los ascensos de nivel (= recarga/porosidad), que asume la ausencia de flujos laterales inducidos por el incremento del gradiente hidráulico de la superficie piezométrica. Sin embargo, en un sistema multicapa y con pequeñas superficies de los acuíferos, la existencia de flujos laterales puede ser relevante, lo que haría que los ascensos del nivel freático fueran inferiores a los estimados con dicha simplificación. La dificultad de conocer con precisión la geometría de los acuíferos y los parámetros hidrogeológicos fundamentales impide, sin embargo, efectuar otro tipo de estimas posiblemente más próximas a la realidad del funcionamiento hidrogeológico del sistema en estudio.

6.4.9. Funcionamiento Hidrogeológico

En base a los resultados obtenidos en este trabajo, el modelo hidrogeológico que se propone para la zona endorreica del sur de Bujaraloz es el de un sistema de múltiples niveles saturados de bajo espesor (el 75% de los mismos tienen potencias inferiores a 1 m), formados en las litologías más permeables de la serie estratigráfica (calizas, yesos y margas, permeables por fracturación y/o disolución) y que se presentan alternantes entre otros materiales litológicos menos permeables (margas no fracturadas, calcilitas y lutitas), no saturados y de potencia considerablemente mayor.

La geometría y dimensiones espaciales de los niveles saturados son, por lo tanto, los de la litología que los alberga, de tal manera que, verticalmente, se presenta generalmente más de una capa saturada y, lateralmente, la continuidad de las capas saturadas se ve muy limitada por los numerosos cambios laterales de facies, típicos de las formaciones sedimentarias de la Cuenca Central del Ebro. Como resultado de todo ello, este sistema se enmarca dentro de los medios hidrogeológicos poco permeables y extremadamente heterogéneos.

La baja permeabilidad general de los materiales implica un control topográfico acusado de los niveles piezométricos (la relación entre la cota piezométrica y la cota topográfica de 70 puntos de agua es significativa a $P < 0.1\%$), lo que propicia la formación de niveles saturados muy próximos a la superficie, de tal manera que la profundidad media de las aguas subterráneas en el período estudiado (1986-1990) ha sido de 4.2 m. La presencia de niveles saturados entre niveles poco permeables hace que el 57% de los mismos sean niveles cautivos o semiconfinados no, o escasamente, conectados hidráulicamente entre sí. En los rellenos cuaternarios de las vales se presentan niveles saturados libres, desarrollados a favor de las diferencias de permeabilidad con los materiales miocenos, que tampoco están conectados entre sí o con los niveles miocenos.

La caracterización del sistema como poco permeable y altamente heterogéneo se refleja asimismo en sus características hidroquímicas, típicas de aguas subterráneas con elevados tiempos de residencia en el terreno. Así, la CE media de los 72 puntos de agua controlados en la zona es de 7.0 dS/m y su variabilidad espacial es muy elevada (C.V. superior al 100%), en tanto que la variabilidad temporal es escasa. Los puntos situados en las depresiones tienen generalmente una CE mayor que la de los situados en las plataformas, debido tanto a que sus tiempos de residencia en el terreno son mayores como al efecto de la evapoconcentración de las aguas en estas zonas deprimidas. Los iones predominantes en las aguas subterráneas son el Mg y el SO_4 , seguidos del Na y el Cl. Las aguas están saturadas de forma mayoritaria en aragonito, calcita y dolomita, y subsaturadas en halita y epsomita. La saturación en yeso se produce únicamente en el 49% de las aguas, debido a la importante presencia de iones no comunes a dicho mineral.

El sistema se recarga vía precipitación, tal como demuestra la relación significativa ($P < 1\%$) existente entre los niveles medios mensuales de las aguas y las precipitaciones mensuales antecedentes, aunque la complejidad y heterogeneidad hidrogeológica hace que las respuestas a nivel individual no sean evidentes. En el año hidrológico de 1987 se observó una recarga generalizada del sistema (el 82% de los puntos ascendieron de nivel), en tanto que en los años 88 y 89 se produjo una descarga generalizada, para

alcanzarse un nivel de cuasi-equilibrio en el último año de estudio (1990). Aunque las recargas medias potenciales estimadas pueden alcanzar valores en torno a 65 mm, el déficit hídrico general de la zona de estudio presupone que las recargas efectivas pueden ser en general pequeñas, tal como demuestran las variaciones de nivel, generalmente centimétricas, detectadas en los puntos de observación.

La falta de conexión hidráulica horizontal y vertical entre los niveles saturados dificulta definir las líneas de flujo para el conjunto del sistema. Sin embargo dentro de determinados niveles saturados ha podido definirse el sentido del flujo. Los niveles saturados cortados por la superficie topográfica forman zonas de descarga más o menos extensas (lagunas), mientras que los niveles más profundos de la zona oriental descargan en los niveles de base próximos (fundamentalmente, el barranco de Valcuerna). La parte occidental del área de estudio actúa como zona de recarga cuyas líneas de flujo convergen hacia las lagunas presentes en la parte central.

7. RESUMEN Y CONCLUSIONES

7. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Clima

La recopilación de información de las principales variables climáticas permite establecer algunas consideraciones generales acerca de las características climáticas del área.

La precipitación (P) del año medio histórico del conjunto de estaciones analizadas es de 341 mm y aumenta ligeramente desde el río Ebro (P en torno a 300 mm) hacia el Norte (P en torno a 385 mm). La P del año medio del período estudiado (1986-1990) es muy similar (P media de 350 mm, mínima al Sur de 280 mm y máxima al Norte de 392 mm). La variabilidad espacial de las P anuales es escasa, tal como indican los coeficientes de variación de la media de las estaciones, inferiores al 10%, así como los mapas de isoyetas confeccionados por técnicas geoestadísticas.

La variabilidad temporal de las P mensuales es muy elevada. Estas P se concentran en dos períodos, primavera y otoño, durante los cuales se registra el 70% de la P total anual. Durante el verano se producen frecuentemente tormentas y es en esta época cuando se registra una mayor variabilidad espacial de la precipitación mensual. Dicha variabilidad se ha observado asimismo entre los pluviómetros instalados junto a las principales lagunas de Monegros II.

El régimen de temperaturas corresponde a un clima de tipo continental, con temperaturas medias anuales que oscilan entre los 14-16°C, temperaturas máximas medias en torno a los 20°C y mínimas en torno a los 8°C. La variabilidad espacial de estas temperaturas es, en general, poco acusada.

El área de Monegros sufre los efectos del viento durante todo el año, aunque en primavera se detectan los vientos más fuertes (en torno a los 295 Km/día) y en otoño los más flojos (en torno a los 195 Km/día). La velocidad media anual del viento en las dos estaciones estudiadas ha sido ligeramente superior en Candasnos (243 Km/día) que en Valfarta (229 Km/día).

La ET_0 , estimada por el método FAO USDA Blaney-Criddle, adaptado a las condiciones climáticas de Aragón por Faci y Martínez Cob (1991), presenta, según estaciones, valores mínimos de entre 0.4 y 0.8 mm/día en Enero y máximos de entre 5.3 y 6.7 mm/día en Julio. Los valores anuales oscilan entre 1.100 y 1.300 mm. y son parecidos entre las estaciones analizadas (ET_0 media = 1.182 mm/año y CV = 5 %), lo que indica que la variabilidad espacial de la ET_0 anual es escasa.

La evaporación medida en tanque clase A (E) en las estaciones de Valfarta y Candasnos presenta, para el año medio del período 1986 a 1990, valores mínimos de entre 0.9 (Valfarta) y 1.7 (Candasnos) mm/día en Enero y máximos de entre 8.3 (Valfarta) y 11.2 (Candasnos) en Julio. Los valores en Candasnos son, en promedio, un 30% superiores a los de Valfarta, debido fundamentalmente a la ubicación de las estaciones (secano en Candasnos y regadío en Valfarta). Los coeficientes medios del tanque, o relación ET_0/E , son 0.54 en Candasnos y 0.68 en Valfarta, inferiores a los obtenidos por FAO para condiciones climáticas similares a las de este trabajo, debido posiblemente a fenómenos advectivos derivados de su emplazamiento en un ambiente semiárido.

Es evidente que los valores de ET_0 superan claramente a los valores de P , de tal manera que los períodos de déficit de humedad, aunque variables de año a año, superan siempre los seis meses/año, tal como se discutirá en el Capítulo de hidrología superficial.

Suelo

La distribución espacial de los suelos en Monegros II se encuentra muy ligada a la formación geológica sobre la que se desarrollan y, dentro de ésta, a los procesos que tienen lugar en cada unidad geomorfológica. Litológicamente no existen grandes diferencias entre formaciones geológicas, si exceptuamos la Fm. Yesos de Retuerta, con contenido mayoritario en yeso.

Los suelos situados en una misma unidad geomorfológica presentan generalmente características comunes en cuanto a profundidad, pedregosidad y presencia de horizontes diagnóstico, aunque existen diferencias en la distribución y los niveles de salinidad. Los suelos de los relieves son esqueléticos, los de las plataformas pedregosos y poco profundos, los de las laderas de piedemonte presentan profundidad y pedregosidad variables y los suelos de las vales son profundos, sin pedregosidad, y están constituidos mayoritariamente por limos con alto contenido en yeso. Los niveles de salinidad en los suelos estudiados están muy ligados a la posición geomorfológica, como lo revela el hecho de que la mayor parte de las depresiones del área estén ocupadas por suelos salinos. La presencia de yeso en el suelo es muy general, ya que el mismo es uno de los materiales litológicos dominantes en todas las formaciones geológicas de Monegros II.

La calibración del sensor electromagnético (SEM) en una parcela del sector II ha permitido obtener ecuaciones similares a las deducidas por otros autores en zonas cercanas al área de estudio. Aunque el intervalo de validez de estas ecuaciones es limitado, se pone de manifiesto que el instrumento es fiable para el diagnóstico de la salinidad del suelo si las lecturas se hacen dentro de un mismo intervalo de humedad del suelo.

Los escasos datos disponibles de la salinidad de los suelos previa al riego en el área de estudio (sectores I y II) indican unos niveles de salinidad ($CE_e < 1.6$ dS/m) y de sodicidad ($RAS < 1.3$ (meq/L)^{0.5}) bajos, y una heterogeneidad espacial elevada (CV de la media superiores al 36%). Las CE_e medias estimadas en este trabajo a partir de 75 lecturas de la CE_e obtenidas con el SEM en posición horizontal y distribuidas espacialmente en el área de estudio indican, asimismo, que la salinidad media es baja ($CE_e < 1.8$ dS/m), aunque existen a nivel puntual zonas de salinidad superior a 8 dS/m.

La interpretación de la CE_e como medida indirecta de la salinidad de los suelos regados en los sectores I y II resulta complicada, ya que dichos valores se ven afectados por los contenidos presumiblemente crecientes de humedad del suelo derivados de la transformación en regadío de una zona eminentemente árida. Pese a ello, se aportan datos de evolución de la CE_e del suelo en los primeros años de regadío que serán útiles para establecer futuras tendencias de la salinidad del suelo una vez alcanzado un régimen hídrico más estacionario.

Durante el período estudiado de Mayo 1988 a Junio 1990, se ha observado un incremento temporal de la CE_e en los suelos regados. Asimismo, se aprecia la existencia de perfiles de recarga (CE_e superficial $<$ CE_e profunda) en el 91% de los puntos

controlados, aspecto que manifiesta la efectividad del riego en el lavado de las sales acumuladas en el suelo. Finalmente, la variabilidad temporal y, en particular, espacial de la CE, es elevada, especialmente en la zona Norte del área estudiada, y puede atribuirse en mayor o menor medida a las modificaciones de drenaje producidas por las obras de transformación que se están produciendo de forma muy dinámica en el área de estudio.

Geología

Descripción geológica

Se ha obtenido una cartografía a escala 1:50.000 y se han revisado a esta escala las unidades litoestratigráficas definidas por Quirantes. Han sido descritos y representados cartográficamente cinco miembros con características litológicas distintas. La naturaleza de estos miembros es evaporítica (Mb. Yesos de Retuerta) o calcárea (Mb. Bujaraloz, Mb. Calizas de Peñalba, Mb. Calizas de Sigena y Mb. Los Arcos). Todas las formaciones geológicas se hallan representadas por una columna litológica en la que los materiales litológicos lutitas, calizas, yesos y margas se alternan en pequeñas potencias. Dichos materiales son comunes a todas las formaciones geológicas miocenas, diferenciándose entre sí por el contenido mayoritario de una u otra litología. La única formación geológica con materiales detríticos es la Fm. Caspe y está constituida por una gran masa de lutitas atravesada por paleocanales de arenisca.

El estudio al microscopio de los materiales litológicos, realizado con el doble objetivo de describir la naturaleza de los mismos y definir su capacidad potencial de almacenar y transmitir agua, no ha permitido realizar una diferenciación clara por litologías. La porosidad es muy variable (del 1 al 30%) dentro de cada material y formación geológica, aunque en general es inferior al 5%, y la intensidad de fracturación y disolución no es significativamente diferente entre los materiales.

Salinidad de los materiales litológicos

La disolución de los materiales litológicos con agua desionizada permite hacer una clara diferenciación de los mismos en cuanto a su contenido en sales solubles. A nivel Miembro, Yesos de Retuerta presenta una mayor mineralización en todos los materiales que lo componen, Bujaraloz presenta un contenido en sales solubles intermedio y Los Arcos contiene los materiales litológicos con menor contenido en sales solubles del área. A nivel material litológico, los yesos liberan sales solubles en un porcentaje ligeramente superior al 25%, margas y lutitas de la Fm. Zaragoza en torno al 5% y el resto en porcentajes inferiores al 5%. En términos de CE, todos los valores obtenidos son muy bajos ($CE < 0.54$ dS/m) excepto en los yesos, que producen una solución de equilibrio en torno a 2.2 dS/m.

El catión mayoritario es calcio y a continuación magnesio, y el anión mayoritario es sulfato. Sodio y cloruro son muy escasos, lo que hace que la relación de adsorción de sodio (SAR) de estas soluciones sea muy baja, aspecto beneficioso desde el punto de vista de la estabilidad estructural de los medios porosos. El valor más bajo de Ca/Na (en cualquier caso superior a 6) se obtiene en general en las lutitas, lo que sugiere una cierta proporción de Na en sus posiciones de cambio.

El pH final de equilibrio es en todos los casos inferior a 8.3, lo que indica que el bicarbonato es la especie iónica de Carbono inorgánico mayoritaria en estas soluciones.

El efecto del tamaño de grano es perceptible en los materiales litológicos con importantes contenidos en carbonatos (calizas y margas) y menos relevante en lutitas y yesos. En todos los materiales litológicos se aprecia una mayor liberación de sales conforme disminuye el tamaño de las partículas.

La masa de sales disueltas por el agua desionizada es baja en todos los materiales litológicos excepto el yeso y su equilibrado con soluciones de calcita y con el agua del canal de Monegros, situaciones más comunes en el área de estudio, hace que dichos aportes disminuyan (del 9 al 83% según materiales) por efecto del ion común. Por el contrario, el efecto de fuerza iónica hace que el equilibrado con aguas salinas o saturadas en yeso incremente hasta en un 250% los sólidos disueltos totales en todos los materiales, excepto en el yeso.

Los bajos valores de TDS obtenidos en estos ensayos contrastan con las elevadas salinidades de la mayoría de las aguas subterráneas localizadas en Monegros II. Ello sugiere tanto la presencia de otros materiales litológicos no muestreados capaces de aportar mayores cantidades de sólidos solubles como largos tiempos de contacto agua/material. Tales factores, asociados a la salinidad aportada fundamentalmente por los yesos y a procesos de intercambio con las lutitas, junto con la evapoconcentración de las aguas más superficiales, producirían en estos medios poco permeables los valores de salinidad observados.

Prospección geoelectrica Wenner

A pesar de la variabilidad espacial del sustrato geológico y de la escasa potencia de los estratos alternantes, los perfiles de CE₁ tipo descarga establecidos por este método, corresponden en un 96% de los casos analizados a posiciones geomorfológicas susceptibles de inducir dicha descarga (zonas deprimidas con aguas subterráneas muy próximas a la superficie). Por el contrario, los perfiles tipo recarga sólo se corresponden con posiciones geomorfológicas elevadas en el 44% de las observaciones realizadas.

La estimación de la profundidad de los niveles de agua a partir de las lecturas de la configuración Wenner ha resultado en general pobre. Así, la regresión lineal establecida entre los 40 niveles medidos y los estimados por este método tiene un error estándar de la estimación de 1.8 m. Por el contrario, para los 24 puntos con perfil tipo descarga dicho error es de 0.54 m. A efectos prácticos, los resultados obtenidos indican que los perfiles de descarga presentan más del 50% de las observaciones dentro del margen de error de ± 1 m, y este porcentaje aumenta hasta el 75% cuando dicho margen es de ± 2 m.

En síntesis, el método Wenner ha demostrado su capacidad para definir las áreas de descarga y para estimar con un grado de precisión aceptable el nivel freático o piezométrico en este tipo de perfiles. Ambos aspectos son de singular importancia, ya que permitirían detectar de forma temprana posibles ascensos freáticos y los consiguientes procesos de salinización, de consecuencias tan negativas para la agricultura de regadío.

Hidrología superficial

El área de estudio comprende siete cuencas hidrológicas, cinco de ellas completas (Bco. de Valcuerna, Val de Aloras, Valdelacoja, Val de Pobles y Cuenca endorreica central) y sólo una parte de las otras dos (Val de Liberola, margen derecha; Val de Cenicera, margen izquierda).

La descripción geológica, geomorfológica, hidrológica y edafológica de estas cuencas hidrológicas pone de manifiesto que existen importantes diferencias entre ellas, con consecuencias en el régimen hidrológico superficial y en el balance hídrico global del sistema.

Las cuencas hidrológicas, excepto la endorreica central, desaguan en el río Ebro, aunque sólo el Barranco de Valcuerna es un curso de agua permanente. Las aportaciones superficiales estimadas para las diferentes cuencas a partir de un coeficiente de escorrentía del 0.08% oscilan entre 0.01 Hm³/año (Val de Liberola) y 0.125 Hm³/año (Barranco de Valcuerna).

Barranco de Valcuerna

En el tramo del Barranco de Valcuerna controlado por la E.A. nº 231 se han medido aportaciones en régimen natural en torno a 0.38 Hm³ /año, valor muy superior al proveniente de la escorrentía de la precipitación, lo cual indica que el coeficiente de escorrentía está infraestimado y/o que el 82% de la aportación total tiene fundamentalmente un origen subterráneo.

En régimen natural, el Bco. de Valcuerna tiene un caudal de base (o caudal mínimo medido en la estación de aforos) de 6 L/s, la CE es 14 dS/m y predominan los iones sodio, magnesio, sulfato y cloruro. Ello indica que las aguas subterráneas que descargan en el cauce de Valcuerna tienen una elevada salinidad y proporción en estos iones, tal como corresponde a aguas saturadas en calcita y yeso y con SO₄ > Ca.

La descarga subterránea responsable de este caudal de base ha sido estimada entre 4 y 7 L/s mediante la descomposición del hidrograma (Estación de Aforos nº 231). Esta descarga subterránea no es constante a lo largo del cauce, ya que es menor en cabecera (< 0.4 L/s x Km), aumenta paulatinamente en el tramo medio (aguas abajo de Peñalba) hasta alcanzar los 3.0 L/s x Km en el entorno de la E.A. nº 231, y vuelve a disminuir en el tramo inferior mas próximo al Ebro.

Asimismo, la variación de CE de las aguas por Km de cauce, deducida de los muestreos efectuados en 11 puntos de control, indica que los mayores incrementos se producen en la parte media del cauce (en torno a 0.2-0.4 dS/m Km), en tanto que en los tramos superior e inferior dichos incrementos son mucho menores (en torno a 0.08-0.04 dS/m Km). Los valores de CE medidos en seis puntos de rezume coinciden con estos resultados, ya que la CE aumenta desde valores en torno a 4.1 dS/m en cabecera hasta valores en torno a 12-13 dS/m en la parte media del cauce.

El Bco. de Valcuerna se ha visto afectado por la puesta en riego de determinadas superficies (500 a 1200 ha) dentro de su cuenca de recepción. Entre los efectos del riego destacan (a) el incremento entre 3 y 15 veces de la aportación anual en régimen de

regadío (1.2 a 5.6 Hm³/año) respecto al régimen natural (0.38 Hm³/año), (b) el descenso temporal paulatino de la salinidad desde valores medios anuales de CE de 13.3 dS/m en régimen natural (1986) hasta valores de 6.7 dS/m en 1990 a medida que se han ido incrementando los riegos y los caudales desaguados por el Canal de Monegros y (c) el incremento en la masa de sales exportadas anualmente que ha sido entre cuatro y siete veces superior en régimen de regadío (M = 12.000 a 22.000 t/año) que en régimen natural (M = 3.000 t/año).

Estos incrementos de masa inducidos por los excedentes del riego pueden deberse al desplazamiento de las sales del suelo por las aguas de drenaje (de importancia menor, pues los suelos no son, en general, salinos) y, principalmente, a la recarga del acuífero salino y consiguiente incremento de la descarga de agua y sales del mismo al barranco. Esta conclusión se ve reforzada por el hecho de que la masa de sales aumenta linealmente con el caudal (hasta valores de unos 15.000 m³/día), de tal manera que la CE del agua que descarga al barranco (o pendiente de la recta de regresión) es constante, igual a 8 dS/m, y relativamente independiente del caudal. Dicho acuífero salino actúa por lo tanto como una fuente de sales que modula más o menos eficazmente el efecto diluidor de las aguas dulces (CE = 0.3 dS/m) del canal de Monegros.

Areas endorreicas

Las características fisiográficas y climáticas medias de las quince lagunas estudiadas durante el período 1989-1990 clasifican las mismas como lagos secos o "salt-pans". Sin embargo, los valores mensuales de dichos factores climáticos y fisiográficos permiten subdividir las mismas en lagunas secas (Muerte y Salineta), lagunas efímeras (Guallar, Pez, Pito, Pueyo y Saladar) y lagunas permanentes (Playa). El resto de las lagunas (Amarga I, Amarga II, Camarón, Piñol, Rebollón, Rollico y Salobral) no tienen un comportamiento definido.

La falta de coincidencia entre estas clasificaciones, así como la pobre correlación obtenida entre las superficies de las cuencas de recepción y las superficies máximas de inundación, sugieren que el régimen hídrico de las lagunas no viene definido exclusivamente por los componentes superficiales contemplados en este análisis. Este hecho coincide con los resultados obtenidos en los balances hídricos de cada laguna, que estiman déficit hídricos en períodos en los que se observa agua libre en las lagunas, así como con la ausencia de una correlación significativa entre la duración del ciclo húmedo de cada laguna y la precipitación anual medida en las mismas.

Todo ello permite concluir que las lagunas están alimentadas, en mayor o menor medida, por aportes de aguas subterráneas. La aportación subterránea mínima necesaria para compensar los déficit hídricos computados y lograr una concordancia con las observaciones de campo se ha estimado, según los supuestos aplicados en los distintos balances, entre 625 y 2.606 Dm³/año. De estas aportaciones, la mitad (310 a 1294 Dm³/año) corresponden a la laguna de La Playa, caracterizándose de esta forma como la principal "salida" en el área de estudio. Dichos resultados sugieren que las descargas de agua subterránea a las lagunas son similares a las entradas por lluvia directa (1.345 Dm³/año) sobre las superficies de máxima inundación, lo que ilustra la importancia de los flujos subterráneos sobre el funcionamiento hidrológico de las lagunas.

Desde el punto de vista del efecto de los excedentes del riego sobre las superficies

de inundación de las lagunas, las estimas efectuadas indican que en el 50% de las lagunas los incrementos de superficie serían poco importantes ($< 10\%$), en tanto que para el 21% de las mismas dichos incrementos podrían llegar a ser superiores al 100%; en todos los casos, los excedentes del regadío implican una alteración de los ciclos de llenado y vaciado de las lagunas, con los efectos derivados de una inversión potencial de los gradientes hidráulicos y de una modificación en las características geoquímicas de estas aguas.

Las características químicas de las aguas lagunares son el resultado de la interacción de las aguas fuente (aguas de lluvia y aguas subterráneas) y de los procesos de dilución y evapoconcentración. La CE media de las aguas de precipitación es 0.3 dS/m y los iones mayoritarios son el calcio, el sulfato y el cloruro, lo que refleja la influencia de la movilización eólica de los minerales presentes en los suelos y en los sedimentos salinos de las áreas endorreicas. Ello implica que la masa de sales por unidad de volumen aportada por la lluvia es del mismo orden de magnitud que la aportada por las futuras aguas de riego del canal de Monegros. La CE media de las aguas subterráneas próximas a las lagunas es 6.2-7.3 dS/m y los iones mayoritarios son el magnesio y el sulfato. El estadio final de la evolución teórica de estas aguas sometidas a evaporación conduce, según el diagrama clásico de Eugster y Hardie, a salmueras tipo Na-Ca-Mg-Cl para las aguas de lluvia (donde $mCa > mSO_4$) y Na-Mg-Cl- SO_4 para las aguas subterráneas (donde $mCa < mSO_4$).

La salinidad de las aguas lagunares es extremadamente elevada (CE media = 69 dS/m) y los iones preponderantes (Na-Mg-Cl- SO_4) coinciden con los previstos por el diagrama de Eugster y Hardie para la evaporación de las aguas subterráneas, lo que sugiere que el proceso de evapoconcentración de dichas aguas es el determinante de la evolución geoquímica de las aguas lagunares. La variabilidad estacional hidroquímica de las aguas lagunares es elevada y, en general, coherente con sus ciclos de llenado (predominio del proceso de dilución) y vaciado (predominio del proceso de evapoconcentración).

La correlación significativa ($P = 0.1\%$) obtenida entre los iones Na y Cl indica que las aguas lagunares provienen de las aguas subterráneas con las que están relacionadas en cada caso y que las diferencias entre lagunas son fundamentalmente debidas a las diferencias en los contenidos iónicos de las aguas subterráneas, unido a distintas evapoconcentraciones de las aguas lagunares y asimismo a que la acumulación de estos iones se produce sin un control apreciable de las fases sólidas relacionadas con estos iones (fundamentalmente halita -NaCl- y thenardita - Na_2SO_4 -). Así, los índices de saturación calculados indican que dichas aguas no están saturadas en dichos minerales, mientras que sí lo están en los minerales anhidrita ($CaSO_4$), yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), calcita ($CaCO_3$), huntita ($Mg_3Ca(CO_3)_4$) y en dolomita ($CaMg(CO_3)_2$).

Río Ebro

Los valores medios de CE en el tramo estudiado varían, según fechas de muestreo, entre 1.4 y 2.4 dS/m. La CE entre Zaragoza y Escatrón aumenta en un 13% y disminuye posteriormente hasta el embalse de Mequinenza. Los valores máximos de CE (en torno a 2.6 dS/m) se han obtenido en el tramo Sástago-Escatrón en el muestreo de Septiembre. Dichos valores son susceptibles de afectar negativamente a los cultivos sensibles, tales como frutales, hortalizas y maíz.

Finalmente, en el tramo de río adyacente a Monegros II, no se han detectado ascensos de CE que pudieran ser atribuidos a una descarga subterránea procedente de ese sistema. Caso de existir, la magnitud de dichas descargas resulta indetectable con los caudales circulantes por el río Ebro.

Las aguas del embalse de Mequinenza son ligeramente más salinas y más frías a 20 m de profundidad que en superficie. La CE aumenta sistemáticamente desde la cola (Caspé; CE = 1.5 dS/m) hasta la presa (Mequinenza; CE = 2.4 dS/m). Aunque no puede descartarse que dichos incrementos sean debidos en parte a descargas subterráneas salinas procedentes del área de estudio, este comportamiento puede asimismo explicarse por aportaciones al embalse de aguas dulces de invierno (el muestreo se efectuó en Febrero) y por el elevado tiempo de residencia del agua en el mismo, que haría que las aguas más próximas a la presa procedieran de períodos con aguas de mayor CE (verano) y sujetas a un mayor tiempo de evaporación.

Hidrología subterránea

La profundidad media del agua subterránea de los 72 puntos controlados en el período Marzo 1986 a Septiembre de 1990 es de 4.2 m (CV = 54%) y la CE media es de 7.0 dS/m (CV = 108%). Estos valores sugieren un peligro potencial de salinización del suelo si dichos niveles ascendieran por efecto del regadío.

El análisis de las variaciones entre muestreos del nivel piezométrico medio de los 47 puntos de agua, sin intervención externa, indica la existencia de recarga en 9 muestreos y de descarga en los 17 muestreos restantes. Los máximos ascensos medios se produjeron entre Septiembre y Octubre de 1986 y los máximos descensos medios entre Marzo y Junio de 1989. En general, las entradas y salidas al sistema son de escasa magnitud, tal como indican los descensos y ascensos medios para el período de estudio 1986-90, menores de ± 10 cm. Deben resaltarse en todos los casos los elevados CV de estos valores medios, lo que indica el comportamiento heterogéneo del nivel piezométrico de los puntos de agua analizados.

No ha podido establecerse una relación entre las estaciones lluviosas (primavera y otoño) y la evolución ascendente del nivel piezométrico, lo que hace presumir que existen además otras variables que afectan a los niveles de agua medidos. A pesar de ello, el 82% de los puntos ascendió de nivel en el período 1986-87, resultado que está de acuerdo con observaciones previas que indicaron para ese año un llenado generalizado de las cubetas endorreicas y una mayor duración del ciclo húmedo en las mismas.

Los niveles piezométricos están significativamente controlados por la topografía y, con menos claridad, por la geomorfología, de tal manera que puede generalizarse que las superficies piezométrica y topográfica son más o menos paralelas, aunque la distancia entre ellas es menor en las áreas deprimidas que en las áreas elevadas. Todo ello es consecuencia inmediata de la falta de permeabilidad del medio. En consecuencia, los gradientes hidráulicos establecidos entre estas áreas posibilitarían que las zonas elevadas (plataformas e interfluvios) actuaran como áreas de recarga, en tanto que las zonas deprimidas (lagunas y vales) actuaran como áreas de descarga. Así, el mapa piezométrico presenta como principales zonas de recarga a Las Planas (junto a la Retuerta de Pina), las Seltas Altas y la Plana Castellana, y como principales zonas de descarga

a las lagunas y el barranco de Valcuerna.

Hidroquímicamente, las aguas subterráneas se caracterizan por una salinidad entre 4 y 97 dS/m (valor medio igual a 7 dS/m), el predominio de los iones sulfato (valor medio igual a 89 meq/L) y magnesio (valor medio igual a 66 meq/L) en el 48% de los puntos, la saturación en aragonito, calcita y dolomita en el 95% de los puntos y la subsaturación general en epsomita y halita. El 75% de los puntos están saturados en anhidrita y magnesita, y solamente el 49% lo están en yeso, debido a que su solubilidad aumenta sustancialmente por efecto de las elevadas fuerzas iónicas y las elevadas concentraciones de iones no comunes a este mineral.

La composición iónica de la mayoría de los puntos de agua es constante en el tiempo, lo que permite considerar a estas aguas representativas de "acuíferos" en régimen hidroquímico estacionario. Por el contrario, los mapas de isoconductividad e isoconcentraciones indican que la variabilidad espacial es muy elevada y con valores más altos en las depresiones que en las plataformas. Asimismo, los perfiles CE-Temperatura efectuados en 23 sondeos indican que, en los casos en que existen cambios verticales de la CE, ésta siempre aumenta con la profundidad. Asimismo, la composición iónica de las aguas superficiales es sulfatada-magnésica en tanto que la de las aguas profundas es sulfatada-clorurada-sódica (valores de Cl/SO_4 y $Na/Mg < 1$ en superficie y valores de $Na/Mg > 1$ en profundidad).

El sustrato geológico entre los 305 y 364 m.s.n.m. está constituido por una serie alternante de margas, calizas margosas, lutitas y yesos de baja potencia. Este sustrato geológico favorece la falta de conexión hidráulica horizontal y vertical entre la mayor parte de los niveles saturados, tanto por la escasa permeabilidad de las litologías como por la falta de correlación estratigráfica e hidroquímica puesta de manifiesto a través de las columnas de los sondeos. Entre los 2 y 18 m de profundidad se han detectado 36 niveles saturados y 37 niveles transmisivos alojados en diferentes litologías, aunque los primeros predominan en yesos y calizas más o menos permeables por disolución y fracturación. El 75% de los niveles saturados tienen espesores inferiores a 1 m. La presencia alternante de materiales prácticamente "impermeables" en la serie estratigráfica hace que el 57% de los niveles saturados sean cautivos.

Los resultados obtenidos en el análisis de regresión entre la profundidad media del agua subterránea y la precipitación antecedente indican que (1) existe una relación causal pobre pero significativa a $P = 1 \%$, entre la precipitación y la recarga de los acuíferos y (2) dicha relación es mejor para el análisis efectuado a nivel mensual y trimestral que para el efectuado a nivel semestral (esto es, el efecto de la precipitación sobre la profundidad media del agua subterránea es relativamente rápido, con un retardo de uno a tres meses. Por el contrario, el análisis bivalente de las series de tiempo de precipitación y nivel de agua efectuado para cada punto particular no ha dado resultados significativos, posiblemente debido a que la complejidad y heterogeneidad hidrogeológica del sistema en consideración requiere series de tiempo más largas e intervalos de tiempo de ambas variables mucho más cortos.

El análisis de la evapoconcentración de las aguas subterráneas y su relación con las aguas lagunares colindantes indica que en más del 50% de los casos analizados existe una convergencia hidroquímica, lo que sugiere que las aguas lagunares son, en gran parte, el resultado de la evapoconcentración de las aguas subterráneas procedentes de niveles saturados con los que tienen relación directa; esto es, las lagunas actúan como

áreas de descarga de aguas subterráneas del sistema en consideración. El balance hídrico efectuado en las lagunas indica que los valores máximos de aportación de agua a las lagunas es de entre 3.8 y 6.4 Hm³/año.

Finalmente, los balances hídricos efectuados en la superficie total del área de estudio para el año medio histórico y para cada año del período estudiado 1986 a 1990, presentan un déficit de humedad anual acusado, pero mensualmente existen balances positivos y, por lo tanto, la posibilidad de que existan recargas del "acuífero" en dichos períodos. Los valores estimados de dichas recargas potenciales varían entre un mínimo de 33 mm en 1986 y un máximo de 96 mm en 1987. En una primera aproximación simplificada, dichas recargas suponen, para una horquilla de valores de porosidad del acuífero de entre el 5 y el 30%, ascensos potenciales del nivel piezométrico de entre 22 y 130 cm. Dichas estimas son del orden de magnitud de los ascensos de nivel máximos medidos (en torno a 50 cm), lo que sugiere que los resultados de estos balances simplificados son coherentes con las observaciones de campo.

Funcionamiento hidrogeológico

En base a los resultados obtenidos en este trabajo, el modelo hidrogeológico tentativo que se propone es el de un sistema de múltiples niveles saturados de bajo espesor, formados en las litologías más permeables de la serie estratigráfica (calizas, yesos y margas) y que se presentan alternantes entre otros materiales litológicos menos permeables (margas no fracturadas, calcilitas y lutitas), no saturados y de potencia como conjunto considerablemente mayor.

La geometría y dimensiones espaciales de los niveles saturados son, por lo tanto, los de la litología que los alberga de tal manera que, verticalmente, se presenta con frecuencia más de una capa saturada y, lateralmente, la continuidad de las capas saturadas se ve muy limitada por los numerosos cambios laterales de facies, típicos de las formaciones sedimentarias de la Cuenca Central del Ebro. Como resultado de todo ello, este sistema se enmarca dentro de los medios hidrogeológicos poco permeables y extremadamente heterogéneos.

La baja permeabilidad general de los materiales implica un control topográfico acusado de los niveles piezométricos, lo que propicia la formación de niveles saturados muy próximos a la superficie. La presencia de niveles saturados entre niveles poco permeables hace que el 57% de los mismos sean niveles cautivos o semiconfinados, escasamente conectados hidráulicamente entre sí.

La caracterización del sistema como poco permeable y altamente heterogéneo desde el punto de vista espacial (horizontal y vertical) se refleja asimismo en sus características hidroquímicas, típicas de aguas subterráneas con elevados tiempos de residencia en el terreno y con una variabilidad temporal escasa. Los puntos situados en las depresiones (zonas de descarga) tienen una CE mayor que la de los situados en las plataformas (zonas de recarga), debido tanto a que sus tiempos de residencia son mayores, si actúan como zonas de descarga locales, como al efecto de la evapoconcentración de las aguas en estas zonas deprimidas. Los iones predominantes en las aguas subterráneas son el Mg y el SO₄, seguidos del Na y el Cl. Las aguas están saturadas de forma mayoritaria en aragonito, calcita y dolomita, y subsaturadas en halita y epsomita. La saturación en yeso se produce únicamente en el 49% de las aguas,

debido a la importante presencia de iones no comunes a dicho mineral.

El sistema se recarga vía precipitación, tal como apunta la relación significativa ($P < 1 \%$) existente entre los niveles medios mensuales de las aguas y las precipitaciones mensuales antecedentes, aunque la complejidad y heterogeneidad hidrogeológica hace que las respuestas a nivel individual no sean evidentes. Aunque las recargas medias potenciales estimadas pueden alcanzar valores en torno a 65 mm, el déficit hídrico general de la zona de estudio presupone que las recargas efectivas sean en general pequeñas, tal como demuestran las variaciones de nivel, generalmente centimétricas, detectadas en los puntos de observación.

La falta de conexión hidráulica horizontal y vertical entre los niveles saturados dificulta definir las líneas de flujo para el conjunto del sistema, pero han podido establecerse dentro de algunos niveles saturados de cierta extensión. Las lagunas más o menos permanentes se desarrollan en las áreas donde los niveles piezométricos cortan a la superficie topográfica, mientras que los niveles saturados más profundos de la zona oriental descargan en los niveles de base próximos (fundamentalmente, el barranco de Valcuerna).

8. BIBLIOGRAFIA CITADA

8. BIBLIOGRAFIA CITADA

- ALBERTO F., MACHIN J., CUCHI J.A., POZA M.J. 1979. Memoria y guía de las excursiones científicas. VIII Reunión Nacional de Suelos (18-22 Sep. 1979). UEI Edafología. Est. Exp. "Aula Dei" (C.S.I.C.) Zaragoza. 109 pp.
- ALBERTO F., GUTIERREZ M., PEÑA J. 1984. El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes. UEI Edafología Est. Exp. "Aula Dei" (C.S.I.C.). Zaragoza. 227 pp., 2 mapas.
- ALBERTO F., NAVAS A. 1986. La participación de los yesos en la salinización de las aguas superficiales de la Cuenca del Ebro. II. Contribución relativa de los iones SO_4^- y Ca^{++} a la salinidad. An. Aula Dei, 18 (1-2).
- ALASTRUE E. 1954. Las formaciones del Terciario Continental entre Ejea de los Caballeros y Tauste (Zaragoza). Not y Com. Inst. Geol y Min. de Esp. nº 33. Madrid.
- ALASTRUE E. 1958. Nota sobre la estratigrafía de las Bardenas en su extremo meridional. Not y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp. nº 50. Madrid.
- ALLEN R., PRUITT W. 1986. Rational use of the FAO Blaney-Criddle Formula. Journal of irrigation and drainage engineering. 112 (2): 139-155.
- ARAGÜES R., ALBERTO F. 1983. La salinización. En "El agua en la planificación territorial". 2ª ponencia de la 5ª Conferencia sobre hidrología general y aplicada (SMAGUA).
- ARAGÜES R. 1984. Predicción y control del volumen y salinidad de efluentes de riego en Aragón. Seminario del agua en Aragón, 5. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.
- ARAGÜES R. 1987. Predicción y control del volumen y salinidad de afluentes de riego en Aragón. Seminario de trabajo de Hidrogeología. Zaragoza (26 Enero- 6 Abril). pp. 292-318.
- ARAGÜES R., QUILEZ D., FERNANDEZ M. 1986. Métodos de medida de la salinidad del suelo. II: Evaluación experimental. Comunicaciones INIA. Serie General 18:95-172. (A).
- ARAMBURU P. 1904. Las saladas de Sástago. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T IV.
- ASHAUER H., TEICHMULLER R. 1935. Die Variscische und Alpidische Gekingsbildung Kataloniens. Abh. Ges. Wiss. Gottingen Math Phys. En esp. J.M.Ríos. C.S.I.C.
- BALL J., NORDSTROM D., ZACHMANN D. 1987. WATEQ4F. A personal computer FORTRAN translation of the geochemical model WATEQ2 with revised data base. U.S. Geol. Sur. Open File Report. 87-50.

- BARTON F., WILDE N. 1971. Dissolution rates of polycrystalline samples of gypsum and orthorhombic forms of calcium sulphate by rotating disc method. *Trans. Faraday Soc.* 67.
- BELTRAN A. 1989. Cartografía de suelos del sector IV de Monegros II. IRYDA. Inédito.
- BENZ L., SANDOVAL E., DOERING E., WILLIS W. 1976. Managing saline soils in the Red River Valley of the north. ARS. USDA. ARS-NC- 42.
- BERGA A., ARAGÜES R., NAVAL, L. 1987. Caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas de la zona regable de Monegros II: primeros resultados. SMAGUA. Zaragoza.
- BERGA A., ARAGÜES R., QUILEZ D. 1990. Analisis de las variables que afectan a la salinidad de las aguas superficiales en la Cuenca del Ebro. Jornadas de Riegos y Drenajes. Mérida.
- BERRY F. 1959. Hidrodinamics and geochemistry of the Jurassic and Cretaceous systems in the San Juan Basin, northwestern New Mexico and Southwestern Colorado. Ph. D. dissertation. Standford University. Standford, California. 213 pp.
- BESSLER M. 1983. Saline water use prospects: Colorado River. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE.*190(2):221-231.
- BIEL A., GARCIA DE PEDRAZA L. 1962. El Clima de Zaragoza y Ensayo climatológico para el Valle del Ebro. Publicaciones del Servicio Meteorológico Nacional. Serie A. nº 36.
- BIRNBAUM S. 1976. Non marine evaporite and carbonate deposition. Ebro Basin, Spain. Thesis University of Cambridge. Inédita.
- BOMER B. 1957. Les formations continentales tertiaries du bassin de Morá (Catalogne). *C.R. Som. Sanc. Soc. Geol. Gr. Fasc.* 5.
- BOMER B., RIBA O. 1962. Deformaciones tectónicas recientes por el movimiento de yesos en Villafranca de Navarra. I Cong. Int. Obras Públicas en terrenos yesíferos. S.G.O.P.
- BOUMANS J., Van HOON J, KRUSEMAN G., TAUMAR B. 1988. Water table control, reuse and disposal of drainage water in Haryane. *Agricultural water management.*14:537-545.
- BOWLER J. 1981. Australian salt lakes: a paleohidrological approach. *Hidrobiología,* 82:431-441.
- BROWN R., HALVORSON A., SIDDOWAY F. MAYLAND H., MILLER M. 1983. Saline seep. Diagnosis control and reclamation. USDA-ARS Conservation Res. Report nº 30.
- BURMAN R., CUENCA R., WEISS A. 1983. Techniques of estimating irrigation water requirements. *Advances in irrigation.* 2:335-394.

- CABRERA L. 1983. Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del S.E. de la Cuenca del Ebro. Tesis Doctoral. Barcelona.
- CALVO J., GONZALEZ J.M., GONZALEZ J., VILLENA J. 1978. Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta. (Provincias de Zaragoza y Teruel. *Tecniterrae*, 21. 6-15.
- CANTOS J. 1953. Investigación hidrológica en Los Monegros. Mem. I.G.M.E. T.V.:127-160.
- CASAS JM., FLORISTAN A. 1945. Bibliografía geográfica de Aragón. Est. Geogr. Año IV. Zaragoza.
- CASAS JM. 1952. Unidad y variedad geográfica del Valle del Ebro. Pub. Univ. Inter. Menendez Pelayo. Santander.
- C.C.C.T.H-A. 1986. Sistema Integrado del Ebro. Estudio Interdisciplinar dedicado a Manuel Mariño Aguiar. Convenio de Cooperación Científico-Técnico Hispano-Americano.
- CERLING T. 1979. Paleochemistry of Plio-Pleistocene Lake Turkana, Kenya. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol*, 27.
- CHERKAUER D., TAYLOR R., BRADBURY K. 1987. Relation of late bed leakage to geoelectrical properties. *Ground Water*. Vol 25, nº 2.
- CLARKE F. 1924. The data of geochemistry. U.S. Geol. Surv. Bull 770.
- COLOMBO F., ROBLES S. 1983. Evolución de los sistemas sedimentarios del borde SE de la Depresión del Ebro entre Gandesa y Horta de San Juan (provincia de Tarragona). Libro de Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología Menorca 83. A. Obrador Ed.
- COMMISSION DE PEDOLOGIE ET CARTOGRAFIE DES SOLS.(C.P.C.S). 1967. Classification des sols. Lab. Geol. Pedol. Ecol. Nat. Super. Agron. (Grignon, France).
- CONTROL 7. 1990. Informe geotécnico de obras para infraestructura hidráulica en el sector IV de Monegros II.
- COOPER R., ISTOCK J. 1988. Geostatistics applied to groundwater contamination. 1 Methodology. *Journal of Env. Eng.* 114 (2).
- CRUSAFONT M., TRUYOLS S., RIBA O. 1966. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria continental entre Navarra y Rioja. Not y Com. I.G.M.E. Nº 90.
- C.S.I.C. 1970. Mapas de suelos de las provincias de Zaragoza, Huesca y Logroño. Escala 1:250.000. Madrid.
- CUAS R., GARCIA M.A. 1990. Estudios aguas superficiales-subterráneas en el valle de La Valcuerna. Arroyo de La Valcuerna (Monegros). XXIV Curso Int. de Hidrología Subterránea. Barcelona.

- CUCHI J.A. 1986. Aportaciones al conocimiento de los suelos salinos de Aragón. Tesis doctoral. Publicaciones I.N.I.A. Madrid
- CUENCA R. 1989. Irrigation system design. An engineering approach. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, New Jersey 07632. 552 pp.
- CUSTODIO E., LLAMAS M. 1983. Hidrología Subterránea. Ed. Omega. Barcelona.
- CUSTODIO E. 1986. Hidroquímica del Karst. Jornadas sobre el Karst en Euskadi. San Sebastian.
- DANTIN J. 1942. Distribución y extensión del endorreísmo aragonés. Estudios Geográficos. Año III. nº 8.
- DE JONG E., BALLANTYNE A., CAMERON D., READ O. 1979. Measurement of apparent electrical conductivity of soils by electromagnetic induction probe to aid salinity surveys. Soil Sci. Soc. Am. J., 43.
- DE LEON A., FORTEZA M. 1986. Atlas agroclimático nacional (Tomos I y II). Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- DE LEON A., ARRIBA A., DE LA PLAZA M.C. 1987. Caracterización agroclimática de la provincia de Zaragoza. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. Madrid. 118 pp.
- DELHOMME J. 1978. Kriging in the hydrosiences. Advances in Water Resources. 1(5).
- D.G.A. 1989. Análisis del impacto ambiental de la transformación en regadío de la zona endorreica de Bujaraloz-Sástago. Zaragoza.
- DIAZ L., HERRERO J. 1992. Salinity estimates in irrigated soils using electromagnetic induction. Soil Sci. 154: 151-157.
- DOORENBOS J., PRUITT W. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. Irrigation and drainage paper. 24. FAO. Roma, Italia. 144 pp.
- DREGNE H. 1976. Soils of arid regions. Elsevier. 273 pp.
- DURUM W. 1953. Relationships of the minerals constituents in solution to streamflow, saline rives near Russell (Kansas). American Geophysical Union Transactions. 34:435-442.
- ELIAS F., RUIZ L. 1977. Agroclimática de España. Cuaderno I.N.I.A. 7. Inst. Nac. de Inv. Agrarias. Ministerio de Agricultura. Madrid. 565 pp.
- ENGLUND E., SPARKS A. 1988. GEO-EAS. Geostatistical Environmental Assessment Software. User's guide. Environmental Protection Agency. Las Vegas. Nevada. U.S.A.
- EUGSTER H. 1970. Chemistry and origin of brines of Lake Magadí, Kenya. Spec. Pap. Mineralog. Soc. Am. 3.

- EUGSTER H., HARDIE L. 1978. Saline lakes. Ed. Lerman A. Physics and chemistry of lakes. Springer Verlag. 237-293.
- EUGSTER H., JONES B. 1979. Behaviour of major solutes during closed-basin brine evolution. Am. J. Sci. 279:609-631.
- EUGSTER H., MAGLIONE G. 1979. Brines and evaporites of the lake Chad Basin, Africa. Geochim. cosmochim. Acta 43.
- EVANS R., WALTER R., SKORGERBOE B. 1983. Strategies for salinity control for the Upper Colorado River Basin. Transactions of the Asae. 738-747.
- FACI J., MARTINEZ COB A. 1991. Calculo de la evapotranspiración de referencia en Aragón. Serie Estudios Agrarios. D.G.A.
- FAO . 1985. Soil map of the world 1:5.000.000. Revised legend. FAO-UNESCO. World Soil Resources Report. Roma.
- FERNANDEZ-NIETO C., GALAN E. 1979. Mineralogía de los depósitos de sales de Remolinos (Zaragoza). Soc. Esp. Min. Vol Extra.
- FERRER M., MENSUA S. 1956. Las formas del relieve del centro de la Depresión del Ebro. Geographica. nº 9-12. Zaragoza.
- FERRER M. 1960. Los principales rasgos morfológicos del Ebro Medio .An. para el Progreso de las Ciencias. Año IV. nº 3. Madrid.
- FETH J., BROWN R. 1962. Method for measuring upward leakage from artesian aquifers using rate of salt crust accumulation. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-B.
- FOUSS J., SKAGGS W., ROGERS J.S. 1987. Two-stage weir control of subsurface drainage for water table management.
- FREEZE R., CHERRY J. 1979. Groundwater. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- FREYTET P. 1984. Les sediments lacustres carbonatés et leur transformation par emersion et pedogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paleogeographiques. Bull. Cent. Rech. Explor-Prod. Elf Aquitaine 8, 1.
- GAC J., DROUBI A., FRITZ B., TRARDY Y. 1977. Geochemical behaviour of silice and magnesium during the evaporation of waters in Chad. Chemical geology. 19:215-228.
- GAMBELL A., FISHER D. 1966. Chemical composition of rainfall, eastern North Carolina and southeastern Virginia. U.S. Geol. Sur. Water Supp. Paper 1535 K.
- GARCÉS I., TENA J., AUQUE L., GIMENO M.J., MANDADO J. 1991. Valoración de los índices de saturación en función del cálculo de los coeficientes de actividad. Su aplicación a las fases mineralógicas de las lagunas de Monegros (Zaragoza-España). Estudios Geológicos, 47.

- GARCIA MA., SAMPER J., PONCELA R. 1991. Estimación mediante balance de masas de la descarga subterránea en zonas salinas. Aplicación al arroyo de Valcuerna (Huesca). E.T.S.I. Caminos Canales y Puertos. Univ. Pol. de Cataluña. Barcelona.
- GARCIA MA. 1992. Hidrogeología de la Zona endorreica al Sur de Bujaraloz. Tesina Master en Hidrogeología subterránea. C.I.H.S. Barcelona.
- GARDNER W. 1957. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci. 85.
- GARRELS R., CHRIST C. 1964. Solutions, minerals and equilibria. Harper and Row Ed. New York.
- GARRELS R., MacKENZIE F. 1967. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. Equilibrium concepts in natura-water chemistry: Advances in chemistry series. Am. Che. Soc.67:222-242.
- GEOESTUDIOS . 1988. Informe Estudio Geológico-geotécnico. Canal Sástago II. Zona de Monegros II del Sistema de Riegos del Alto Aragón (Zaragoza).
- GEOESTUDIOS . 1988. Informe Estudio Geológico-geotécnico. Canal de Monegrillo. Zona de Monegros II del Sistema de Riegos del Alto Aragón (Zaragoza).
- GOBRAN G., MIYAMOTO S. 1985. Dissolution rate of gypsum in aqueous salt solutions. Soil Science. Vol 140. nº 2.
- GOLDEN SOFTWARE INC. 1991. SURFER versión 4.0.
- GOLDSCHMIT M. 1954. Geochemistry. Alex Muir Ed. Oxford. England. Clarendon Pres.
- GRANDA A. 1986. La geofísica aplicada en hidrogeología. Algo mas que el S.E.V. Bol. Geol. y Min. XCVII-I. 1986.
- GUIMERA J. 1984. Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. Geological Magazine, v. 121.
- GUNNERSON C. 1967. Stream flow quality in the Columbia River Basin. Journal of the sanitary Engineering division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers:1-16.
- HALVORSON A., RHOADES J. 1974. Assessing soil salinity and identifying potential saline-seep areas with field soil resistance measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38.
- HALVORSON A., RHOADES J. 1976. Field mapping soil conductivity to delineate dryland saline seeps with four-electrode technique. Soil Sci. Soc. Am. J., 40.
- HANSON B., GRISMER M. 1987. A Geophysical approach to evaporation pond siting and drainage design survey. U.S.G.S. Proyect nº65-5.

- HANSON B. 1989. A systems approach to drainage reduction in the San Joaquin Valley. *Agricultural water management*.16:97-108.
- HARDIE L. 1968. The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley. Inyo Country, California. *Geoch. Cosmch.Act.*32:1279-1301.
- HARDIE L., SMOOTH J., EUGSTER H. 1978. Saline lakes and their deposits : A sedimentological approach. In Matter A.Tucker M. Ed. *Modern and ancient lake sediments, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim*, 2.
- HEIER K., BILLINGS G. 1970. Lithium. Wedepohl K.H. Ed., *Handbook of geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. II(1):311-313
- HEM J. 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. U.S. Geological Survey Water-supply paper. 2254.
- HERNANDEZ-PACHECO F. 1919. Las Bardenas Reales. Rasgos fisiográficos y geológicos. Príncipe de Viana. 37: 427-440. Pamplona.
- HERNANDEZ-PACHECO F. 1921. Fisiografía del Mioceno Aragonés. *Bol. Soc. Hist. Nat.* T XXI, nº 9.
- HERRERO J. 1982. Salinidad del suelo en salobres de Monegros y Somontano oscense como condicionante de la vegetación. Institución Fernando el Católico. Zaragoza, 50 p. ISBN 84-00-05120-0.
- HERRERO J., ARAGUES R. 1988: Suelos afectados por salinidad en Aragón. *Surcos de Aragón*, 9.
- HERRERO J., BERCERO A. 1991. La salinidad en el nuevo regadío de Quinto (Zaragoza). *Suelo y Planta* 1: 585-602.
- HERRERO J. 1991. Morfología y génesis de suelos sobre yesos. *Monografías INIA*, nº 77. Madrid. 447 p. ISBN 84-7498-345-1.
- HERRERO J., PORTA J. 1991. Aridisols of Spain. In: Kimble, J.M. (Ed.) *Characterization, classification and utilization of cold Aridisols and Vertisols*: 61-66. USDA, Soil Conservation Service, NSSC, Lincoln, NE.
- HERRERO, J. 1992. Dégradation des sols et salinité associées à l'irrigation. Corrections apportées en Aragon. In: Foesser, C. et J. Robert (Eds.) *Concilier l'agriculture et l'environnement*: 127-138. Syros-Alternatives. Paris. ISBN 2 867 38 731-0.
- HERRERO J., PORTA J., FEDOROFF N. 1992. Hypergypsic soil micromorphology and landscape relationships in N.E. Spain. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 1188-1194.
- HIPPEL K., McLEOD A., LI W. 1985. Causal and dynamic relationships between natural phenomena. In: *Time Series Analysis: Theory and Practice*. O.D. Anderson, J.K. Ord, E.A. Robinson (eds.).13-34. Elsevier Science (North-Holland).

- HIROSE T., KURAMOTO N. 1981. Stream water quality as influenced by land use patterns in the Kakioka Basin, Japan. *Journal of Environmental Quality*.10(2):184-188.
- HOFFMAN G., HOWELL T., SOLOMON K. 1990. Management of farm irrigation systems. American Society of Agricultural Engineers. ASAE Monograf.
- HUTCHINSON G. 1957. A treatise on limnology. Wiley and sons Ed. New York.
- I.A.M.Z. 1980. Monegros II: Bases y directrices para su desarrollo. IV Curso de Planificación Rural en Función del Medio Ambiente.
- IBAÑEZ M.J. 1973. Contribución al estudio del endorreísmo de la Depresión del Ebro. El foco endorreico al W y SW de Alcañiz (Teruel). *Geographica* Año XX.Zaragoza.
- IBAÑEZ M.J. 1975. El endorreísmo del sector central de la Depresión del Ebro. Cuadernos de Inv. Geogr e Hist. T 35-48.
- IBAÑEZ M.J., MENSUA S. 1976. Contribución al estudio de vertientes en condiciones semiáridas. Tipo de vertientes sobre yesos en el Valle del Ebro. *Bol. R. Soc. Geogr.* TXXCII.
- IBAÑEZ M.J. 1981-82. Naturaleza y estructura del territorio aragonés: La depresión del Ebro. *Geografía de Aragón*. Ed.Guara.
- I.G.M.E. 1982. Investigación hidrogeológica de la Cuenca del Ebro. Serie Informes. Madrid.
- I.G.M.E. 1971-1976. Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hojas: 23-Huesca, 32-Zaragoza, 33-Lérida.IGME.Madrid.
- INGLES M., PUEYO J.J. 1983. Estudio geoquímico y mineralógico de los sedimentos lutíticos eocénicos y oligocénicos del margen oriental de la Cuenca del Ebro. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov.* , 36. Barcelona.
- INGLES M., PUEYO J.J. 1984. Aplicación de criterios geoquímicos al reconocimiento de medios hipersalinos en los materiales arcillosos terciarios de la Cuenca del Ebro. *Acta. Geol. Hisp.* T 19, nº 3.
- I.R.Y.D.A. 1985. Plan General de Transformación de la zona regable de la 2ª parte del Canal de Monegros (Zaragoza-Huesca). Zaragoza.
- I.R.Y.D.A. 1985. Estudio de impacto ambiental del plan de transformación en regadío de Monegros II (Zaragoza-Huesca). (Inédito).
- I.R.Y.D.A. 1986. Estudio previo geohidrológico de la zona regable de Monegros II (Zaragoza-Huesca). (Inédito).
- I.R.Y.D.A. 1989. Estudio geohidrológico de los sectores VIII, IX y XI de la zona regable de Monegros II (Zaragoza-Huesca). TRAGSA-CIHS. (Inédito).
- ISSAACS E., SRIVASTAVA R. 1989. An introduction to applied geostatistics. Oxford University. New York.

- JAISMA. 1989-90. Informes geotécnicos para la ubicación de embalse y red de riego en el Sector IV de Monegros II.
- JONES B. 1966. Geochemical evolution of closed basin waters in the western Great Basin. Second symposium on salt. N. Ohio Geol. Soc. 1:181-200.
- JONES B., VAN DENBURG A., TRUESDELL A., RETTIG S. 1969. Interstitial brines in playa sediments. Chem. Geol.,4.
- JONES B., EUSGSTER H., RETTIG S. 1977. Hydrogeochemistry of the lake Magadi basin, Kenya. Geochim. cosmochim. Acta 41 : 53-72.
- JOURNAL A., HUIGBRETS L. 1978. Mining Geoestistics. Academic Press. London.
- KADDAH H., ROADHES J. 1976. Salt and water balance in Imperial Valley, California. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:1363-2367.
- KAUFMAN W., ORLOB G. 1956. Measuring ground water movement with radioactive and chemical tracers. American Water Works Association Journal. 48:559-572.
- KELLER L., MacKARTHY G., RICHARDSON J. 1986. Mineralogy and stability of soil evaporites in North Dakota. Soil Sci. Soc. Am. J.
- KELLER L., MacKARTHY G., RICHARDSON J. 1986. Laboratory modeling of northern great plains salt efflorescence mineralogy. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:1363-1367.
- KELLY W. 1948. Cation exchange in soils. New Jork Reinhold Publishing Corp.,114pp.
- KEMPER W., OLSER J., DEMOOY J. 1975. Dissolution rate of gypsum in flowing water. Soil Sci. Soc. Am. Proc. , 39.
- KENNEDY V., ZELLWEGER G., AVANZINO R. 1979. Variation of rain chemistry during storms at two sites in northern California. Water Resources Research. Vol 15.
- KEREN R., SHAINBERG I. 1981. Effect of dissolution rate on the efficiency of industrial and mined gypsum in improving infiltration of a sodic soil. Soil Sci. Som .Am J. , 45.
- KEREN R., O'CONNOR A. 1982. Gypsum dissolution and sodic reclamation as affected by water flow velocitay. Soil Sci. Soc. Am. J. , 46.
- KILHAM P. 1971. The geochemical evolution of closed basin lakes. Abst. progms. Geol. Soc. Am. 3 (7).
- KILHAM P., CLOKE P. 1990. The evolution of saline lake waters : gradual and rapid biogeochemical pathways in the Basotu Lake District, Tanzania. Hydrobiologia 197. 35-50.
- KLING G. 1987. Seasonal mixing and catstrophic degassing in tropical lakes, Cameroon, West Africa. Science, 237.

- KNAPP K.C. 1984. On-farm disposal agricultural drainage water. Soil and water.59.
- LANGBEIN W. 1961. Salinity and Hydrology of closed lakes. B. Geol. S. Prof. Paper nº 412.
- LEWIS W., GRANT M. 1979. Relationships between stream and yield of dissolved substances from Colorado Mountain watershed. Soil Sci. Soc. Am. J. 128(6):353-363.
- LINK M., OSBORNE R. 1978. Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group, Ridge Basin, California. Modern and ancient lake sediments : IAS Spec. Pub. nº 2. Matter and M.E. Tucker Ed.
- LINSEY R., KOHLER M., PAULHUS J. 1975. Hydrology for engineers. McGraw-Hill Ed. Series in Water Resources and Environmental Engineering.
- LISO M., ASCASO A. 1969. Introducción al estudio de la evaporación, transpiración y clasificación climática de la cuenca del Ebro. Anales Est. Exp. Aula Dei. 10(1-2).
- LIU S., NANCOLLAS G. 1971. The kinetics of dissolution of calcium sulphate dihydrate. J. Inor. Nucl. Chem, 33.
- LIVINGSTONE D. 1963. Chemical composition of rivers and lakes. Data of Geochemistry. Fleischer M. Ed.
- LLAMAS M. 1959. Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la geología de sus proximidades. Bol. R. Soc. Hist. Nat. Vol, 57.
- LLAMAS M. 1962. Estudio geotécnico de los terrenos yesíferos de la Cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales. Bol. Inf. Y Est. Serv. Geol. O.O. 12:1-192.
- MAAS E. 1984. Crop tolerance. California agriculture. 36 (10):20-21.
- MACHIN J., ARRUE J. 1989. Revisión de tipos de suelo. Factores limitantes de la productividad y la calidad del agua de riego. Evaluación preliminar del impacto ambiental de los regadíos en el polígono de Monegros II.MOPU-CSIC.
- MAESTRE A. 1845. Descripción geognóstica y minera del distrito de Cataluña y Aragón. Anal. Min. VI: 439 pp. Madrid.
- MALLADA L. 1878. Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Mem. Com. Map. Geol. Esp. R. Soc. Hist. Nat. VI:439. Madrid.
- MANDADO J. 1979. Petrogénesis y geoquímica de las evaporitas y rocas asociadas en el área de Remolinos (Zaragoza). Tesina de licenciatura.
- MANDADO J., TENA J. 1980. Moldes de cristales tolva de halita como proceso diagenético en la serie evaporítica de Remolinos (Zaragoza).

- MANDADO J. 1987. Litofacies yesíferas del Sector Aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro. Petrogénesis y Geoquímica. Tesis Doctoral. Zaragoza. Inédita.
- MANDADO J., TENA J. 1989. Génesis del yeso primario lenticular en sedimentos evaporíticos. Rev. Acad. Ciencias Zaragoza. nº 44.
- M.A.P.A. 1978-1986. Mapa de cultivos y aprovechamientos. Escala 1:50.000. Hojas: 385-Castejón de Monegros, 386-Peñalba, 413- Gelsa, 414-Bujaraloz, 441-Hijar y 442-Caspe.
- MARIN A. 1945. La Depresión del Ebro. La tectónica y los yacimientos minerales. Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp. T. LVI. Madrid.
- MARTIN DONAIRE F. 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. Mem. Com. Map. Geol. Esp. R. Soc. Hist. Nat. XXV: 437-1925. Madrid.
- MASON B. 1952. Principles of geochemistry. John Wiley Ed. New York.
- MEINZER O. 1911. Geology and water resources of Estancia Valley, New Mexico. U.S. Geol. Surv. W. Supp. Paper 275.
- MENSUA S., IBAÑEZ M.J. 1977. Terrazas y glaciares del centro de la Depresión del Ebro. III Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario. Zaragoza.
- MINGARRO F., ORDOÑEZ S., LOPEZ DE AZCONA MC., GARCIA DEL CURA MA. 1981. Sedimentoquímica de las lagunas de Monegros y su entorno geológico. Bol Geol y Min. T 92-93.
- M.O.P.U.-C.S.I.C. 1989. Evaluación preliminar del impacto ambiental de los regadíos en el polígono Monegros II (Inédito).
- NAKAYAMA F. 1971. Calcium complexing and enhanced solubility of gypsum in concentrated sodium-salt solutions. Soil Sci. Soc. Am. Proc, 35.
- NAVAS A. 1983. Las litofacies yesíferas de la Cuenca del Ebro. Síntesis cartográfica y consideraciones sobre su papel en la planificación territorial. Tesis Master. IAMZ.
- NAVAS A. 1989. La participación de los yesos en la salinización de las aguas superficiales de la Cuenca del Ebro. III. Metodología de Cuantificación. An. Aula Dei 19 (3-4).
- NEAL J. 1975. Playas and dried lakes. Benchmark Papers in Geology, 20. Dowden, Hutchinson y Ross. Stroudsburg.
- ORTI F., PUEYO J.J. 1977. Asociación halita bandeada-anhidrita nodular del yacimiento de Remolinos, Zaragoza, (Sector central de la Cuenca del Ebro). Nota petrogenética. Inst. Geol. Dip. Prov. Barna, 32.
- PALACIOS P. 1892. Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. Bol. Com. Map. Geol. Esp. XIX:1-112. Madrid.

- PANTECNIA. 1967. Estudio de reconocimiento de suelos de la zona regable de Monegros (Zaragoza-Huesca).
- PECK A. 1978. Salinization of non-irrigated soils and associated streams. A Review Aust.J.Soil Res.16:175-168.
- DE LA PEÑA J., GARCIA J., MARFIL R., PRIETO M. 1982. Growth features of magnesium and sodium salts in a recent playa lake of La Mancha (Spain). Estud. Geol.38:245-257.
- PHILLIPS K., VAN DENBURG A. 1971. Hydrology and geochemistry of Albert, Summer and Goose Lakes, and other closed-basin lakes in South-Central Oregon. US. Geol. Surv. Prof. Paper, 502 B.
- PIGRAM J.J. 1986. Salinity and basin mangement in southeastern Australia. The geografical Review U.S.A. 76(3):249-264.
- PINILLA A. 1966. Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la Cuenca Terciaria del Ebro. Anales de Edafología y Agrobiología.
- PINILLA A., RIBA O. 1972. Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Valle del Ebro. Resumen y visión sedimentológica de conjunto. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol), 70.
- PLUMMER L., BACK W. 1980. The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hidrologic sistemas. Am. J. Sci. 280:130-142.
- PLUMMER L., JONES B., TRUESDELL A. 1992. WATEQ4F.
- PRATT P., JONES W., HUNSAKER V. 1972. Nitrate in deep soil profiles in relation to fertilizer rates and leaching volume. Journal of Environmental Quality.1:97-102.
- PUEYO J.J. 1978-1979. La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área: Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (prov. de Zaragoza y Teruel). Rev. Inst. Inv. Geol.Diputación Provincial de Barcelona.33:5-56.
- PUEYO J.J. 1980. Procesos diagenéticos observados en las lagunas tipo playa de la zona Bujaraloz-Alcañiz. (Prov. de Zaragoza-Teruel). Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barna. 34:195-207.
- PUEYO J. 1991. Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos Andinos e Ibéricos. Varios autores. Coordinador J.J. Pueyo. Publicaciones de la Universidad de Barcelona. Estudi General. Ciences experimentals y Matematiques.
- QUIRANTES J. 1965. Nota sobre las lagunas de Bujaraloz-Sástago. Geographica. Año XII. Zaragoza.
- QUIRANTES J. 1969. Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros. Tesis Doc. Univ. de Granada.

- QUIRANTES J. 1978. Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros. Inst. Fernando el Católico. C.S.I.C. Dip. Prov. de Zaragoza.
- RALLISON R.E. 1982. Evaluation and assesment of agricultural impacts on hidrology: aplicacions of results from representative and experimental basins. Working group on representative and experimental basins project 4.1. UNESCO.
- READ D., CAMERON D. 1979. Relationship between salinity and Wenner resistivity for some dryland soils. Canadian Journal Soil Science, 59.
- RECURSOS NATURALES S.A. 1979. Estudio de reconocimiento detallado de suelos de la zona de Monegros II (Huesca).
- RECURSOS NATURALES S.A. 1981. Estudio de suelos de la zona de Monegros II (Zaragoza y Huesca).
- RENICK B. 1925. Base exchange in groundwater by silicates as illustrated in Montana, US. Geological Survey Water-Spply paper 520-D:53-72.
- RHOADES J., INGVALSON R. 1971. Determining salinity in field soils with soil resistance measurement. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35.
- RHOADES J., HALVORSON A. 1977. Electrical conductivity methods for detecting and delineating saline seeps and measuring salinity in Norhtern Great Plains Soils. Agric. Res. Serv. U.S.D.A. ARS. W-42:45 pp.
- RHOADES J., CORWIN. 1981. Determining electrical conductivity depht relations using an inductive electromagnetic soil conductivity method. Soil Sci. Soc. Am. J., 45.
- RHOADES J. 1984. Using saline waters for irrigation. Proc. of the International Workshop on salt-affected soils of Latin-America. International Society of Soil Science. October 23-30, 1983. Maracay. Venezuela.
- RHOADES J., BINGHAM F., LETEY J., DEDRICK A., BEAN M., HOFFMAN G., ALVES W., SWAIN R., PACHECO P., LeMERT R. 1988. Reuse of drainage water for irrigation. Results of Imperial Valley study. I. Hypothesis, experimental procedures and cropping results. Hilgardia 56(5):1-16.
- RHOADES J., BINGHAM F., LETEY J., HOFFMAN G., DEDRICK A., PINTER P., REPLOGLE J. 1989. Use of saline drainage water for irrigation. Imperial Valley study. Agricultural water management 16:25-36.
- RHOADES J., SHOUSE P., ALVES E., NAHID M., MANTEGUI A., LESCH S. 1990. Determining soil salinity from soil electrical conductivity using different models and estimates. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol 54.
- RIBA O., PEREZ J. 1961. Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la Cuenca del Ebro (Navarra). II Reunión Grupo Español de Sedimentología. Sevilla.

- RIBA O., MACAU F. 1962. Situación, características y extensión de los terrenos yesíferos en España. I Col.Int. de Obras Públicas en terrenos yesíferos.
- RIBA O. 1964. Estructura sedimentaria del Terciario Continental de la Depresión del Ebro, en sus partes riojana y navarra. XX Congreso Geográfico Internacional.Reino Unido.
- RICHARDS L. 1954. Saline and alkali soils. U.S.D.A. Agric. Handbook. 60: 160 pp.
- RICHTER T., TEICHMULLER R. 1933. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Abh. Gess. Wiss. Gottingen. Nat. 1. Phys. Berlin.
- RIOS J.M. 1959. Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del Valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas. Not y Com. I.G.M.E. nº 53. Madrid.
- RODRIGUEZ VIDAL J. 1982. Distribución morfoclimática en la depresión media del Ebro. Procesos dominantes y modelado actual. Estudios Geológicos, 38.
- ROLLINS L. 1988. WATEQ4F. Versión 1.02.
- ROMERO J. 1922. Mequinenza. Estudio de la cuenca lignitífera del Ebro y Segre. Boletín Minas.
- ROYO A., ARAGÜES R. 1989. Efectos de la salinidad sobre las plantas : Tolerancia, manejo agronómico, genética y mejora. Diputación General de Aragón.
- RYDER R., FOUCH I., ELISON J. 1976. Early Tertiary sedimentation in the Western Uinta Basin, Utah. Geol. Soc. Am. Bull, 87 (4).
- SALHOTRA A., ADAMS E., HARLEMAN D. 1986. A coupled heat salt and water balance model of evaporation and stratification in saline terminal lakes: An application to the dead sea. U.C.Davis. Report 311.
- SALHOTRA A., ADAMS E., HARLEMAN D. 1987. The alpha, beta, gamma of evaporation from saline water bodies. Water Resources Research Vol 23, nº 9.
- SCHOELLER H. 1962. Les eaux souterraines. Paris, France. Massio et Cie. 642 pp.
- SHAINBERG I., SUMMER M., MILLER W., FARINA M., PAVAN M., FEY M. 1989. Use of gypsum on soils: a review. Advances in soil science. Vol 9.
- SHARMA M. 1985. Estimating evapotranspiration. Advances in irrigation. Vol 3.
- SHENNAN C., GRATTAN S., MAY D., HANSON B. 1986. Potential for the long-term cyclic use of saline drainage water irrigation of vegetable crops. Project 86.28:142-146
- SHERIDAN J., HUBBARD R. 1987. Transport of solids in streamflow from coastal plain watersheds. Journal of Environmental Quality. 16(2):131-142.
- SIA-DGA. 1988-1990. Ensayos de infiltración en una parcela regada del Sector II de Monegros. Valfarta (Zaragoza).

- SLATER, M. 1977. The Oligo-Miocene fluvial molasse sediments of the Northern Ebro Basin, Spain. Ph. D. Cambridge University. Inédita.
- SOLE L. 1953. Terrazas cuaternarias deformadas en la Cuenca del Ebro. Mem. R. Ac. Cien. Barna. T 31. nº 7.
- SOLE L. 1954. Sobre la estratigrafía de las Bardenas y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la Depresión del Ebro. R. Soc. H. Nat. T. Homenaje Hernandez Pacheco. Madrid.
- SOIL SURVEY STAFF (S.S.S). 1975. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. USDA-SCS. Agric. Handb. 436. Gov. Print. Office. Washington DC.
- SPENCER R., EUGSTER H., JONES B., RETTIG S. 1985. Geochemistry of Great Salt Lake, Utah. I. Hydrochemistry since 1850. II Pleistocene-Holocene evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49:727-747.
- SPOSITO G., COVES J. 1988. SOILCHEM: A computer program for the calculation of chemical calculation of chemical speciation in soils, report, Kearny Found, Univ of California Riverside and Berkeley.
- STEVENSON F. 1972. Nitrogen: element and geochemistry. Fairbridge R.W. Ed., *Encyclopedia of geochemistry and environmental sciences*. New York, Van Nostrand Reinhold:795-801.
- STEWART B., VIETS F., HUTCHINSON G., KEMPER W. 1967. Nitrate and other water pollutants under fields and feed lots. *Environmental Science and Technology*. 1:736-739.
- S.T.S.C. Inc. 1985. STATGRAFICS V.4.0
- SUAREZ D., RHOADES J., 1982. The apparent solubility of calcium carbonate in soils. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* Vol 46.
- SUMMERS J. 1975. Agricultural return flow management in a large irrigated area. Annual meeting American Society of Agricultural Engineers paper.75:2064.
- SZABOLCS I. 1989. Salt-affected soils. CRC Press.
- TANJI K., DONEEN L. 1966. Predictions on the solubility of gypsum in aqueous salt solutions. *Water Resources Research* 2 (3): 543-548.
- TANJI K. 1969. Solubility of gypsum in aqueous electrolytes as effected by ion association and ionic strengths up to 0.15M anol at 25 C. *Environ. Sci. and Technology*. 3: 656-661.
- TANJI K. 1987. Technical appraisals on salts and trace elements. Workshop on water quality and crop production. California, Univ. Fresno.

- TANJI K., GRISMER M., HANDSON B. 1985. Subsurface drainage ponds. California agriculture.
- TANJI K., ARAGUES R., FACI J., ALBERTO F., TILLOSTON P. 1986. Irrigation project hidrosalinity model. Sistema integrado del Ebro. Estudio interdisciplinar, 293-310.
- TERRADAS J. 1973. Clima y economía hídrica en comunidades vegetales de Los Monegros. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Sección Biológicas. Barcelona.
- TERRADAS J. 1986. El paisatge vegetal dels Monegros : assaig d'interpretació. Orsis 2.
- THORNTON C. 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geographic review. 38: 49-123.
- TORRAS A., RIBA O. 1968. Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la Depresión del Ebro. Brev. Geol. Astúrica. Año XI. Vol II.
- TORRAS A. 1976. Sedimentología de los limos yesíferos de la Depresión del Ebro. Tesis doctoral. Barcelona. Inédita.
- TRUESDELL A., JONES B. 1974. A computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. Jour. Res. U.S. Geol. Surv. V 2.
- U.S.S.L. 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soil. U.S. Salinity Laboratory. USDA Agric. Handbook nº 60.
- VALYASKHO M., VLASOVA N. 1965. On the processes of formation of calcium chloride brines. Geokhimiya V.:43-45.
- VALYASKHO M. 1972. Playa Lakes : A necessary stage in the development of a salt bearing basin. Geology of Saline Deposits. Richter Bernburg G. Ed. Proc. Hannover Symposium, 1968. UNESCO.
- Van ALPHEN J., DE LOS RIOS P. 1971. Gypsiferous soils. Notes on their characteristics and management. Int. Inst. Land Reclam. Improv. Neth. Publi. 12:11-44.
- Van HOORN J., BOUMANS J., KRUSEMAN G., TANWAR B. 1986. Reuse and disposal of brackish and saline drainage water in Haryana. India. Options mediterraneennes. Seminaires mediterraneens. 1:73.
- VILLANUEVA M., IGLESIAS A. 1984. Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo. IGME. Madrid.
- WESTCOT D. 1987. Reuse and disposal of higher salinity subsurface drainage water: a review. Agricultural water management. 1(1-4).
- WHITEHEAD H., FETH J. 1961. Recent chemical analysis of waters from several closed-basin lakes and their tributaries in the Western United States. Geol. Soc. America Bull, 72.

- WHITEHEAD H., FETH J. 1964. Chemical composition of rain, dry fallout and bulk precipitation in Menlo Park, California 1957-59. *Journal of Geophysical Research*. Vol 69.
- WILLARDSON L., ASCE M. 1985. Basin-wide impacts of irrigation efficiency. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 111 (3): 241-246.
- WILLIAMS B., BAKER G. 1982. An electromagnetic induction technique for reconnaissance surveys of soil salinity hazards. *Aus. J. Soil. Res.*, 20.
- WITTIG L., DEYO A., TANJI K. 1982. Evaporite mineral species in Mancos Shale and salt efflorescences Upper Colorado River Basin. *Soil Sci. Soc. Am. J.*46.