

feros colgados en lentejones de gravas y arenas, de moderada transmisividad y con nivel piezométrico próximo a la superficie.

Su importancia hidrogeológica es escasa, por su carácter discontinuo y pequeña extensión.

Los sedimentos eólicos y de playa (Q_3) comprenden arenas de color blanco, que se extienden por el borde sur del área estudiada y cuyo espesor es pequeño, en general inferior a 10 metros; su espesor medio es de unos 5 metros. Considero que su comportamiento es como acuífero cuando se encuentra bajo el nivel de saturación del acuífero infrayacente (multicapa), y que el resto, situado en la zona de aireación, se comporta como nivel permeable, a través del cual las aguas de lluvia alimentan por infiltración al acuífero subyacente (M_3 -PI), y también constituyendo pequeños lentejones de agua subterránea dulce recargados por precipitaciones locales.

Su permeabilidad por porosidad primaria es muy variable, según la composición litológica y situación, aunque puede ser elevada en las arenas de playa (superior a 1 m/día) y menor en los materiales del manto eólico, donde puede alcanzar valores comprendidos entre 0,1 mm/día y 1 m/día (DAVIS y DE WIEST, 1971).

- c) Tramo superior: Q_4

Forma un depósito horizontal característico (marismas). Comprende limos, cantos, arenas, gravas y arcillas, a veces con sal, en donde alternan capas de origen fluvial (cantos, gravas y arenas) y de origen marino (arcillas). Ocupa una extensión amplia en el sector meridional del área estudiada, y se apoya en materiales permeables del acuífero multicapa o en materiales impermeables del Mioceno-Plioceno. El espesor medio es reducido, unos 6 metros.

Considero a este tramo como acuitardo, de baja permeabilidad y con posibilidades acuíferas muy escasas por la presencia de agua con alto conteni-

do salino, que puede afectar a la calidad del agua del acuífero multicapa cuando el nivel piezométrico está muy próximo a superficie (1 o 2 metros de profundidad). Pequeños lentejones de agua dulce, situados por encima de la interfase salina, pueden ser captados mediante obras de pequeña profundidad (3 a 5 metros), gran diámetro (2 a 3 metros) y reducido caudal (generalmente inferior a 0,1 l/s).

En conjunto, la formación hidrogeológica superior (Q) se explota mediante pozos abiertos, de gran diámetro (1 a 3 metros) y escasa profundidad (entre 1 y 10 metros), que en gran número se extienden por la mayor parte de los sectores planos del área estudiada, como puede verse en el mapa de inventario de puntos de agua (plano 14). Los sondeos que cortan esta formación hidrogeológica se realizan, generalmente, para captar el acuífero multicapa subyacente (M_3 -PI), lo que facilita la alimentación retardada (goteo) de ésta a dicho acuífero.

3.5. GEOMETRÍA DEL ACUIFERO

3.5.1. Forma y extensión

La unidad hidrogeológica (M_3 -PI-Q), en la que se ubica el acuífero superficial de la región de Huelva, se extiende entre el río Odiel y el río Guadiana, en dirección E-W, y desde Villablanca, San Bartolomé de la Torre y Gibraltón hasta el Océano Atlántico, en dirección N-S (plano 15).

Tiene 40 kilómetros de longitud (Ayamonte-Huelva); anchura máxima de 27,5 kilómetros (San Bartolomé de la Torre-El Rompido), y anchura mínima de 5 kilómetros (Ayamonte).

Su forma es irregular, pero tiende a aproximarse a un triángulo, y ocupa una superficie de 676 km².

3. 5. 2. Límites

La configuración del acuífero viene definida por sus límites geológicos e hidrodinámicos.

El substrato del acuífero (límite inferior), está constituido por formaciones hidrogeológicas esencialmente impermeables, con materiales predominantemente pizarrosos y margosos, como ya indiqué en el epígrafe 3.2.

En ciertos sectores el substrato es permeable y comprende materiales detríticos (M_1 , Tortoniense) o materiales calizos (J, Lías ?; afloramiento de Ayamonte) del sistema acuífero profundo; en ellos, los dos sistemas acuíferos se ponen en contacto, existiendo una conexión hidráulica compleja entre ambos, pues el sistema superficial puede alimentar al profundo, o bien al contrario, como analizaré, más adelante, al hablar de la superficie piezométrica.

La superficie piezométrica (plano 15) representa un límite, de tipo hidrodinámico; ésta fluctúa libremente, lo que caracteriza la presencia de un acuífero libre superior.

Los límites laterales del acuífero son variados:

- El límite septentrional está representado por amplios afloramientos de materiales paleozoicos, mesozoicos y terciarios, con comportamiento hidrogeológico esencialmente impermeable, que forman una aureola casi continua desde Ayamonte hasta Gibralfaró. Representan los afloramientos, hacia el norte, de las formaciones hidrogeológicas que comprende el substrato impermeable del acuífero.

- El límite meridional viene impuesto por el Océano Atlántico y por la interfase agua dulce-agua salada, cuya posición exacta se desconoce hasta el momento; los controles hidroquímicos que, en la actualidad, está llevando a cabo el IGME, en el litoral atlántico andaluz, pretenden, precisamen-

te, conocer la posición de la interfase y evaluar la intrusión marina que se está produciendo en sectores de la franja costera como La Antilla (línea de intrusión salina de los 500 mg/l de Cl^- situada 2 kilómetros hacia el norte) y El Portíl (Punta Umbría), en donde la línea de intrusión salina de los 500 mg/l de Cl^- penetra casi 3 kilómetros hacia el norte (IGME, 1982).

- El límite oriental viene determinado por el río Odiel, que drena el acuífero.
- El límite occidental queda definido por la línea de drenaje del acuífero hacia el río Guadiana y por el contacto de los materiales del acuífero con la formación hidrogeológica permeable (J, Lías?) del sistema acuífero profundo, en el reducido afloramiento de Ayamonte.

3.5.3. Condiciones en los límites

La identificación del comportamiento hidrodinámico del acuífero reposa sobre una definición rigurosa de las condiciones en los límites (CASTANY, 1982).

De la síntesis efectuada anteriormente sobre la configuración del acuífero, se desprenden dos grandes tipos de límites:

- a) Límites geológicos

Son límites de posición fija, cerrados ó límites impermeables (flujo nulo), impuestos por la estructura hidrogeológica del acuífero. Están representados por el substrato y sus afloramientos (en el borde septentrional del área, y en el sector central en las inmediaciones de Cartaya; plano 15).

- b) Límites hidrodinámicos

Son límites abiertos, de posición variable en el espacio y en el tiempo,

impuestos por las condiciones exteriores alrededor del acuífero.

Son de tres tipos (plano 15):

- 1) Límites a flujo impuesto ó condiciones de caudal

Los caudales pueden ser nulos, entrantes o salientes.

- Las condiciones de caudal nulo vienen impuestas por el contacto del acuífero con los materiales impermeables subyacentes (límite impermeable del borde septentrional y de los pequeños afloramientos del centro del área).

- Las condiciones de caudal saliente están representadas por manantiales (980, número 11; 981, números 72 y 76; 998, números 56, 71, 89 y 202; 999, números 94 y 101), por cursos de agua drenantes (ríos Odiel, Piedras y Guadiana) y por el contacto con materiales permeables subyacentes (límite permeable en el reducido afloramiento calizo de Ayamonte).

- Las condiciones de caudal entrante vienen marcadas por las áreas de alimentación mediante infiltración de las precipitaciones eficaces (superficie de afloramiento de las formaciones hidrogeológicas permeables del sistema acuífero superficial en el área estudiada).

- 2) Límites a potencial impuesto ó condiciones de potencial

Están identificados por las superficies de agua libre que limitan el acuífero (margen derecha del río Odiel, margen izquierda del río Guadiana y borde del Océano Atlántico).

- 3) La superficie piezométrica

Marca el límite hidrodinámico superior del acuífero. Es una superficie libre, que responde a dos condiciones particulares: presión igual a la presión atmosférica en todos sus puntos, y flujo nulo.

En general las condiciones en los límites hidrodinámicos del acuífero (flujo o potencial), sufren variaciones naturales, en el espacio y en el tiempo, por fluctuación de la superficie piezométrica y del nivel de las superficies de agua libre, desplazamiento de las líneas divisorias de aguas subterráneas, y variaciones de los caudales entrantes y salientes.

Es necesario conocer estas fluctuaciones, con la máxima precisión, pues ellas son la base para la definición de modelos matemáticos de simulación hidrodinámica en régimen transitorio y de su empleo para las previsiones. Por ello recomiendo el que, en un futuro próximo, se comiencen a realizar, por parte del IGME, como Organismo competente, registros continuos (linnigramas) de estas fluctuaciones, en particular de los niveles de agua en la red de piezómetros que existe en el área.

3.6. ESTRUCTURA DEL ACUIFERO

La organización interna del acuífero define su estructura, la cual está identificada por un conjunto de formaciones hidrogeológicas, cuya litoestratigrafía y comportamiento hidrogeológico he analizado, ya, en el epígrafe 3.4.

La estructura del acuífero es compleja, debido, fundamentalmente, a variaciones laterales y verticales de facies, y a la presencia de formaciones hidrogeológicas semipermeables.

Está constituida por cinco formaciones hidrogeológicas individualizadas, pero que, por sus características comunes, se pueden agrupar en dos (cuadro 44):

- a) Formación hidrogeológica inferior: M_3 -PI

Comprende margas arenosas y arenas limosas con intercalaciones de gravas y arenas.

Presenta características propias que permiten identificarla como acuífero multicapa (figura 23), debido a la combinación de formaciones hidrogeológicas

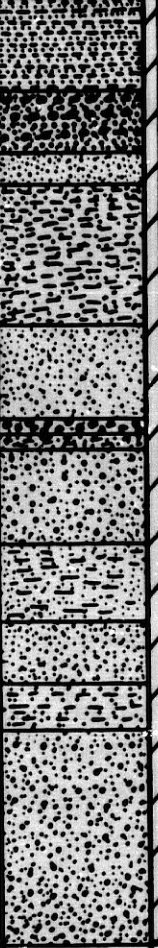

EDAD	FORMACIONES HIDROGEOLOGICAS		PROFUNDIDAD (m)	COLUMNA LITOLOGICA	SISTEMA ACUIFERO SUPERFICIAL
	LITOSTRATIGRAFIA	PERMEABILIDAD			
ANDALUCIENSE-PLAISANCIENSE INFERIOR (M ₁ -P ₁)	Arena arcillosa y arcilla arenosa	semipermeable	5		ACUIFERO MULTICAPA T=90 m ² /día S=5·10 ⁻³
	Grava, arena gruesa y media	permeable	10		
	Arena media y fina	permeable	15		
	Arcilla arenosa	semipermeable	20		
	Arena media y fina	permeable	25		
	Grava	permeable	28		
	Arcilla arenosa	semipermeable	30		
	Arena gruesa, media y fina	permeable	35		
	Arena muy fina arcillosa	semipermeable	40		
	Arena media y fina	permeable	45		
	Arcilla arenosa	semipermeable	50		
ANDALUCIENSE (M ₂)	Marga azul	impermeable	65		SUBSTRATO DEL ACUIFERO
			70		

Figura 23.- Ejemplo de estructura de la formación hidrogeológica inferior (M₁-P₁), característica del acuífero multicapa (basada en la columna litológica del sondeo 354/999)

gicas permeables (gravas y arenas) intercaladas entre formaciones semipermeables (margas arenosas y arenas limo-arcillosas). Si bien es cierto que cada capa permeable se comportaría, individualmente considerada, como acuífero semiconfinado, esta formación, en su conjunto, es un sistema hidrogeológico, en el que cada uno de esos acuíferos no puede ser conside-

rado de forma independiente (CASTANY, 1982).

Dada su estructura relativamente simple y su gran volumen, considero que esta formación hidrogeológica puede ser asimilada a un acuífero monocapa equivalente; con esta óptica, presenta un comportamiento hidrodinámico propio, que analizaré al hablar de la superficie piezométrica.

Esta formación hidrogeológica es, sin duda, la más importante de las que comprende el sistema acuífero superficial en el área estudiada, ya que el límite superior de la zona saturada no sobrepasa, excepto en escasos sectores, el techo de la misma, como queda reflejado en los cortes hidrogeológicos (planos 16 a 18). Su potencial hidrogeológico es, por tanto, el máximo del que posee este sistema acuífero.

Su estructura tectónica es simple, como ya indiqué en el capítulo de Geología. Se trata de una serie con estructura monoclinal y buzamiento entre 5 y 10° al SSE, afectada de fallas normales en el sector meridional del área estudiada, alguna de las cuales posiblemente actúen como conexión hidráulica de los diferentes horizontes permeables, y otras como umbrales hidráulicos.

Sus características quedaron ya esbozadas en los epígrafes 1 y 3.4.1., en los que he definido sus rasgos principales. Los cortes hidrogeológicos (planos 16 a 18) pueden complementar lo ya expuesto.

- b) Formación hidrogeológica superior: Q_1 a Q_4

Comprende una serie detrítica con materiales permeables y semipermeables, prácticamente horizontal, que reposa sobre la formación anterior, a la que recubre de forma muy discontinua, porque se encuentra bastante erosionada.

Está integrada por un complejo de cuatro formaciones hidrogeológicas, a base de conglomerados, areniscas, gravas, arenas, limos y arcillas, con

comportamiento hidrogeológico esencialmente permeable (cuadro 44).

Salvo excepciones (área de alimentación y de drenaje), se encuentra situada en la zona de aireación del acuífero multicapa, por lo que su potencial hidrogeológico es escaso o nulo, en el contexto del sistema acuífero superficial. No obstante, su comportamiento hidrodinámico es interesante en cuanto al drenaje, por alimentación indirecta y retardada hacia el acuífero subyacente, y a la posibilidad de constituir pequeños acuíferos colgados; analizaré este comportamiento en el epígrafe siguiente.

Las características principales de esta formación hidrogeológica quedaron expuestas en los epígrafes 1 y 3.4.2. . Lo indicado puede complementarse con los cortes hidrogeológicos (planos 16 a 18).

3.7. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLOGICAS

3.7.1. Superficie piezométrica y régimen del acuífero

El establecimiento de la superficie piezométrica de un acuífero, en un momento determinado, precisa de la existencia de una red suficientemente densa de puntos acuíferos, su posterior nivelación con la mayor precisión posible, y las medidas de los niveles de agua en un corto intervalo de tiempo. La diferente penetración de los puntos acuíferos considerados, la mala construcción de las captaciones, y otra serie de factores, pueden afectar al rigor del trazado de la superficie piezométrica.

En el epígrafe 3.3. esboqué un análisis cuantitativo y cualitativo de los puntos acuíferos inventariados en esta unidad hidrogeológica.

En este sistema acuífero existe una distribución algo irregular de las captaciones, las cuales se ubican principalmente en el sector meridional del área estudiada y, de forma mayoritaria, en las proximidades de los núcleos de población (Lepe, Cartaya, Aljaraque, etc.), y en la franja litoral (La Redondela, La Antilla, El Rompido, etc.), por ser éstas las áreas de ma-

yor demanda, tanto urbana como agrícola (plano 14). No obstante, el gran número de puntos de agua inventariados en esta unidad (326, Anejo 5), me ha permitido efectuar una selección de aquellos que, por su mayor representatividad, han servido de base para el trazado de la superficie piezométrica.

Inicialmente (octubre de 1981) escogí 184 puntos, de entre los que disponían de datos más completos, distribuidos (a escala 1/50.000) de la siguiente forma: 6 en la hoja número 980 (San Silvestre de Guzmán), 27 en la 981 (Gibraleón), 92 en la 998 (Ayamonte), y 59 puntos en la hoja 999 (Huelva). De ellos, 75 puntos tienen efectuada nivelación topográfica de precisión (GEA et al., 1965); hay 118 pozos, 60 sondeos y 6 manantiales; en 9 puntos (piezómetros) existe un control mensual del nivel piezométrico; en el resto, las medidas de nivel son muy escasas o nulas.

La imposibilidad de efectuar medidas de nivel piezométrico en todos los puntos en un corto intervalo de tiempo, me obligó a efectuar una segunda selección de puntos de agua, que permitiese realizar un control rápido de niveles y una nivelación topográfica precisa.

Con esta óptica seleccioné 71 puntos (tabla 1); de ellos, 48 tienen nivelación topográfica con precisión centimétrica (GEA et al., 1965), y los 23 restantes los he nivelado[†] con alfilerómetro de precisión (± 1 metro en condiciones muy favorables). En los puntos seleccionados hay 45 pozos, 20 sondeos y 6 manantiales. Los sondeos alcanzan el substrato impermeable del sistema, y captan la zona saturada del acuífero multicapa (sondeos completos). Los pozos son parcialmente penetrantes, y los he utilizado para constatar si la traza de las isopiezas sigue la tónica general, en aquellos sectores en que no se dispone de datos de otras captaciones.

† La nivelación la llevé a cabo en octubre de 1981, con la colaboración de MARTIN-SOSA, utilizando el alfilerómetro de precisión, propiedad de CGS.

El control del nivel piezométrico^{††}, en esta red de puntos acuíferos, puede considerarse como isocrono, ya que lo realicé en un tiempo corto (del 10 al 12 de noviembre de 1981). Los datos obtenidos corresponden a condiciones de equilibrio natural del nivel de agua en la obra de captación.

De esta forma, he podido contar con una red de puntos acuíferos cuyos datos son suficientes para el trazado de unas curvas isopiezas precisas, que servirán de base para deducir conclusiones relativas a la forma de la superficie piezométrica.

También he dispuesto, entre los puntos seleccionados, de datos relativos a 9 piezómetros, en los que existe control mensual de niveles para el período 1976 a 1982. Los piezómetros se encuentran emplazados en la mitad meridional del área estudiada (998, números 17, 25, 40 y 138; 999, números 87, 90, 103, 104 y 120). De ellos, sólo uno es sondeo (998, número

HOJA DEL M.T.N. (Escala 1:50,000)	NÚMERO DE INVENTARIO	NATURALEZA	COTA DEL TERRENO (m)	PROFUNDIDAD HASTA EL AGUA (m)	NIVEL PIEZOMÉTRICO (m)
980	1	pozo	123,34(x)	2,44	120,9
	3	pozo	117,42(x)	7,38	110,04
	4	pozo	83,67(x)	5,21	78,46
	7	sondeo	100 (x)	15,8	84,2
	11	manantial	115,40(x)	0,00	115,40
981	17	pozo	123,21(x)	1,65	121,56
	32	pozo	94,69(x)	3,53	91,16
	35	pozo	140,67(x)	4,70	135,97
	36	pozo	133,11(x)	4,85	128,26
	39	pozo	64,57(x)	12,78	51,79
998	61	pozo	148,98(x)	20,34	128,64
	87	pozo	122,75(x)	5,71	117,04
	8	sondeo	35,54(x)	22,3	13,24
	17 (.)	pozo	9,65(x)	7,17	2,48
	20	pozo	6,67(x)	4,38	2,29
	24	sondeo	12,23(x)	11,58	0,65
	25 (.)	pozo	3,50(x)	2,94	0,56
	28	pozo	28,59(x)	2,27	26,32
	34	pozo	3,24(x)	3,00	0,24
	40 (.)	pozo	4,14(x)	3,13	1,01
	43	pozo	10,21(x)	6,21	4,0
	47	pozo	4,38(x)	3,24	1,24
	52	pozo	36,82(x)	33,99	2,83
	55	pozo	62,4 (x)	12,21	50,21
	56	manantial	73,15(x)	0,00	73,15
	71	manantial	1,60(x)	0,00	1,60
	80	pozo	50,83(x)	2,60	48,44
	85	pozo	115,89(x)	4,47	111,42
	89	manantial	73 (x)	0,00	73
	96	pozo	46,45(x)	7,84	38,61
	122	sondeo	40 (xx)	24,01	15,99
	129	pozo	46 (xx)	26,31	19,69
	138 (.)	sondeo	50 (xx)	40,34	9,66
	147	sondeo	10 (xx)	5,14	4,86
	149	sondeo	30 (xx)	22,41	7,59
181	sondeo	20 (xx)	13,78	6,22	
183	sondeo	55 (xx)	43,59	11,41	
202	manantial	21 (xx)	0,00	21	
224	pozo	42 (xx)	3,42	38,58	
242	sondeo	35 (xx)	34,3	0,7	
247	sondeo	42,03(x)	41,90	0,13	
248	sondeo	52 (xx)	42,20	9,8	
249	sondeo	40 (xx)	27,23	12,77	
250	sondeo	65 (xx)	51,63	13,37	
251	sondeo	60 (xx)	50,14	9,86	
252	sondeo	48 (xx)	27,55	20,45	
253	sondeo	40 (xx)	24,01	15,99	
254	sondeo	55 (xx)	45,86	9,14	
999	80	pozo	44,25(x)	8,00	36,25
	84	pozo	31,87(x)	7,07	24,80
	87 (.)	pozo	8,72(x)	7,86	0,86
	90 (.)	pozo	54,44(x)	3,14	51,3
	91	pozo	24,51(x)	4,40	20,11
	92	pozo	30,63(x)	18,78	11,85
	94	manantial	13,44(x)	0,00	13,44
	97	pozo	7,20(x)	6,13	1,07
	98	pozo	6,45(x)	6,3	0,15
	103 (.)	pozo	7,01(x)	5,86	1,15
	104 (.)	pozo	4,68(x)	0,99	3,69
	108	pozo	5,18(x)	3,69	1,49
	116	pozo	47,36(x)	10,83	36,53
	118	pozo	39,44(x)	9,92	29,52
	119	pozo	44,76(x)	5,29	39,48
	120 (.)	pozo	72,28(x)	21,29	50,99
	134	pozo	32,32(x)	7,62	24,70
136	pozo	50 (xx)	5,50	44,50	
147	pozo	20 (xx)	9,14	10,86	
189	pozo	32 (xx)	15,14	16,86	
190	sondeo	30 (xx)	9,42	20,58	
191	pozo	17 (xx)	6,3	10,7	
354	sondeo	30 (xx)	16,1	13,9	

(x) Puntos con nivelación topográfica (precisión centimétrica)
(xx) Puntos nivelados con alfilero de precisión (±1 m)
(.) Piezómetros

Niveles medidos entre el 10 y el 12 de Noviembre de 1981

Tabla 1.- Puntos de agua utilizados en la confección de la superficie piezométrica del acuífero semiconfinado. Los datos corresponden al nivel estático

†† Este control lo realicé con la colaboración de MARTIN-SOSA, Ingeniero Técnico de Minas de Compañía General de Sondeos, S. A.

138) y ocho son pozos. Más adelante me referiré a la evolución del nivel de los piezómetros, para sacar algunas conclusiones respecto al régimen del acuífero.

En el plano 15 represento las curvas isopiezas del acuífero, correspondientes a noviembre de 1981, que he trazado en función de los niveles piezométricos de pozos, sondeos y manantiales (tabla 1). He trazado, también, los principales rasgos que se deducen de la forma de las isopiezas: ejes y direcciones del flujo subterráneo (materializan las líneas de corriente), ejes principales de flujo, líneas divisorias y vaguadas de las aguas subterráneas, umbrales hidráulicos, y ejes de drenaje superficial.

Según muestra dicho plano, la superficie piezométrica del acuífero no es regular y presenta una morfología compleja. Su profundidad, en relación al nivel del suelo, es importante en el norte del área (73 metros en el macizo de Cebollar) y disminuye hacia el sur (28 metros en Aljaraque, 10 metros en Cartaya y 0,5 metros en Lepe).

La superficie piezométrica representa, para el período de observación, la distribución espacial de las cargas y potenciales hidráulicos, y las condiciones en los límites geológicos e hidrodinámicos. Es, por tanto, el documento base, que me permite el análisis de las funciones receptiva y transmisora del acuífero, y del comportamiento hidrodinámico del mismo.

Dada la importancia del conocimiento de la morfología y fluctuaciones de la superficie piezométrica, analizo a continuación, detalladamente, ambos aspectos.

3.7.1.1. Morfología de la superficie piezométrica

En el estudio morfológico de la superficie piezométrica del acuífero, detecto algunos rasgos esenciales, referentes a la forma, agrupamiento y espaciado de las isopiezas, que paso a interpretar seguidamente.

Las anomalías debidas a la estructura geológica del sistema acuífero (variaciones de la sección de flujo, influencia de la morfología del substrato y accidentes estructurales), serán comentadas durante la interpretación.

3.7.1.1.1. Forma y agrupamiento de las curvas isopiezas

El estudio de la forma y agrupamiento de las curvas isopiezas me ha permitido determinar aspectos tan importantes del funcionamiento hidráulico del acuífero, como son:

- Movimiento de las aguas subterráneas.
- Unidades hidrogeológicas.
- Tipos de acuífero.
- Areas de alimentación y drenaje regional.
- a) Movimiento de las aguas subterráneas

El sentido general del flujo, en el acuífero, es de norte a sur, condicionado tanto por el drenaje al Océano Atlántico, como por las pérdidas debidas a la evapotranspiración[‡], a los ríos (Odiel, Piedras y Guadiana) y a los arroyos, que, manifiestamente, constituyen factores determinantes en el funcionamiento hidrodinámico del acuífero.

- b) Unidades hidrogeológicas

El trazado de las líneas divisorias de las aguas subterráneas me ha permitido delimitar tres cuencas hidrogeológicas, representadas en el mapa hidrogeológico (plano 15) con la simbología I (cuenca del Odiel), II (cuenca

‡ Analizaré este factor, y su influencia, al hablar del balance.

del Piedras) y III (cuena del Guadiana).

La cuena del Piedras representa una unidad hidrogeológica completa, cuyas condiciones en los límites están perfectamente definidas por la superficie piezométrica; sin embargo, las cuenas del Odiel y del Guadiana constituyen unidades hidrogeológicas parciales, en el área estudiada, por encontrarse fuera de la misma sus límites oriental y occidental, respectivamente.

La línea divisoria de aguas subterráneas que pasa por las cercanías de San Bartolomé de la Torre, Aljaraque y El Rompido, es muy neta, y separa las cuenas del Odiel, al este, y del Piedras, al oeste. Igual sucede con la línea divisoria que pasa cerca de Villablanca, Lepe y La Redondela, y que separa las cuenas hidrogeológicas del Piedras, al este, y del Guadiana, al oeste.

El trazado de ambas líneas divisorias de las aguas subterráneas es sinuoso, aunque sigue prácticamente la dirección N-S, y su grado de coincidencia espacial con las líneas divisorias de las aguas superficiales (límites de las cuenas hidrológicas) es tal, que permite afirmar que, en líneas generales, hay concordancia entre las cuenas vertientes y las cuenas subterráneas, en el área investigada.

- c) Tipos de acuífero

Las isopiezas no son rectas, sino que son líneas sinuosas que se incurvan en arcos de círculo, cuya curvatura, más o menos acentuada, tiene la concavidad orientada aguas arriba o aguas abajo, con relación a la dirección general del flujo subterráneo.

El espaciado de las curvas isopiezas es variable, y los ejes de flujo de las aguas subterráneas son convergentes o divergentes según la dirección del flujo.

Estas características me permiten indicar que se trata de un acuífero con superficie piezométrica compuesta por sistemas radiales, convergentes y divergentes, en el que el flujo, de dirección general N-S, no es uniforme, carácter que se traduce por unas formas y distancias variables de las curvas isopiezas, y por unos ejes de flujo que siguen trayectorias sinuosas.

En general, la superficie piezométrica reviste forma cónica abombada o deprimida, con perfiles de depresión parabólicos o hiperbólicos según los sectores (planos 16 a 18); así, en el norte del área los perfiles tienden a ser parabólicos (disminuye el espaciado entre isopiezas en el sentido del flujo), mientras que hacia el sur tienden a ser hiperbólicos (aumenta el espaciado entre isopiezas en el sentido del flujo).

Todas estas características me permitirán deducir, más adelante, consecuencias importantes respecto a las áreas de alimentación y drenaje regional del acuífero.

En ciertos sectores aparecen curvas isopiezas cerradas, elípticas o circulares, de forma más o menos regular, que reflejan protuberancias o depresiones de la superficie piezométrica.

Las protuberancias situadas al W de Aljaraque, al SSE de Cartaya, al NE de La Redondela, al NE de Villablanca, y al SW de San Bartolomé de la Torre, son bastante netas; las curvas isopiezas son cerradas, y los ejes de flujo son divergentes. Las tres primeras (Aljaraque, Cartaya y La Redondela) se deben a una elevación del substrato impermeable, como consecuencia de fallas y de su propia morfología, lo que origina la disminución de la sección de flujo (menor espesor saturado), combinada con la alimentación local importante, por infiltración directa del agua de lluvia a partir de la superficie y, posiblemente, a través de las fallas (plano 16, perfil II; plano 17, perfiles VI y VII; plano 18, perfil VIII).

Las protuberancias situadas en las cercanías de San Bartolomé de la Torre (es la más amplia y significativa) y de Villablanca, se forman por alimenta-

ción local importante debida a la infiltración directa del agua de lluvia (im-pluvium del manto) y a la alimentación retardada (goteo) de la formación hidrogeológica cuaternaria Q_1 hacia el acuífero multicapa (plano 16, perfil V; plano 17, perfil VII; figura 22).

Las depresiones de la superficie piezométrica, localizadas principalmente al sur de Cartaya y al norte de La Redondela, son muy claras; las curvas isopiezas son cerradas, con ejes de flujo convergentes. La primera (sur de Cartaya) marca una pérdida local importante, consecuencia del drenaje del acuífero hacia el río Piedras (plano 17, perfil VII). La depresión del norte de La Redondela se debe, principalmente, a una disminución local de la permeabilidad, por un aumento en el contenido limo-arcilloso de la formación acuífera y, en menor grado, a las extracciones locales (998, números 122, 123, 249 y 253).

- d) Areas de alimentación y drenaje regional

El mapa de curvas isopiezas me permite determinar, como primera aproximación y a escala regional, las áreas de alimentación y drenaje del acuífero.

El abombamiento de la superficie piezométrica (sistema radial divergente), situado al norte del área, es muy neto, y representa la principal área de alimentación regional directa del sistema acuífero por infiltración de la lluvia.

Otras áreas de alimentación regional directa, por las precipitaciones eficaces, aunque de menor envergadura, son las caracterizadas por los sistemas radiales divergentes situados en las cercanías de Villablanca, Ayamonte, Lepe, El Rompido, y Aljaraque.

Las áreas de alimentación local, que tienen como origen las precipitaciones, se localizan en las divisorias de aguas subterráneas correspondientes, principalmente, a las protuberancias de la superficie piezométrica (W

de Aljaraque, SSE de Cartaya y NE de La Redondela), como ya he indicado en el apartado anterior.

Las áreas de drenaje regional, del sistema acuífero, vienen indicadas por las depresiones de la superficie piezométrica, debidas a la presencia de sistemas radiales convergentes, así como por la cota piezométrica más baja (nivel medio del Océano).

El área de drenaje a través del valle del río Piedras y de sus afluentes es la principal, y aparece de forma muy clara de norte a sur, en el sector central del mapa de isopiezas.

Bastante neta es, también, el área oriental de drenaje, a través del valle del Odiel y sus afluentes.

Menos clara, aunque se marca algo por el trazado de las isopiezas, es el área occidental de drenaje, a través del valle del Guadiana.

Muy bien definidas están las áreas de drenaje subterráneo al N y NW de Pozo del Camino y en La Redondela, por la presencia de tres sistemas radiales convergentes; el drenaje superficial del acuífero, en este sector, posiblemente se lleve a cabo a través del complejo sistema de canales del río Carreras, en las inmediaciones de Isla Cristina.

Finalmente, el drenaje regional del acuífero también tiene lugar hacia el Océano Atlántico, y viene impuesto por la cota piezométrica más baja (nivel medio del mar), que marca el nivel de base del flujo subterráneo en el área estudiada.

3.7.1.1.2. Espaciado de las curvas isopiezas

El espaciado de las curvas isopiezas varía según la dirección del flujo subterráneo, tal y como se puede constatar mediante el examen del mapa piezométrico del acuífero (plano 15).

Esta variación es, evidentemente, función del gradiente hidráulico, que es el factor más importante del movimiento de las aguas subterráneas. Como el gradiente hidráulico depende del régimen de flujo, de las características hidrogeológicas de las formaciones acuíferas (permeabilidad horizontal, transmisividad y caudal unitario), y de la estructura geológica del sistema acuífero (sección de flujo, morfología del substrato y accidentes estructurales), puedo realizar un análisis cualitativo de estos factores estudiando, simplemente, las variaciones en el espaciado de las curvas isopiezas.

De forma general, distingo dos sectores de espaciado diferente, separados por la línea de dirección E-W, que une Aljaraque, Cartaya y Ayamonte:

- a) Sector septentrional

El sector situado al norte de esta línea, se caracteriza por curvas isopiezas que se aprietan bastante en el sentido del flujo, principalmente en el área occidental (entre Ayamonte y Villablanca), lo que se traduce en gradientes hidráulicos fuertes, que varían entre un valor máximo de $3 \cdot 10^{-2}$ (al ENE de Ayamonte) y un valor mínimo de $4 \cdot 10^{-3}$ (al SW de San Bartolomé de la Torre). En las cercanías de Villablanca el gradiente hidráulico oscila entre $2 \cdot 10^{-2}$ y $8,4 \cdot 10^{-3}$; en las proximidades de Cartaya (área de drenaje hacia el río Piedras) está comprendido entre $8 \cdot 10^{-3}$ y $9 \cdot 10^{-3}$, y en las inmediaciones de Aljaraque son frecuentes valores del orden de $1 \cdot 10^{-2}$ a $7,9 \cdot 10^{-3}$. El valor medio del gradiente hidráulico en este sector, medido en la dirección del flujo, es elevado, y es del orden de $1,05 \cdot 10^{-2}$.

El estudio de las estructuras elementales de la superficie piezométrica, en este sector, me ha mostrado que el gradiente hidráulico fuerte traduce la existencia de sistemas radiales divergentes y convergentes, de caudal unitario decreciente o creciente, respectivamente, en el sentido del flujo, también con un coeficiente de permeabilidad o una transmisividad débiles. El estudio de los perfiles de depresión (planos 16 a 18, perfiles II a IX), indica, claramente, que el espesor saturado disminuye en el sentido del flu-

jo, lo que podría justificar una transmisividad débil, si la permeabilidad fuese constante, pero los sondeos de reconocimiento y explotación, que existen en este sector, ponen de manifiesto que la permeabilidad de las formaciones hidrogeológicas, del acuífero multicapa, aumenta, salvo excepciones, en el sentido del flujo (998, números 8, 24, 240-bis, 241 y 248; 999, número 2), debido a un incremento de la relación detrítico grueso/detrítico fino, de norte a sur y de este a oeste; así, por ejemplo, de las pruebas de bombeo realizadas, se obtienen valores de 84,6 m/día en el sondeo número 240 (998), y de 112,3 m/día en el número 241 (998), situado 850 metros al SW del primero. El efecto combinado de estas variaciones (disminución del espesor saturado y aumento de la permeabilidad, en el sentido del flujo), hace que la transmisividad no sea el factor determinante del elevado gradiente hidráulico observado en este sector, y que, por consiguiente, esté caracterizado por un importante caudal con una elevada velocidad de flujo. Este hecho está de acuerdo, también, con la orientación de la concavidad de las curvas isopiezas, que es hacia aguas arriba en los sistemas radiales divergentes, y hacia aguas abajo en los convergentes. La forma de los sistemas radiales convergentes con perfil hiperbólico, en general cóncava (en canal), y más acentuada de lo que impondría la morfología del terreno en determinadas áreas, revela la existencia de un drenaje de importancia, con alta velocidad de flujo, drenaje que es subterráneo al norte del sector, y hacia los valles de los arroyos y ríos en la parte sur. Sin embargo, este drenaje se halla compensado por la alimentación directa debida a infiltración de las precipitaciones, puesta de manifiesto por la presencia de sistemas radiales divergentes con perfil parabólico, de forma general convexa (abombamientos) y más acentuada, en ciertas áreas, de lo que impondría la morfología del terreno; son las principales áreas de alimentación directa del acuífero multicapa, y se caracterizan por un caudal importante con una débil velocidad de flujo.

- b) Sector meridional

El sector situado al sur de la línea Aljaraque-Cartaya-Ayamonte, se caracteriza por curvas isopiezas cuyo espaciado es mayor que el del sector sep-

tentrional.

De forma general, el espaciado aumenta en el sentido del flujo y determina valores más bajos del gradiente hidráulico, que varía entre un mínimo de $2,1 \cdot 10^{-3}$ (alrededores de Lepe) a un máximo de $7,9 \cdot 10^{-3}$ (SW de Aljaraque). Al este de El Rompido, el gradiente hidráulico es del orden de $4,4 \cdot 10^{-3}$, al sureste de Cartaya de $3,7 \cdot 10^{-3}$, en La Redondela de $3,1 \cdot 10^{-3}$, y en Pozo del Camino-Isla Cristina alcanza un valor de $2,2 \cdot 10^{-3}$. Estos valores indican, claramente, que, en este sector, el gradiente hidráulico decrece hacia el oeste.

El valor medio del gradiente hidráulico, medido en la dirección del flujo, es de $3,6 \cdot 10^{-3}$, valor bajo si se compara con el del sector septentrional ($1,05 \cdot 10^{-2}$).

El gradiente hidráulico del sector traduce la existencia de sistemas radiales divergentes y convergentes con perfil hiperbólico, en los que el caudal unitario decrece o aumenta, respectivamente, en el sentido del flujo, o bien el coeficiente de permeabilidad o la transmisividad crecen en ese mismo sentido. El análisis del perfil de depresión (plano 16, perfiles I y II; plano 17, perfiles VI y VII; plano 18, perfiles VIII, IX y X) muestra que el espesor saturado aumenta en el sentido del flujo, por la propia morfología del substrato, alcanzando el máximo en las áreas de mayor espaciado de las isopiezas (entre Aljaraque-Lepe y Lepe-La Redondela), lo que justificaría, por sí sólo, si la permeabilidad fuese constante, el crecimiento de la transmisividad en ese sentido. Los numerosos sondeos de explotación que existen en este sector, en algunos de los cuales se han realizado pruebas de bombeo (999, números 266-bis, 352 y 354; 998, número 239), ponen de manifiesto, no sólo que la transmisividad aumenta con el espesor saturado, sino que también lo hace la permeabilidad (999, número 352: $T=86,4 \text{ m}^2/\text{día}$, $k=1,8 \text{ m/día}$ y espesor saturado= $48,8 \text{ m}$; 998, número 239: $T=751,6 \text{ m}^2/\text{día}$, $k=9,5 \text{ m/día}$ y espesor saturado= $74,7 \text{ m}$) y el caudal ($11 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ en el sondeo 352, y $41 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ en el sondeo 239). La influencia de ambos factores (transmisividad y permeabilidad) determinan, de forma neta, el va-

lor del gradiente hidráulico en este sector.

Respecto al crecimiento o decrecimiento del caudal unitario en el sentido del flujo, he de indicar que, como aumenta el caudal de flujo y el espesor saturado, los caudales unitarios crecientes requieren secciones en las que la anchura disminuya en el sentido del flujo, aspecto que queda determinado por la presencia de sistemas radiales convergentes (el del río Piedras es muy neto, y, a menor escala, el del sur de Lepe y el de La Redondela), que representan las áreas de drenaje superficial del acuífero multicapa; llego, por tanto, a la conclusión de que son áreas en las que existe un caudal importante y con alta velocidad de flujo. Por el contrario, los caudales unitarios decrecientes, según un razonamiento análogo al anterior, suponen secciones en las que la anchura aumente en el sentido del flujo, lo que corrobora la presencia de los sistemas radiales divergentes (al N y NE de El Rompido, SE de Lepe, N de La Antilla, y cercanías de La Redondela), que representan las áreas de alimentación directa del acuífero multicapa, por infiltración de las precipitaciones eficaces, en las que los caudales son importantes pero con débil velocidad de flujo.

3.7.1.2. Fluctuaciones de la superficie piezométrica

El mapa de isopiezas que presento (plano 15), refleja el estado de la superficie piezométrica del acuífero, en noviembre de 1981. Esta superficie sufre variaciones en el tiempo, debido a fenómenos naturales o a acciones antrópicas.

En este epígrafe voy a referirme a las variaciones naturales, y de ellas sólo analizaré las variaciones cíclicas (estacionales e interanuales) debidas a las precipitaciones.

A lo largo del año, las estaciones lluviosas y frías provocan la elevación de los niveles piezométricos, y las estaciones secas y cálidas provocan su descenso; son las variaciones estacionales. Paralelamente, los años lluviosos dan lugar a una elevación con respecto al nivel medio anual, y los

años secos un descenso con respecto al mismo nivel; son las variaciones interanuales. Si sobre el mismo gráfico temporal se lleva la representación de precipitaciones y niveles piezométricos, se observa un desfase sistemático de la elevación de éstos con respecto a las precipitaciones. El desfase es el tiempo necesario para que la infiltración eficaz alcance la zona saturada del acuífero, y depende, entre otros factores, de la distribución del aguacero y de las características topogeológicas del terreno (HERAS, 1976).

Con el fin de conocer la fluctuación de los niveles en el acuífero, he utilizado los datos de nivel de una red de 9 piezómetros, que el IGME fijó en 1975, con el fin de controlar la evolución piezométrica del "sistema acuífero número 25".

Los principales datos, respecto a la situación y características de la red de piezómetros, quedan reflejados en la tabla 2. En la red piezométrica

HOJA DEL M.T.N. 1/50.000	NUMERO DE INVENTARIO		NATURALEZA	COORDENADAS GEOGRAFICAS X: LONGITUD Y: LATITUD Z: COTA (m)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (m)	PERIODO DE CONTROL	ACUIFERO CONTROLADO
	ARCHIVO DE ORIGEN	REGISTRO NACIONAL					
998	17	8417006	Pozo	3835'04'' 37°14'38'' 9.65 (x)	7.1	24-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
	25	8416004	Pozo	3841'46'' 37°13'12'' 3.50 (x)	4.3	24-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
	40	8418008	Pozo	3835'02'' 37°12'43'' 4.14 (x)	4.8	24-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
	138 (.)	8417036	Sondeo	3837'32'' 37°14'17'' 50 (xx)	46	24-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
999	87	9411013	Pozo	3828'58'' 37°17'05'' 8.72 (x)	8.6	25-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
	90	9412010	Pozo	3823'00'' 37°19'00'' 54.44 (x)	11	25-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
	103	9411017	Pozo	3826'56'' 37°16'05'' 7.01 (x)	15.5	25-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
	104	9415001	pozo	3826'14'' 37°13'38'' 4.68 (x)	1.9	25-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q
	120	9412016	pozo	3824'16'' 37°18'50'' 72.28 (xx)	25.6	25-3-75 a 1-11-82	M ₃ -P1-Q

- (x) Punto con nivelación topográfica (precisión centimétrica)
 (xx) Punto nivelado con alfilero de precisión (± 1 m)
 (.) Punto que no alcanza el substrato impermeable

Tabla 2.- Datos de situación y principales características de la red piezométrica

hay 8 pozos y 1 sondeo; sólo 2 pozos superan los 15 metros (999, números 103 y 120); el sondeo, de 46 metros de profundidad, no alcanza el substrato impermeable, que se encuentra a unos 25 metros bajo el fondo de la obra. El diámetro de los pozos varía entre 1 y 2 metros, y el del sondeo es de 250 milímetros (\varnothing interior de la tubería metálica).

Los 9 piezómetros se ubican en el acuífero multicapa; cuatro de ellos (998, números 17, 25, 40 y 138) se sitúan en la cuenca hidrogeológica del Guadiana, y los cinco restantes (999, números 87, 90, 103, 104 y 120) en la cuenca hidrogeológica del Piedras. Tres puntos se sitúan en áreas de alimentación (998, número 138; 999, números 90 y 120), y los seis restantes en áreas de drenaje del acuífero (plano 15).

Las medidas[†], con periodicidad mensual, se iniciaron en marzo de 1975 y tan sólo excepcionalmente se han interrumpido; en las tablas 3 a 11 (Anejo 6) reflejo los datos de nivel en la red piezométrica.

Para establecer la relación entre la precipitación y la evolución del nivel piezométrico, he escogido 6 estaciones pluviométricas, situadas en las cercanías de los piezómetros, que tienen datos de 8 años (1975 a 1982). Los valores de precipitación mensual en las diferentes estaciones, los reflejo en la tabla 12.

En las figuras 24 a 29 represento los gráficos de evolución del nivel piezométrico, a los que he superpuesto la pluviometría de una estación próxima. A pesar de que para obtener valores significativos es necesario considerar la media de, al menos, diez años (CASTANY, 1982), creo que los

† Efectuadas por MARTIN-SOSA, Ingeniero Técnico de Minas de Compañía General de Sondeos, S. A., dentro del marco de las investigaciones del IGME (Plan Nacional de Abastecimientos Públicos).

NOMBRE	AÑO	En.	Fe.	Mar.	Ab.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oc.	No.	Di.
LEYES (553)	1975	68,5	62,5	71,5	71,5	53,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	108
	1976	32,0	48,9	30,5	63,4	1,0	1,0	0,0	29,5	78,5	72,2	29,2	203
	1977	179	58	5,0	18,5	2,5	12	0,0	0,0	10,0	109	80,5	150
	1978	125	94	13	63,5	50	10	0,0	0,0	0,0	46	64	93,5
	1979	177	100	49,5	40,5	0,0	32	0,0	0,0	7	148	1,7	2
	1980	24,5	113	44,5	47	51,5	-	0,0	1	5	41	111	0,0
	1981	8,6	10,5	34	-	3	0,0	0,0	0,0	13,5	32	0,0	152
	1982	59,3	20,7	44,5	19	0,0	0,0	5	2,2	35	1,5	90,5	19
AYAMPONTE (549)	1975	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1976	34	53	30	131	6,2	0,0	0,5	23	60,5	49	56	236
	1977	121	75,5	2	0,0	3,5	8	8	0,0	0,0	60,5	44	202
	1978	102	43	16,5	13,5	41	3	0,0	0,0	0,0	83	59,5	87
	1979	224	69	19,5	19	3	5	0,0	0,0	0,0	118	0,0	0,0
	1980	9	44	74,5	17	59	7	0,0	0,0	2	20,5	102	0,0
	1981	1,5	12	15	34	5	2,5	0,0	0,0	1,5	2	0,0	68
	1982	67	16,5	50,5	13	0,0	0,0	20,5	2,5	24	7,5	74	8,5
ISLA CRISTINA (548)	1975	61,4	63,5	56,9	51,8	40,7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	3,4	130
	1976	26,8	43,6	31,9	83,6	9,5	1,2	0,0	24,8	43	63	34,2	167
	1977	156	121	2	0,0	6,4	38	0,0	0,0	0,9	85	60	133
	1978	122	84,4	7,2	42,6	66,4	8	0,0	0,0	0,0	0,0	93	71,2
	1979	66	230	34,5	26,7	5,2	4,5	0,0	0,0	0,0	-	-	-
	1980	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1981	-	10,5	33,8	29,8	3,3	5	-	-	6,5	14,5	1,5	121
	1982	83,5	17,5	58,5	13,3	0,0	0,0	21,5	4	25,5	7	73	21,8
CARRATA (551)	1975	62,6	63,5	58,9	53,2	49	0,0	0,0	0,0	0,0	1	3,6	102
	1976	29	41,5	22	33,4	0,0	10	0,0	33,5	89	61	35,5	148
	1977	144	69,5	5	2	18	0,0	0,0	0,0	6	100	83	185
	1978	114	95	38	43	66,5	10	0,0	0,0	0,0	37	40	105
	1979	153	105	54	45	8	10	0,0	0,0	4,6	134	1,5	4
	1980	24,1	94,6	57,1	40	75,8	0,0	4	0,0	22	36,3	38,1	0,0
	1981	4	8,8	25	31,4	5	0,0	0,0	0,0	13	25	2	139
	1982	65,9	19,1	64	28,2	0,0	0,0	22	12	-	6,5	89,9	15,5
EL ROMPIDO (554)	1975	68,5	83	70,5	63	40	0,0	0,0	0,0	0,0	10	2,5	162
	1976	31	26	26,5	74,5	7	0,0	0,0	21,5	72	58,5	36,5	157
	1977	198	88	3,5	0,0	7	19	0,0	0,0	16	120	82	192
	1978	48	85	25,5	45,5	52	7	0,0	0,0	0,0	5	72	148
	1979	127	125	59,5	39,5	0,0	14,5	0,0	0,0	3	142	10	7
	1980	21	62	37,5	31	80	3	0,0	0,0	22	45	-	0,0
	1981	-	15	45	39	8	0,0	0,0	0,0	18	12	0,0	172
	1982	98	21	22	48	0,0	0,0	0,0	0,0	23	7	80	26
EL RUIDO (550 B)	1975	53,7	70	98,2	37,5	57,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	88,2
	1976	26,3	44	28,5	50,6	0,6	12,7	0,0	36,6	90,3	54	43,6	158
	1977	154	97	0,0	0,0	0,0	13,9	0,0	0,0	14,1	130	103	173
	1978	97	128	23,7	63,7	55,8	5,0	0,0	0,0	0,0	44	39,1	121
	1979	127	121	69,2	39,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	142	0,0	16,9
	1980	32,8	110	37,1	38,7	67,2	0,0	0,0	0,0	25,8	38	150	0,0
	1981	3,9	14	30,5	50,3	0,0	5,1	0,0	0,0	19,4	14,2	0,0	157
	1982	92,1	16	48,9	31,1	0,0	0,0	13,9	21	42,9	8,5	118	25

Tabla 12.- Precipitación mensual (mm) en las estaciones utilizadas para el estudio de la relación pluviometría - nivel piezométrico

datos representados son interpretables, y dan idea sobre la tendencia y evolución temporal de los niveles durante el período estudiado (1975 a 1982).

Los valores mínimos corresponden, de forma generalizada, al mes de octubre, y eventualmente, septiembre y noviembre; los máximos a los meses de febrero, marzo y abril (excepcionalmente enero), es decir, durante la época lluviosa y cuando las extracciones por bombeo son menos importantes.

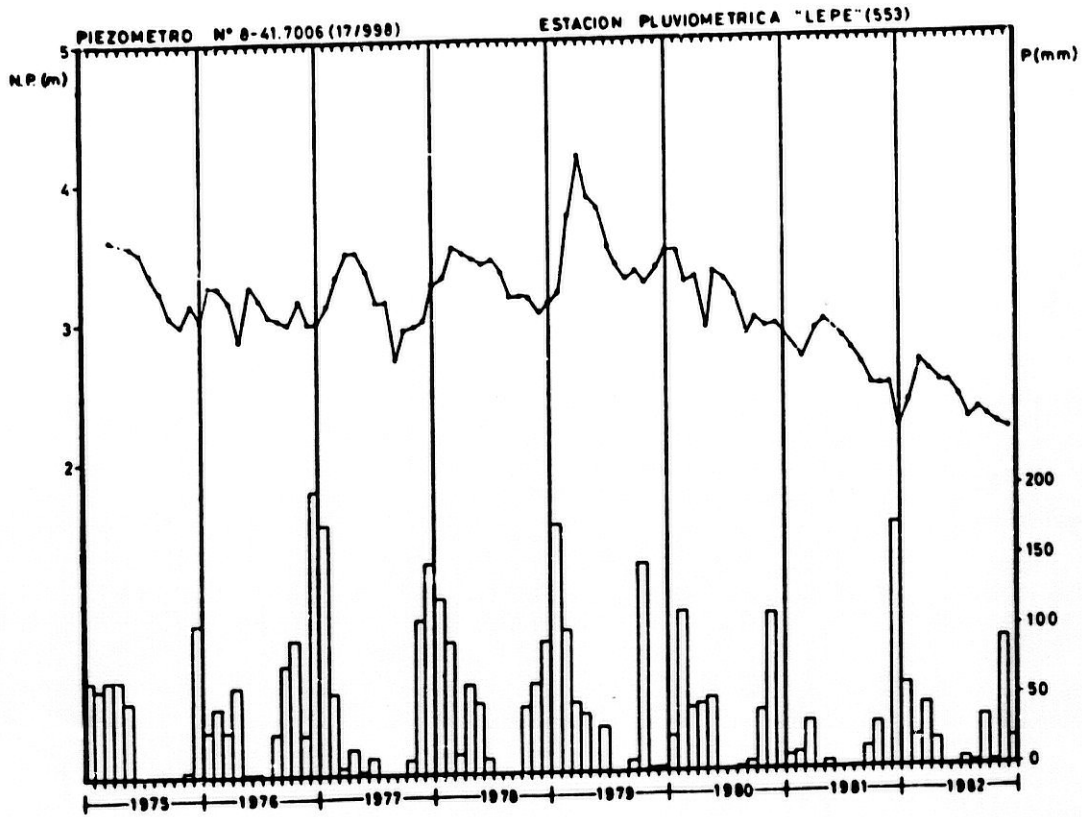


Figura 24.-Fluctuación de niveles y precipitación

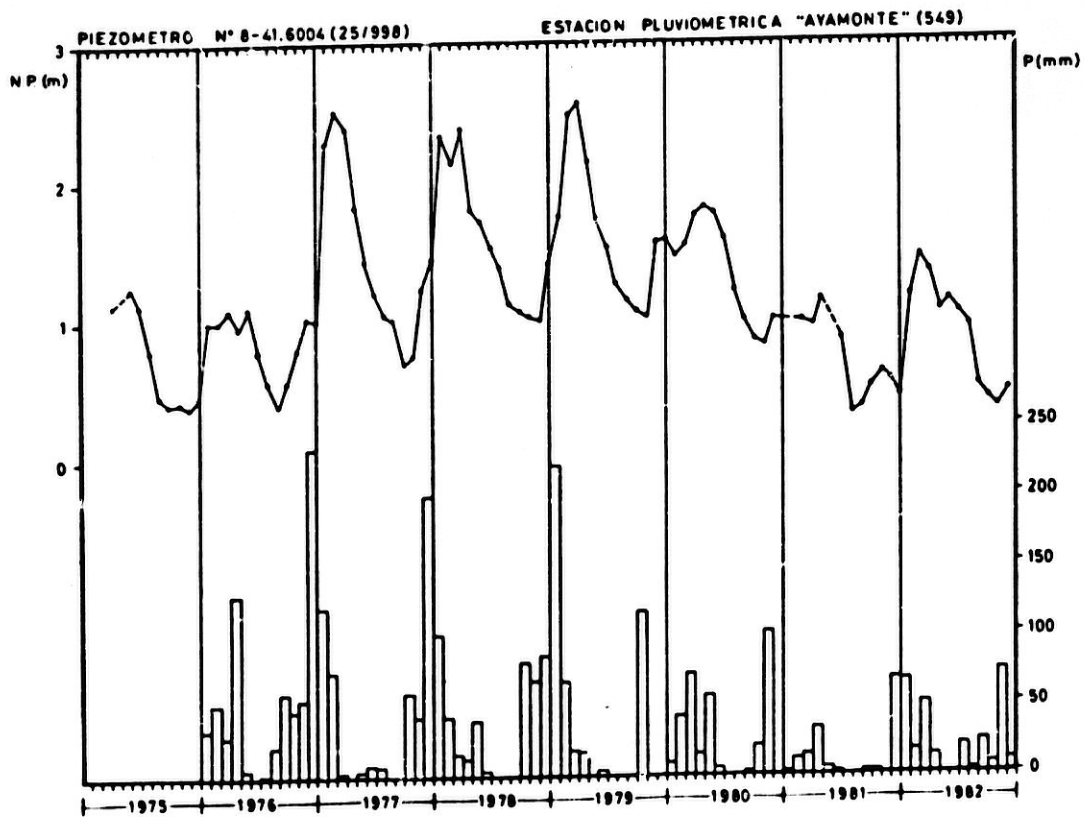


Figura 25.-Fluctuación de niveles y precipitación

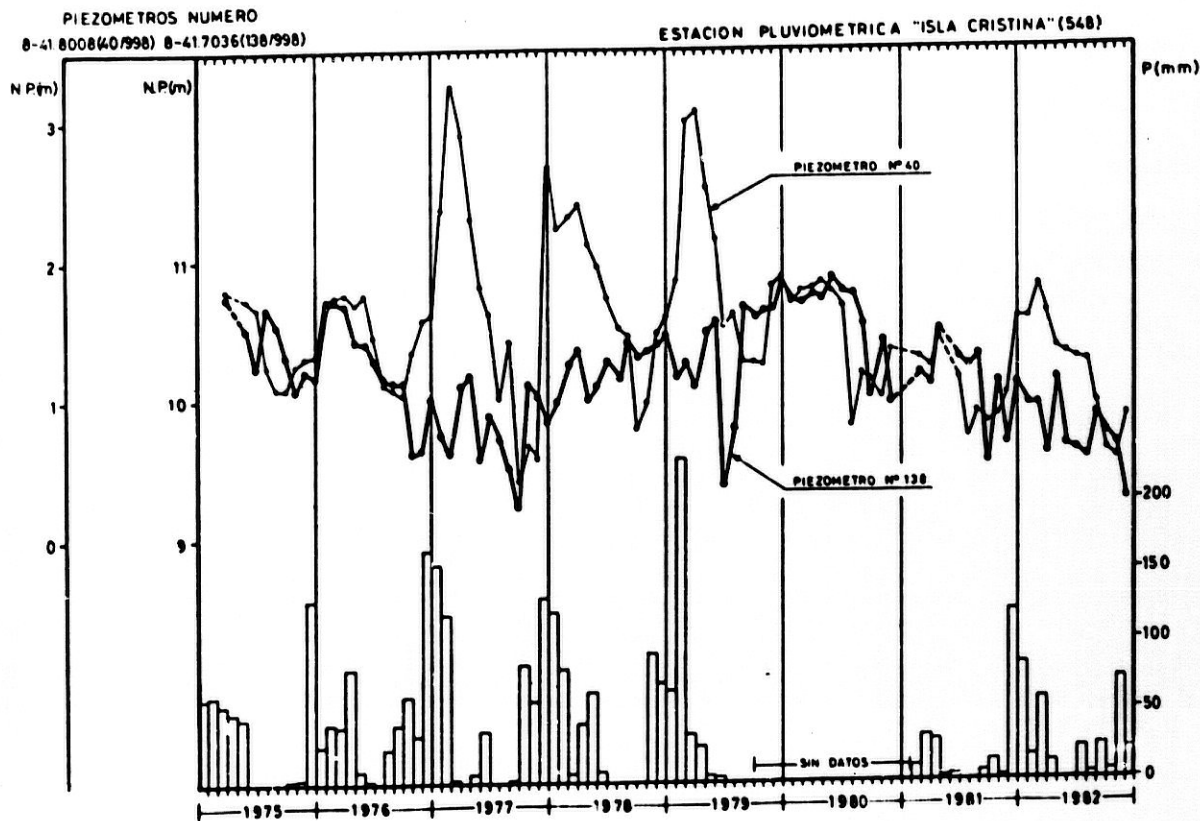


Figura 26 .-Fluctuación de niveles y precipitación

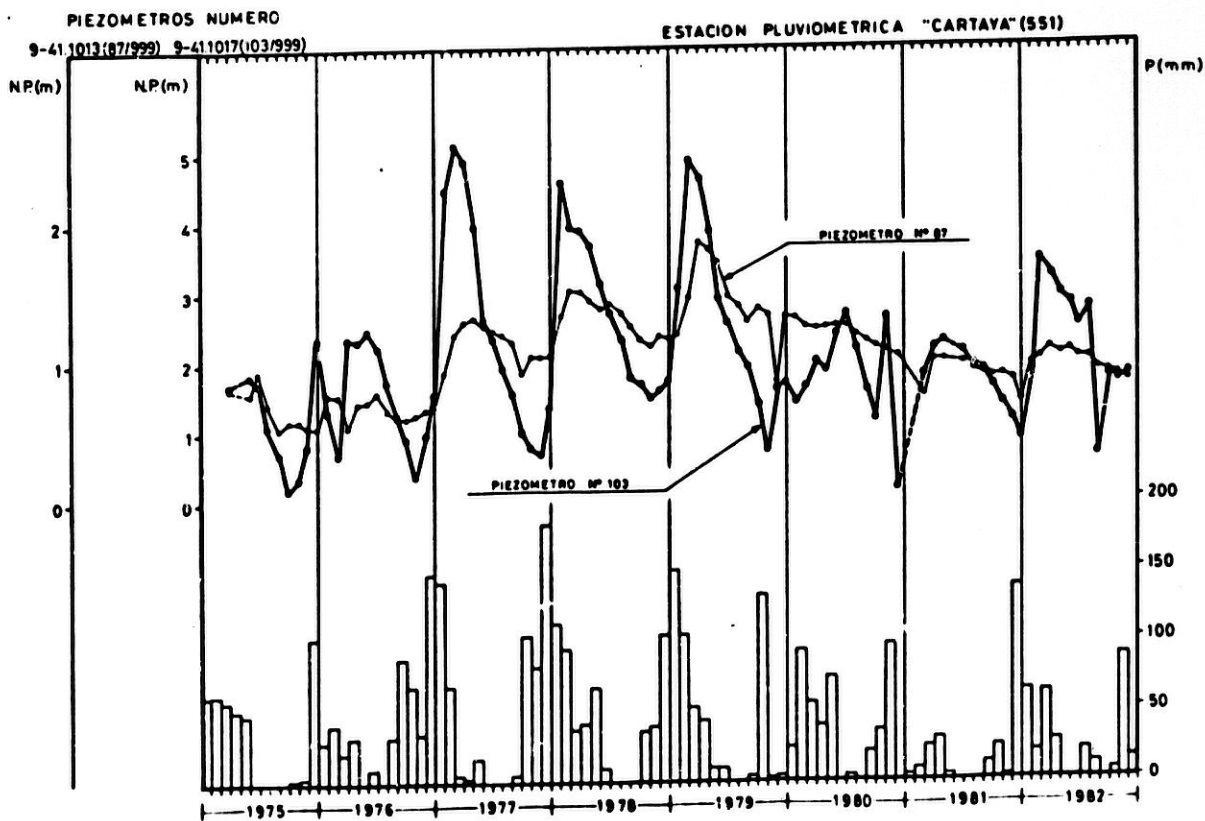


Figura 27 .-Fluctuación de niveles y precipitación

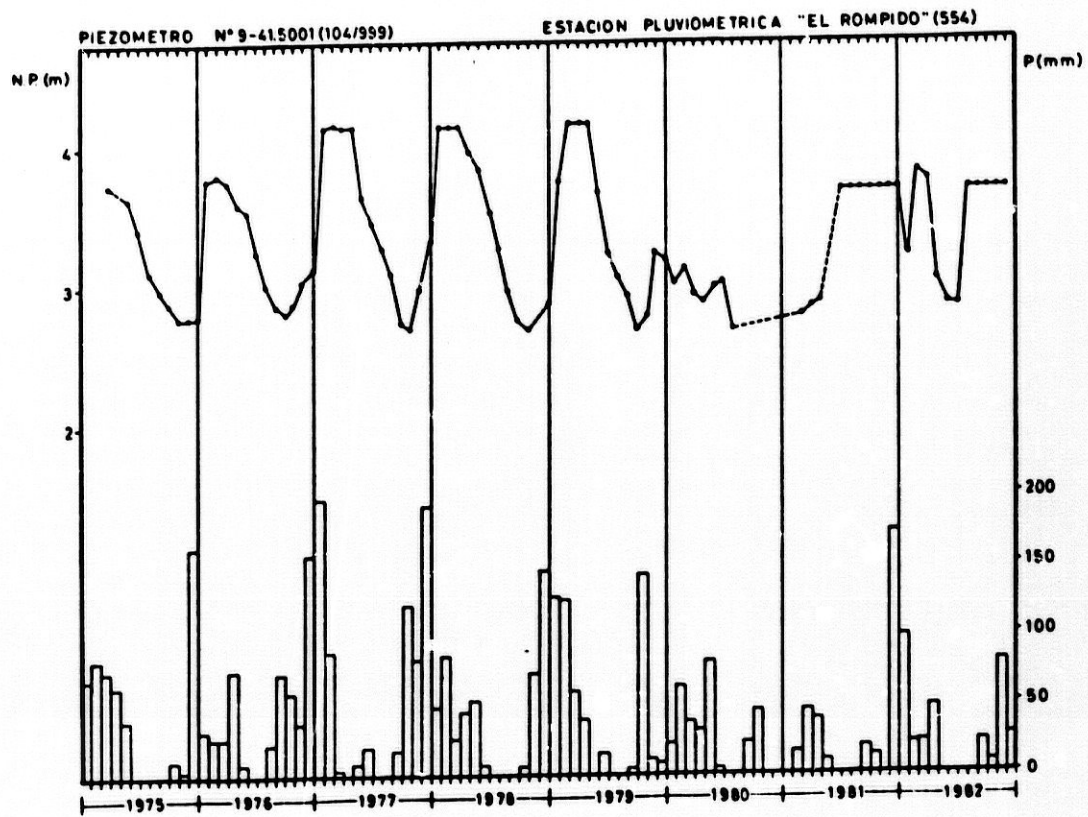


Figura 28.- Fluctuación de niveles y precipitación

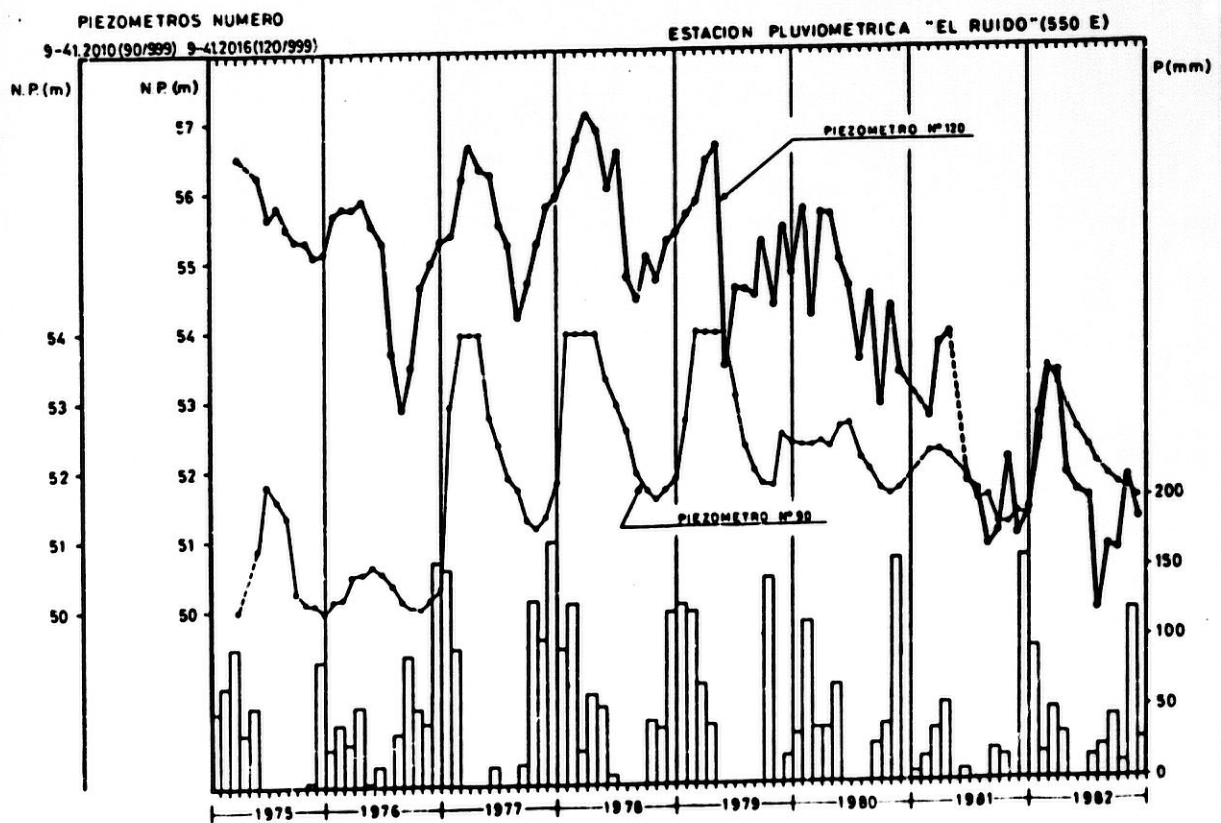


Figura 29.- Fluctuación de niveles y precipitación

La respuesta del acuífero a las precipitaciones tiene lugar de forma evidente, generalmente con un mes de desfase, y a lo sumo con dos meses. Las precipitaciones pequeñas no afectan de forma apreciable a la evolución de los niveles, e igual ocurre con las tormentas veraniegas.

Comparando los niveles en piezómetros situados en áreas de alimentación del acuífero (998, número 138; figura 26), respecto a los que se encuentran en áreas de drenaje (998, número 40; figura 26), se observa que, en los primeros, la evolución del nivel piezométrico es más rápida, y está claramente afectada por las pequeñas precipitaciones.

Hay que hacer notar que en los pozos 40 y 120 se bombea, y que los puntos números 17, 87, 103, 104 y 138, están situados en áreas de fuerte extracción, por lo que las medidas pueden estar afectadas por los bombeos, si bien todas ellas se han efectuado, como mínimo, cinco horas después de cesar el bombeo.

En el cuadro 45 reflejo el valor de la fluctuación anual y media anual de

NÚMERO DE NIVEL (CÓDIGO)	PERIODO DE OBSERVACION																		AÑO MEDIO										
	1975			1976			1977			1978			1979			1980			1981			1982			1975-1982				
	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.	N.P.	N.P.	ALT.		
998	17	3,6	2,9	0,6	3,2	2,8	0,4	3,4	2,7	0,7	3,5	3,0	0,5	4,1	3,2	0,9	3,4	2,8	0,6	2,9	2,1	0,8	2,6	2,1	0,5	3,0	3,2	0,4	
	25	1,2	0,3	0,9	1,1	0,4	0,7	2,5	0,7	1,8	2,3	1,0	1,3	2,9	1,0	1,9	1,9	0,8	1,1	1,1	0,3	0,8	1,4	0,3	1,1	1,1	0,0	0,6	
	40	1,7	1,0	0,7	1,7	1,0	0,7	3,2	0,4	2,8	2,3	0,7	1,6	3,0	1,2	1,8	1,8	0,8	1,0	1,3	0,7	0,8	1,7	0,5	1,2	1,3	2,1	0,7	
	120	10,7	10,0	0,7	10,7	9,6	1,1	10,1	9,2	0,9	10,4	9,9	0,5	10,8	9,3	1,5	10,8	9,9	0,9	10,4	9,5	0,9	10,1	9,2	0,9	10,1	9,5	0,5	1,0
	138	0,9	0,5	0,4	0,7	0,5	0,2	1,3	0,9	0,4	1,5	1,1	0,4	1,8	0,8	1,0	1,3	1,0	0,3	1,0	0,7	0,3	1,0	0,8	0,2	1,0	0,1	0,7	0,4
999	90	50,8	49,9	0,9	50,6	49,9	0,7	53,9	51,1	2,8	53,9	51,3	2,6	53,9	51,7	2,2	52,6	51,6	1,0	52,1	51,1	1,0	53,3	51,4	1,9	51,4	52,6	1,0	1,4
	103	2,3	0,2	2,1	2,4	0,3	2,1	5,1	0,6	4,5	3,9	1,4	2,5	4,9	0,7	4,2	2,6	1,1	1,5	2,2	0,8	1,4	3,4	0,6	2,8	2,0	3,3	0,7	2,6
	104	3,2	2,7	1,0	3,8	2,8	1,0	4,1	2,7	1,4	4,1	2,7	1,4	4,1	2,6	1,5	3,1	2,6	0,5	3,6	2,7	0,9	3,8	2,8	1,0	3,3	3,7	2,7	1,0
	120	56,5	55,1	1,4	55,8	52,8	3,0	56,6	54,1	2,5	57,0	54,4	2,6	56,6	53,4	3,2	55,7	52,9	2,8	53,9	50,8	3,1	53,3	49,9	3,4	54,4	55,6	2,9	2,7
	138	0,9	0,5	0,4	0,7	0,5	0,2	1,3	0,9	0,4	1,5	1,1	0,4	1,8	0,8	1,0	1,3	1,0	0,3	1,0	0,7	0,3	1,0	0,8	0,2	1,0	0,1	0,7	0,4

(1)...nivel piezométrico máximo anual; (2)...nivel piezométrico mínimo anual; (3)...altura de fluctuación anual ((1) - (2)); (4)...nivel piezométrico medio anual; (5)...nivel piezométrico máximo medio anual; (6)...nivel piezométrico mínimo medio anual; (7)...altura de fluctuación medio anual. El nivel piezométrico se expresa en metros.

Cuadro 45. - Fluctuación de niveles en la red piezométrica

nivel en la red piezométrica, por años naturales, para el período 1975 a 1982, y en el cuadro 46 he resumido los correspondientes a la fluctuación máxima de nivel, por años hidrológicos (octubre-septiembre). De forma general, se deduce que la fluctuación del nivel piezométrico es más impor-

HOJA DEL M.T.N. (1/50.000)	PIEZOMETRO	AÑO HIDROLOGICO							AÑO HIDROLOGICO MEDIO
		1975/76	1976/77	1977/78	1978/79	1979/80	1980/81	1981/82	1975/82
998	17 ++	0,41	0,77	0,60	1,12	0,61	A.I.	0,45	0,66
	25 ++	0,71	1,81	1,64	1,56	0,96	A.I.	1,07	1,29
	40 ++	0,74	2,82	2,11	2,09	1,06	A.I.	1,25	1,67
	138 +	0,64	0,93	0,58	1,28	0,82	A.I.	0,85	0,85
999	87 ++	0,24	0,70	0,48	0,73	0,48	A.I.	0,36	0,49
	90 +	0,64	3,95	2,81	2,38	0,91	A.I.	2,23	2,15
	103 ++	2,14	4,74	3,92	3,51	1,95	A.I.	2,80	3,17
	104 ++	1,03	1,41	1,45	1,47	0,45	A.I.	0,97	1,13
	120 +	3,02	2,45	2,62	3,13	2,8	A.I.	3,42	2,90

+ Piezómetro situado en área de alimentación
 ++ Piezómetro situado en área de drenaje
 A.I. Año incompleto

Cuadro 46.- Amplitud de la fluctuación máxima anual de los niveles piezométricos en la red de control (expresada en metros)

tante en las áreas de recarga (números 90 y 120), como es lógico, mientras aparece muy amortiguada en las áreas de descarga natural (números 87 y 104). Las áreas de bombeos importantes pueden incidir de forma notable en la amplitud de la fluctuación, como es el caso de los puntos 17, 40 y 103, en los que, a pesar de estar en áreas de descarga (de potencial muy similar), la fluctuación alcanza valores comprendidos entre 0,4 y 4,7 metros.

Como se puede observar en las gráficas de las figuras 24 a 29, en los piezómetros situados en la franja costera el nivel piezométrico mínimo suele ser mayor de 0,5 metros, pero en algunos puntos, ocasionalmente, es menor (números 25, 40 y 103), lo que comportaría un riesgo de intrusión marina, mayor en estos sectores que en el resto del litoral, si se llevase a cabo un bombeo intenso en los mismos y los niveles piezométricos se situasen bajo la cota del océano durante el estiaje, fenómeno que fácilmente podría ocurrir en el área del pozo número 103, en donde el nivel piezométrico llega a ser, tan sólo, de 0,06 metros.

Dado que no existen tres piezómetros próximos entre sí, y dispuestos según el sentido de la escorrentía subterránea, no he podido calcular la difusividad hidráulica según el método propuesto por DEGALLIER (1969).

En resumen, la amplitud de la fluctuación del nivel piezométrico del acuífero es importante, con valores máximos comprendidos entre 0,4 y 3,1 metros para el año hidrológico medio (1975/82). En régimen natural (sin bombeos) está regida, de forma primordial, por las precipitaciones (cantidad y distribución de las mismas). Los bombeos pueden afectar, de forma notable, a la fluctuación, como pone de manifiesto, de forma especial, el pozo número 103.

Las variaciones debidas a la presión atmosférica, mareas, etc. (CUSTODIO, 1976) no pueden ser detectadas con la periodicidad de las medidas efectuadas, pero es de señalar que los elementos que más afectan a las oscilaciones del nivel piezométrico son las lluvias y las extracciones por bombeo.

Aunque el período de observación (8 años) es insuficiente, como para poner de manifiesto la tendencia general de los niveles (CASTANY, 1982), estimo que permite, por lo menos, obtener ideas claras. La impresión de conjunto es la tendencia a mantenerse constantes, como puede observarse en las gráficas de fluctuación de niveles de los puntos números 25, 103, 104 y 138. En los puntos 17, 40 y 120 se observa la tendencia al descenso, más acusada en el número 120 y en los años hidrológicos 1980/81 y 1981/82, que interpreto como ligada a una descarga del acuífero superior a la recarga. En dos puntos (números 87 y 90) se detecta una ligera tendencia al ascenso, principalmente en el número 90 y entre los años hidrológicos 1975/76 a 1978/79, debida a que la recarga es mayor que la descarga.

Tengo que resaltar que los volúmenes bombeados, si bien llegan a ser localmente importantes, suponen un porcentaje bajo respecto a las entradas totales del acuífero; por tanto, la tendencia observada en la fluctuación

del nivel piezométrico viene marcada por la relación entre la recarga (infiltración eficaz de las precipitaciones) y la descarga natural (hacia los ríos y el océano).

La respuesta, casi inmediata, del nivel piezométrico a las precipitaciones, evidencia dos hechos compatibles:

- Por un lado, la rapidez con que el agua de lluvia alcanza la franja saturada, es decir, una infiltración rápida o unos niveles bastante superficiales, siendo el segundo factor el principal en la mayor parte del área, puesto que las mayores profundidades hasta la superficie piezométrica se alcanzan en el sector occidental y oscilan entre 40,3 metros, en el sondeo número 138, y 50,1 metros, en el sondeo número 250 (la profundidad media en el área es de 13 metros).

- Por otro lado, un bajo coeficiente de almacenamiento, puesto de manifiesto por la notable fluctuación del nivel tras la infiltración.

3.7.2. Caudales, parámetros hidráulicos y comportamiento del acuífero frente a las captaciones

3.7.2.1. Caudales

Como ya he dicho anteriormente (epígrafe 3.3), el número de puntos acuíferos inventariados en esta unidad hidrogeológica asciende a 326, que sólo son parte de los existentes en el Inventario Nacional de Puntos Acuíferos (IGME). Entre ellos hay 203 pozos, 114 sondeos y 9 manantiales.

No considero en este estudio los 9 manantiales, pues sus caudales son muy pequeños (inferiores a 1 l/s) y quedan secos durante la época estival, ni 6 sondeos (980, número 7; 998, número 14; 999, números 29, 152-bis, 265 y 353) que resultaron negativos o se abandonaron, sea por su deficiente diseño y desarrollo, o por salinidad (998, número 14) debida a la presencia de yesos en las arcillas triásicas. De los 311 puntos restantes, en 245 se

desconocen los caudales y depresiones.

Dispongo, pues, de 66 puntos acuíferos cuyos caudales son conocidos (tabla 13). De ellos, 55 son sondeos y 11 son pozos. En 29 sondeos se co-

HOJA DEL MTN (1/50 000)	NUMERO DE INVENTARIO	NATURALEZA	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (m)	ESPESOR CAPTADO (m)	CAUDAL Q (l/s)	DESCENSO S (m)	CAUDAL ESPECIFICO Q/s (l/s/m)	OBSERVACIONES	
981	11	sondeo	23	21,5	0,25	-	-	INC	
	98	sondeo	23	3	7	-	-		
988	8	sondeo	43	19,7	10-12	-	-	INC	
	10	sondeo	45	34,5	12-15	-	-	INC	
	12	sondeo	60	22	8	-	-	INC	
	23	pozo	15,1	4,3	1,2	-	-		
	24	pozo	11,6	0,1	1,3	-	-		
	43	pozo	9,0	3,47	35	-	-		
	68	sondeo	95	48	10	-	-	IRYDA	
	72	sondeo	100	49	15-20	-	3,80		
	73	sondeo	120	18,80	27-30	38	0,75		
	95	sondeo	60	26	28	-	-		
	98	sondeo	109,8	71,32	12,9	57,9	0,22	IRYDA	
	101	sondeo	40	18,75	30	-	-	IRYDA	
	102	pozo	10,9	1,90	0,8	-	-		
	106	pozo	15,5	6,80	4,2	-	-		
	109	sondeo	41	9,61	16	-	-		
	111	sondeo	96	59	42	-	-	Diputación Huelva	
	998	112	sondeo	38	29,30	7	4	1,75	Diputación Huelva
		122	sondeo	95	65	20	26	0,76	
		135	sondeo	95	68	40	1	40	
		137	sondeo	40,5	0,61	2	-	-	
		139-bis	sondeo	75	33,30	54,7	16	3,41	Diputación Huelva
		176	sondeo	-	-	30	-	-	
		181	sondeo	19	7,57	7	-	-	
		195	sondeo	15	6	20	-	-	
		196	pozo	30	6,18	15	-	-	
		197	sondeo	42	-	9	-	-	
		200	pozo	11	1	9	-	-	
		238	sondeo	43	19,68	12	3,37	3,56	
		239	sondeo	126	74,73	41,30	11,13	3,70	Diputación Huelva
240		sondeo	75	40,9	57,44	10,60	5,41		
242		sondeo	93	51,70	61,31	6,62	9,26	Diputación Huelva	
243		sondeo	70	12,25	8,90	8,60	1,03		
244		sondeo	72	13,70	11,44	9,23	3,40		
245	sondeo	85	28,67	38,94	9,33	4,17			
246	sondeo	94	34,38	40,65	15,03	2,70			
247	sondeo	72	25,0	16,23	11,28	1,43			
248	sondeo	60,5	11,80	14,52	9,48	1,53			
249	sondeo	91	29,27	66,28	6,54	10,13			
999	2	sondeo	64	62,05	2,5	30	0,05	INC	
	4	sondeo	51	47,60	3	19	0,15	INC	
	5	sondeo	52	52	6	23	0,26	INC	
	7	sondeo	121	121	13	15	0,86	INC	
	22	sondeo	80	66,30	4,5	9	0,50	INC	
	82	pozo	13,40	1,66	3,33	-	-		
	97	pozo	6,2	0,47	0,02	-	-		
	137	sondeo	80	17	9,0	-	-		
	138	sondeo	37,80	30	12-15	-	-		
	145	sondeo	40,4	14,31	15	-	-		
	148	sondeo	334	51,32	12	15,5	0,77	IRYDA	
	151	pozo	14,5	9,22	15	-	-		
	152	pozo	37	19,48	3	-	-		
	180	sondeo	42	-	8	-	-		
	190	sondeo	75	21,72	2	-	-		
	206	sondeo	49	36	12-22	-	-	Diputación Huelva	
	211	sondeo	-	-	5	-	-		
	217	sondeo	39	34	16	-	-		
	244	sondeo	29	10,5	1	29	0,03		
	254	sondeo	110	30	3,3	-	-		
265-bis	sondeo	204	56,13	30,3	75,4	0,50	Diputación Huelva		
266-bis	sondeo	200	8,0	19,4	38,1	0,50	Diputación Huelva		
294	sondeo	49	36	22	-	-	Diputación Huelva		
299	sondeo	50	-	15	-	-			
352	sondeo	71	48,80	11,5	35,5	0,32	Diputación Huelva		
354	sondeo	72	45,20	44,85	24,25	1,84	Diputación Huelva		

Tabla 13.- Datos de caudal y descenso en los puntos inventariados en el sistema acuífero superficial

noce el caudal y la depresión correspondiente. En el resto de los 37 puntos acuíferos se desconocen las depresiones. Tan sólo en 5 sondeos conozco el espesor captado (en ninguno de ellos se sabe el valor de la depresión).

He de hacer la salvedad de que los datos de caudal y depresión, indicados en el inventario, son muy fidedignos, si corresponden a pruebas efectuadas por el INC, el IRYDA y el IGME en sondeos propios. Los demás datos expresados son, generalmente, fiables en lo que respecta al caudal, cosa que no ocurre siempre con las depresiones para ese caudal, pues en muchos casos el propietario de la obra nunca lo ha comprobado, además de que es algo que no le preocupa mucho, o nada, con tal de obtener el caudal que necesita. De todas formas, la media del conjunto creo que es fiable.

Según los datos disponibles (tabla 13), los caudales varían entre un mínimo de 0,02 l/s en el pozo número 97/999 y un máximo de 66,28 l/s en el sondeo número 249/998; la depresión mínima es de 1 metro (998, número 135) y la máxima de 75,4 metros (999, número 265-bis); el caudal específico mínimo es de 0,03 l/s/m (999, número 244) y el máximo de 40 l/s/m (998, número 135). El caudal medio es de 17,7 l/s, la depresión media 20 metros y el caudal específico medio 3,6 l/s/m; evidentemente, estos datos no se pueden considerar como valor medio para todo el sistema acuífero, pero pueden ser indicativos de las posibilidades acuíferas de conjunto de la unidad hidrogeológica.

Respecto a los espesores captados, el mínimo es 0,1 metro (998, número 24) y el máximo es 121 metros (999, número 7); el espesor medio captado es 29,9 metros; igual que indiqué para el caudal, es evidente que este valor no se puede considerar como espesor medio para toda la unidad, pero es bastante significativo respecto a sus posibilidades acuíferas.

En la figura 30-a he representado los caudales en función de la profundidad total de la obra. En 64 puntos se conocen de forma precisa ambas características. Se puede observar que existe una gran dispersión y, por tanto, ausencia de relación. Cualquier caudal se obtiene a no importa qué profundidad. De los puntos representados, el 73,4 por 100 tienen caudales comprendidos entre 0,02 y 20 l/s, el 20,3 por 100 entre 20 y 50 l/s, y el 6,2 por 100 más de 50 l/s.

Pero más lógica que esta relación, debería ser la representación del caudal en función del espesor de material acuífero captado. En 61 puntos se conocen, de forma precisa, ambas características. Represento estos datos en la figura 30-b. La dispersión es, igualmente, muy grande, y se encuentra cualquier valor del caudal en no importa qué espesor de acuífero captado (cuadro 47). Estos valores ponen de manifiesto la gran heterogeneidad del acuífero.

Finalmente (figura 30-c), he representado los caudales específicos en función del espesor del acuífero captado, en un total de 29 puntos. Se pone de manifiesto la no existencia de una clara

relación entre el caudal específico y el espesor captado. En la figura 31 represento el histograma de caudales específicos en los 29 sondeos. El 82,7

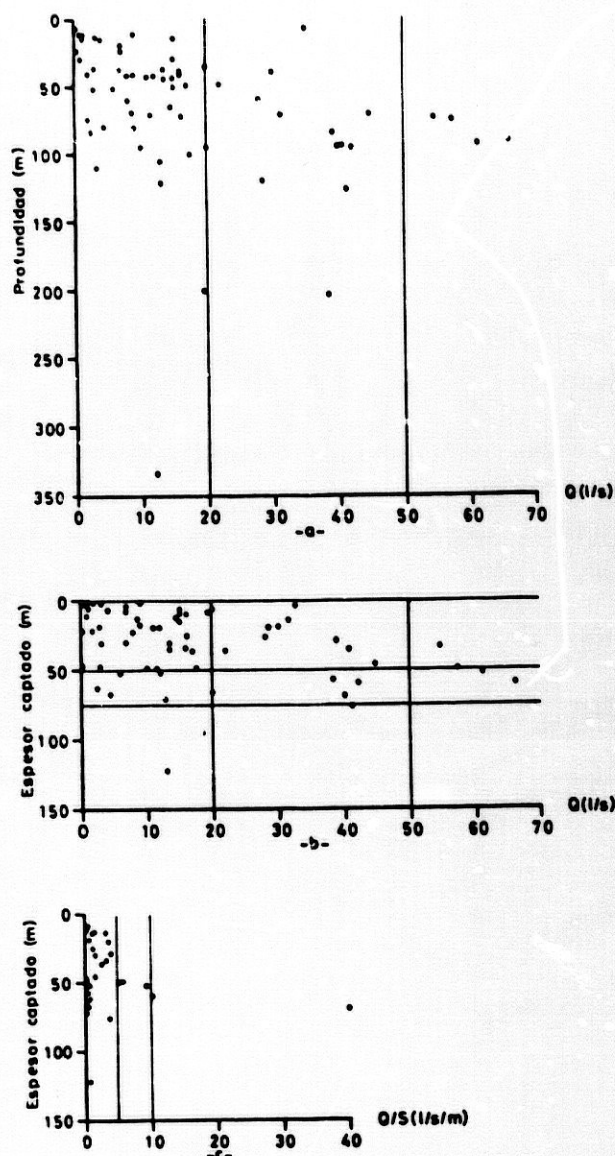


FIGURA 30 - El caudal en función de la profundidad de la obra (a) y el espesor captado (b); caudal específico en función del espesor captado (c).

ESPESOR CAPTADO (m)	CAUDAL (l/s)						TOTAL	
	<20		20-50		>50		nº	%
	nº	%	nº	%	nº	%		
0-50	36	59,0	10	16,4	2	3,3	48	78,7
50-75	5	8,2	4	6,6	2	3,3	11	18,1
75-121	1	1,6	1	1,6	0	0	2	3,2
Total	42	68,8	15	24,6	4	6,6	61	100

Cuadro 47.- Porcentaje de puntos en función del caudal y del espesor de acuífero captado

por 100 de los puntos tienen caudales específicos inferiores a 5 l/s/m, 10,5 por 100 entre 5 y 10 l/s/m, y el 6,8 por 100 restante posee un cau-

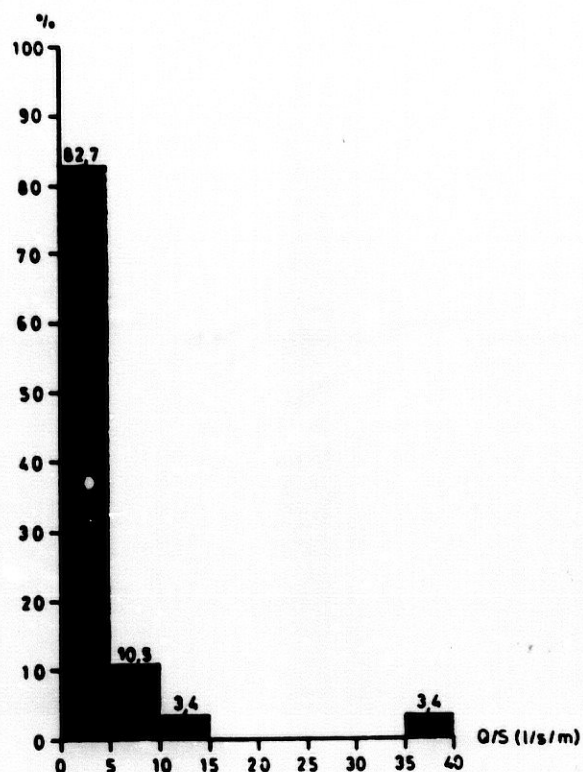


FIGURA 31 - Histograma de caudales específicos en 29 sondeos. La profundidad de la mayor parte de los sondeos está comprendida entre 35 y 95 m.

dal específico superior a 10 l/s/m (sólo un punto alcanza un caudal específico de 40 l/s/m).

3.7.2.2. Parámetros hidráulicos y comportamiento del acuífero frente a las captaciones

En este epígrafe me propongo estudiar los parámetros que rigen el movimiento del agua hacia las captaciones, y algunas hipótesis de comportamiento de este sistema acuífero.

La porosidad y la permeabilidad son factores básicos, que determinan el coeficiente de almacenamiento y la transmisividad del acuífero, parámetros éstos que por ser más fácilmente obtenibles y por caracterizar mejor las condiciones hidráulicas, se suelen determinar comúnmente en los estudios hidrogeológicos.

El problema de obtener valores fiables de transmisividad ha sido tratado por diversos autores. HURR (1966) propone la fórmula $T=1,8r^2/t(u/Se)$ para descensos obtenidos en piezómetros próximos al pozo de bombeo, determinando el factor u/Se por un método gráfico preparado por este autor; no obstante, el error de estimación de la transmisividad es del 30 al 40 por 100. Otro método gráfico es el propuesto por PASHAWAN (1972), en el cual incluye métodos de corrección para la eficiencia del pozo, penetración parcial, etc., pero, dado el número de correcciones, el método resulta engorroso, aparte de que no se obtiene la transmisividad, sino la difusividad (T/S), que es un coeficiente de más difícil aplicación. CUSTODIO (1976) describe varios métodos rápidos para la obtención de estos parámetros, como el de la tangente de CHOW, el de OGDEN, el método del cociente, etc., pero ninguno de estos métodos supera en fiabilidad el valor obtenido en el análisis de una serie de valores descenso-tiempo, además de que este análisis proporciona valiosos datos sobre el comportamiento del acuífero, que no se obtienen con los métodos citados.

Para el estudio de los parámetros hidráulicos, me he basado en datos descenso-tiempo de 8 series correspondientes a ensayos de bombeo a caudal constante y a recuperación después del bombeo (tablas 14 a 17, Anejo 7).

En el cuadro 48 indico los puntos en los que se han realizado estos ensa-

HOJA A ESCALA (1/50000)	PUNTO DE CONTROL	COORDENADAS GEOGRAFICAS		TIPO DE CONTROL
		longitud	latitud	
998	245(+)	3°39'16''	37°14'28''	Descenso
	246(++)	3°39'32''	37°14'18''	Descenso
	246(+)	3°39'32''	37°14'18''	Descenso- Recupera- ción
	247(++)	3°39'42''	37°14'15''	Descenso
999	352(+)	3°25'34''	37°14'05''	Descenso- Recupera- ción
	148(++)	3°25'35''	37°13'57''	Descenso- Recupera- ción
	354(+)	3°25'15''	37°14'12''	Descenso- Recupera- ción
	148(++)	3°25'35''	37°13'57''	Descenso

(+) Pozo de bombeo (++) Pozo de observación

Cuadro 48.- Principales puntos con ensayos de bombeo y recuperación en el sistema acuífero superficial

Volumen teórico de grava 19.515 m³
 Volumen real de grava 36.000 m³
 Grava de 2 a 6 mm

Sondeo CABRERA-3
 (S-D-V)

245/998

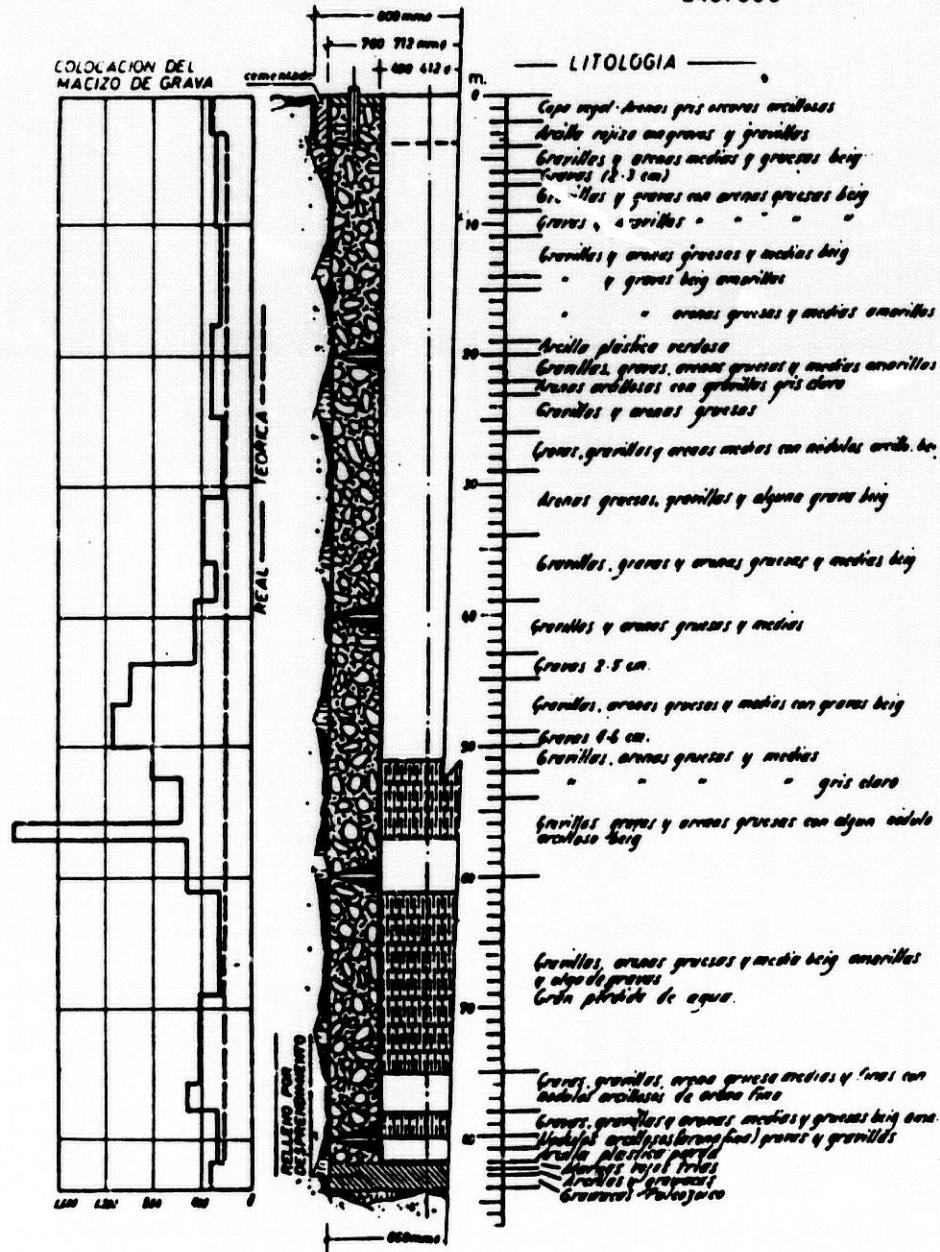


Figura 33

Volumen teórico de grava 16.071 m³
 Volumen real de grava 24.914 m³
 Grava de 2 a 6 mm

Sondeo CABRERA 5
 (S. D. III)

2471998

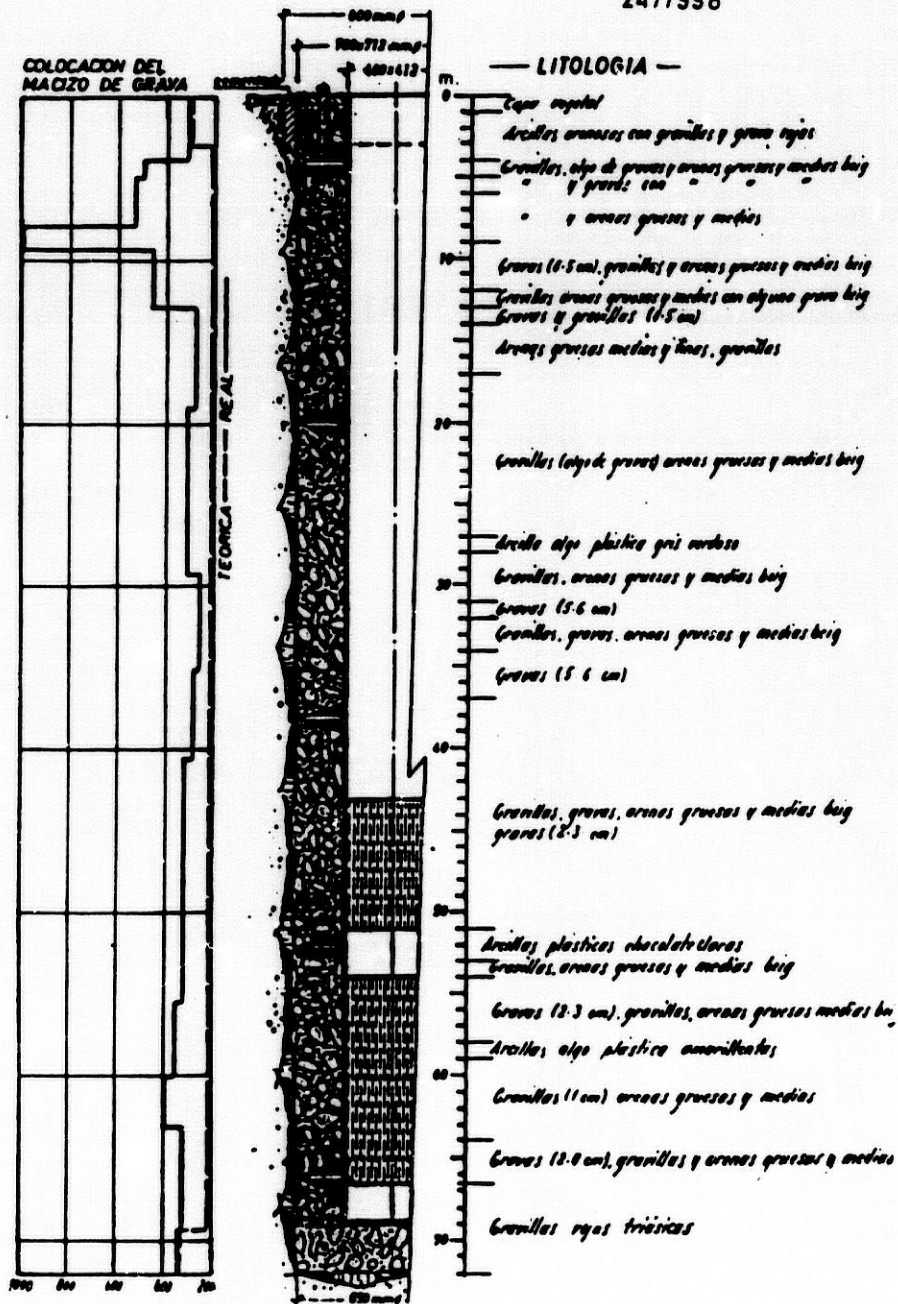


Figura 35

epígrafes 2.2.1 y 2.2.2 del capítulo de Geología) y de los parámetros geométricos (epígrafe 3.5), indica que la formación hidrogeológica inferior (M_3 -PI) del sistema acuífero superficial se puede comportar como acuífero (niveles de gravas y/o arenas) semiconfinado por acuitardos (arcillas arenosas, arenas arcillosas, limos arenosos,...); el conjunto se puede tratar como un caso complejo de semiconfinamiento (CUSTODIO, 1976). Este hecho se pone claramente de manifiesto en las columnas litológicas de los sondeos ubicados al este del río Piedra (figuras 36 y 37). El bombeo de un acuífero en estas condiciones provoca una disminución de la velocidad de rezume ("leakage"; in LOHMAN, 1977), saliente del acuífero o bien un aumento de la velocidad de rezume entrante, pero en cualquier caso su efecto es un aumento de la aportación de agua hacia el acuífero. Creo, a priori, que, dada la configuración del acuífero, es importante tener en cuenta el agua almacenada en la(s) capa(s) semiconfinante(s).

Otro modelo conceptual, con el cual creo que puedo abordar el análisis del acuífero, es el considerar la heterogeneidad vertical como una macroanisotropía (acuífero estratificado), y realizar su estudio como si se tratase de un acuífero libre anisótropo, con pozo incompleto (CUSTODIO, 1976).

También consideraré el drenaje diferido, para la hipótesis de acuífero libre.

Por último abordaré la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial (horizontal).

Existen 14 ensayos de bombeo en el área realizados por el IGME, pero sólo en 4 se ha controlado un pozo de observación además del pozo de bombeo (cuadro 49).

Todos los pozos atraviesan el sistema acuífero superficial, y están ranurados, sólo, en los niveles más permeables (gravas y/o arenas). El hecho de tener que dividir la zona filtrante en tramos, se debe a la necesidad de evitar los sectores del acuífero que contienen materiales excesivamente fi-

HOJA A ESCALA 1/50.000	TIPO DE ENSAYO							
	BOMBEO (Caudal constante)				RECUPERACION			
	Pozo de bombeo		Pozo de observación		Pozo de bombeo		Pozo de observación	
	Nº	tiempo de bombeo (horas)	Nº	tiempo de observación (horas)	Nº	tiempo de bombeo (horas)	Nº	tiempo de observación (horas)
998	139	9			139	10		
	bis				bis			
	239	7			239	7		
	240	7			240	7		
	240	9			240	9		
	bis				bis			
	243	5			243	5		
	244	10			244	10		
	245	7	246	7				
	246	8	247	8	246	9		
	247	9			247	9		
248	7			248	2			
249	4			249	4			
999	266	10			266	10		
	bis				bis			
	352	9	148	9	352	9	148	9
	354	6	148	6	352	4		

Cuadro 49.-Ensayos hidráulicos efectuados en el sistema acuífero superficial (IGME)

nos (arcillas arenosas, arenas muy finas, etc.). Por tanto, considero que se trata de un caso de pozo incompleto en un acuífero heterogéneo en sentido vertical.

A continuación interpreto los datos de los ensayos hidráulicos, sólo para los cuatro casos en que hay control del pozo de observación; ello se debe a que son los ensayos con los que puedo lograr una aceptable precisión en los resultados, y, por tanto, en la valoración del acuífero.

- a) Primer ensayo hidráulico: bombeo en el pozo 245 y observación en el pozo 246

En este caso estudio los descensos producidos en el pozo de observación 246 por el bombeo de $3355,2 \text{ m}^3/\text{día}$ en el pozo 245 situado a 425 metros de distancia.

El pozo de bombeo tiene 82 metros de profundidad y 22 metros de rejilla, distribuída desde los 51 a 80 metros de profundidad en tramos irregulares de 2, 6 y 14 metros. El pozo de observación alcanza 93 metros de profun-

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

y

$$\beta = \frac{r}{4b} \left(\sqrt{\frac{k'/b' \cdot S'}{k/b \cdot S}} + \sqrt{\frac{k''/b'' \cdot S''}{k/b \cdot S}} \right)$$

El significado de los símbolos figura en la tabla 18.

Por ajuste de la segunda parte de la curva log s-log t de la figura 38 sobre la familia de curvas-tipo preparadas por McCLELLAND (lámina 4 de LOHMAN, 1977), obtengo:

$$H(u, \beta) = 1; \quad 1/u = 1; \quad s = 0,067 \text{ m}; \quad t = 1,6 \text{ min}; \quad \beta = 0,1$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4s} H(u, \beta) = \frac{3355,2 \text{ m}^3/\text{día}}{4 \cdot 3,14 \cdot 0,067 \text{ m}} = 3987 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S_2 = \frac{4Ttu}{r^2} = \frac{4 \cdot 3987 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 1,6 \text{ min} \cdot 1}{425^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}} = 9,8 \cdot 10^{-5}$$

Ajustando la primera parte de la curva obtengo:

$$H(u, \beta) = 1; \quad 1/u = 1; \quad s = 0,24 \text{ m}; \quad t = 1,1 \text{ min}; \quad \beta = 0,05$$

donde, por un cálculo similar al anterior:

$$T = 1113 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S_1 = 1,8 \cdot 10^{-4}$$

SIMBOLO	DIMENSIONES	DESCRIPCION
B	L	Factor de goteo $\left(\sqrt{\frac{T}{k'b'}}\right)$
b, b', b''	L	Espesores respectivos del acuífero bombeado y de los acuitardos semiconfinantes
c	T^{-1}	Coefficiente de goteo ó conductancia hidráulica del acuitardo (k'/b')
e	-	Base de los logaritmos neperianos (2,7172....)
erf	-	Función de error
erfc	-	Función de error complementaria - 1 - erf
exp	-	Función exponencial
H(u, p)	-	Función de acuífero semiconfinado por un acuitardo con almacenamiento
k	LT^{-1}	Permeabilidad del acuífero bombeado
\bar{k}	LT^{-1}	Permeabilidad media del acuífero
k', k''	LT^{-1}	Permeabilidad vertical de los acuitardos semiconfinantes
k _v	LT^{-1}	Permeabilidad vertical
k _r	LT^{-1}	Permeabilidad radial (horizontal)
k _o	-	Función modificada de Bessel de orden cero y 2º especie
log	-	Logaritmo decimal
m	L	Metro; pendiente de una recta
m _i	-	Pendiente de una curva en el punto de inflexión i
min	-	Minuto
Q	L^3T^{-1}	Caudal de bombeo
r	L	Radio ó distancia radial; en general, distancia al eje de un pozo de bombeo
r _p	L	Radio del pozo
s	L	Descenso de nivel piezométrico
s'	L	Descenso residual
s _i	L	Descenso en el punto de inflexión i
s _{max}	L	Descenso máximo
s _{obs}	L	Ascenso observado (ascenso medido)
S, S', S''	-	Coefficientes de almacenamiento respectivos del acuífero bombeado y de los acuitardos semiconfinantes
S ₁	-	Coefficiente de almacenamiento en el período inicial de bombeo
S ₂	-	Coefficiente de almacenamiento en el período restante
T	L^2T^{-1}	Transmisividad ($T = \bar{k}b$)
t	T	Tiempo, medido a partir del inicio de un bombeo
t'	T	Tiempo de recuperación
t _b	T	Duración total del bombeo
t _i	T	Tiempo en el punto de inflexión
t _o	T	Tiempo inicial
u	-	Variable de integración ($r^2S/4Tt$)
v(y, s)	-	Función V (de acuífero libre) de y y s
W(u)	-	Función de pozo en acuífero cautivo
W(u, r/B)	-	Función de pozo en acuífero semiconfinado
x	L	Coordenada horizontal en el sentido del flujo
y	L	Coordenada horizontal normal al flujo
y	-	Variable de integración
z	-	$\frac{k_s}{k_r} \cdot \frac{r^2}{4Tt}$
=	-	Aproximadamente igual
∞	-	Infinito
∑	-	Sumatorio
(Δs) ₁₀	L	Variación de descenso de nivel piezométrico en un ancho de ciclo logarítmico
π	-	Número pi (3,141592....)
ψ	-	$\frac{r}{b} \sqrt{\frac{k_s}{k_r}}$

Tabla 18.- Símbolos utilizados en la interpretación de ensayos hidráulicos

Se observa que para el período inicial de bombeo (tiempos cortos) se obtienen valores de T y S razonables, pero en el período restante se obtiene un valor exagerado de T y un valor de S bastante menor. El valor de β para el período inicial ($\beta=0,05$), próximo a $0,01$, indica que la contribución del almacenamiento en el acuitado tiene escasa importancia (CUSTODIO, 1976), lo que también se pone de manifiesto al ser $S_1 > S_2$; esto puede indicar que se trata de un acuífero que limita con un acuitado no recargado, por lo que el caso se asemeja al de un pozo incompleto en un acuífero anisótropo y/o estratificado (CUSTODIO, 1976).

Considerándolo como un acuífero libre anisótropo ($k_z \neq k_r$), STALLMAN (in LOHMAN, 1977) dedujo la ecuación principal:

$$T = \frac{Q}{2\pi S} V(\psi, z)$$

siendo:

$$u = \frac{\psi^2}{4z} = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

y

$$\psi = \frac{r}{b} \sqrt{\frac{k_z}{k_r}}$$

Por ajuste de los puntos de la gráfica $\log s$ - $\log t$ para el pozo de bombeo 245 (figura 38) a la familia de curvas-tipo E de STALLMAN (lámina 7 de LOHMAN, 1977), obtengo:

$$sT/Q=1; Tt/r^2 S=1; \psi=0,0345; s=7 \text{ m}; t=1 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/s=3355,2 \text{ m}^3/\text{dfa}/7 \text{ m}=479,3 \text{ m}^2/\text{dfa}$$

Para el pozo de observación 246:

$$sT/Q=1; Tt/r^2S=1; \Psi=3,11; s=5 \text{ m}; t=84 \text{ min}; b=34,3 \text{ m}$$

donde:

$$T=Q/s=3355,2 \text{ m}^3/\text{día}/5 \text{ m}=671 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=Tt/r^2=671 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 84 \text{ min}/425^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=2,1 \cdot 10^{-4}$$

En cuanto a la anisotropía:

$$k_z/k_r = \Psi^2 \cdot b^2/r^2 = (3,11 \cdot 34,3 \text{ m}/425 \text{ m})^2 = 6,2 \cdot 10^{-2}$$

Nótese que el valor de transmisividad es bastante inferior al obtenido en la hipótesis anterior, mientras que el coeficiente de almacenamiento es de un orden similar y no es propio de acuífero libre.

Teniendo en cuenta el drenaje diferido en el caso de acuífero libre, BOULTON (in LOHMAN, 1977), y seleccionando el punto de ajuste de la gráfica log s-log t para el pozo de bombeo 245 (figura 38) con la familia de curvas-tipo preparadas por BOULTON (curvas tipo A; lámina 8 de LOHMAN, 1977), obtengo:

$$4\pi Ts/Q=1; 4Tt/r^2S=1; r/B=0,8; s=7,8 \text{ m}; t=1 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/4\pi s=3355,2 \text{ m}^3/\text{día}/4 \cdot 3,14 \cdot 7,8 \text{ m}=34,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de observación 246:

$$4\pi T s/Q=1; 4Tt/r^2 S=1; r/B=1,0; s=0,22 \text{ m}; t=8,8 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/4\pi s=3355,2 \text{ m}^3/\text{día}/4,3,14,0,22 \text{ m}=1214,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=4Tt/r^2=4,1214,2 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 8,8 \text{ min}/425^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=1,6 \cdot 10^{-4}$$

Nótese la baja transmisividad obtenida para el pozo de bombeo. En el pozo de observación he obtenido valores de transmisividad y coeficiente de almacenamiento del mismo orden que en la hipótesis de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuitardo, para tiempos de bombeo grandes; el coeficiente de almacenamiento obtenido no es propio de acuífero libre.

Si se considera la hipótesis de acuífero semiconfinado que no toma agua del almacenamiento del acuitardo, la fórmula básica es la de HANTUSH (CUSTODIO, 1976):

$$s=\frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B)$$

siendo:

$$W(u, r/B)=\int_u^{\infty} \frac{1}{y} \exp\left(-y-\frac{r^2}{4B^2 y}\right) dy$$

con:

$$u=r^2 S/4Tt$$

y

$$B=\sqrt{\frac{T}{k'/b'}}$$

El significado de los símbolos figura en la tabla 18.

Al aplicar el método de WALTON-HANTUSH, ajustando la segunda parte de la gráfica log s-log t para el pozo de observación 246 (figura 39) sobre la familia de curvas-tipo preparadas por HANTUSH (gráfico 9-3 de CUSTODIO, 1976), obtengo:

$$W(u, r/B)=1; 1/u=1; s=0,23 \text{ m}; t=10,4 \text{ min}; r/B=1$$

donde:

$$T=0,08 \cdot W(u, r/B) \cdot Q/s=0,08 \cdot 1 \cdot 3355,2 \text{ m}^3/\text{día}/0,23 \text{ m}=1167 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S=4Tt/r^2 \cdot 1/u=4 \cdot 1167 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 10,4 \text{ min}/425^2 \text{ m}^2 \cdot 1 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=1,8 \cdot 10^{-4}$$

$$B=r/r/B=425 \text{ m}/1=425 \text{ m}$$

y

$$c=k'/b'=T/B^2=1167 \text{ m}^2/\text{día}/425^2 \text{ m}^2=6,4 \cdot 10^{-3} \text{ día}^{-1}$$

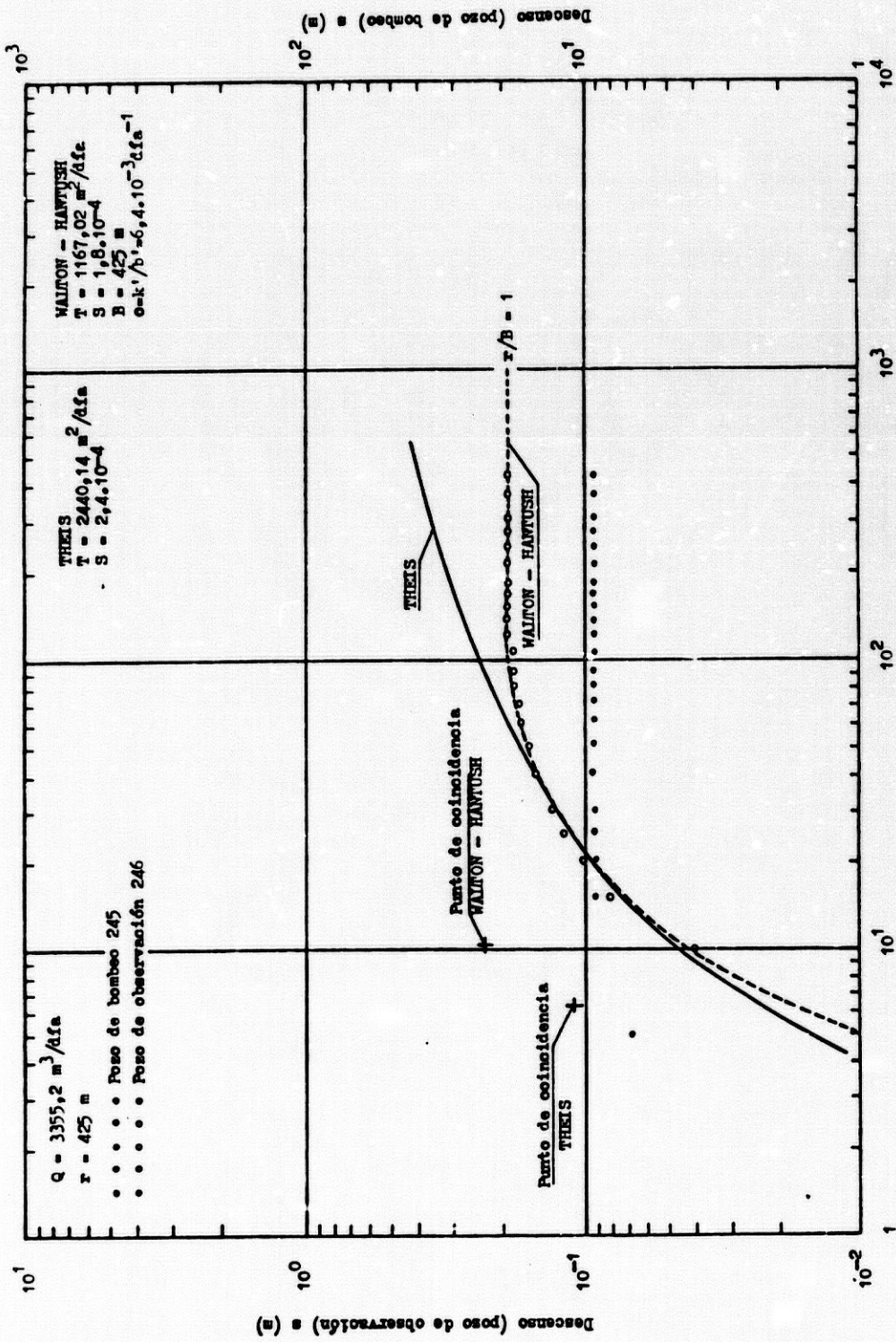
Los valores de transmisividad y coeficiente de almacenamiento son del mismo orden que los que obtuve en las hipótesis de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuitardo y acuífero libre con drenaje diferido.

De acuerdo con la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial (horizontal), THEIS (in CUSTODIO, 1976), la ecuación principal es:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

en donde:

$$W(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx$$



y

$$u = r^2 S / 4 T t$$

Ajustando la primera parte de la gráfica log s-log t de la figura 39 para el pozo de observación 246 sobre la curva-tipo de THEIS (gráfico 9-2 de CUSTODIO, 1976), obtengo:

$$W(u)=1; 1/u=1; s=0,11 \text{ m}; t=6,4 \text{ min}$$

donde:

$$T=0,08. W(u). Q/s=0,08. 1. 3355,2 \text{ m}^3/\text{día}/0,11 \text{ m}=2440,14 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=4 T t / r^2 \cdot 1/u=4. 2440,14 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 6,4 \text{ min}/425^2 \text{ m}^2 \cdot 1. 1440 \text{ min}/\text{día}=2,4 \cdot 10^{-4}$$

El valor de transmisividad, aunque elevado, es más bajo que el obtenido en la hipótesis anterior, mientras que el coeficiente de almacenamiento es del mismo orden.

De acuerdo con la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial, para valores de $u < 0,03$ (muchas veces basta con que $u < 0,1$) la fórmula de THEIS puede aproximarse con razonable precisión mediante la aproximación logarítmica de JACOB (in CUSTODIO, 1976), cuya ecuación fundamental es:

$$s = \frac{0,183 Q}{T} \log \frac{2,25 T t}{r^2 S}$$

Haciendo la representación s-log t (figura 40) y trazando la recta para valores de $u < 0,1$ ($t > 60$ min) en el pozo de observación 246, obtengo:

$$(\Delta s)_{10} = 0,092 \text{ m}; t_0 = 1,1 \text{ min}$$

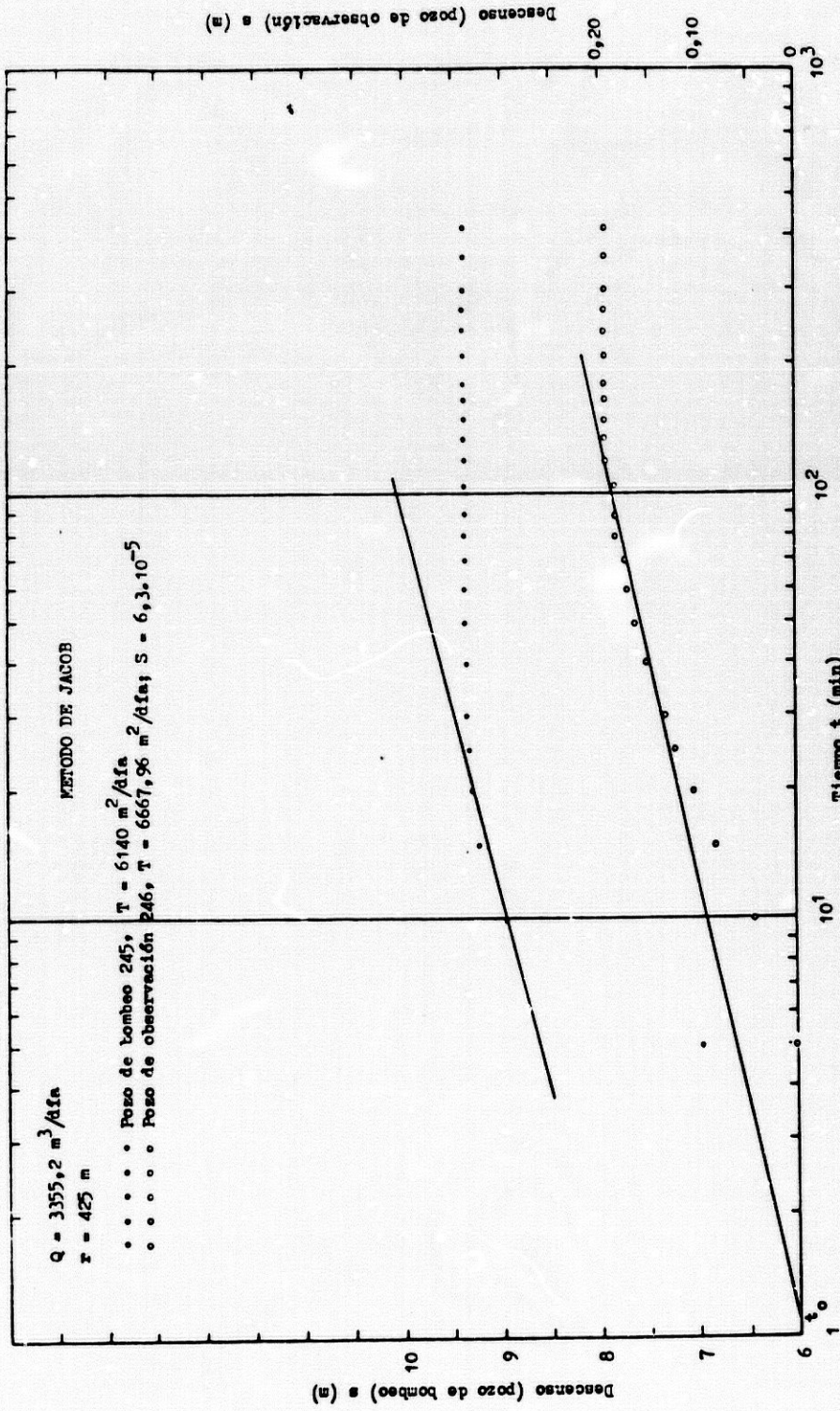


Figura 40

donde:

$$T=0,183Q/(\Delta s)_{10}=0,183.3355,2 \text{ m}^3/\text{día}/0,092 \text{ m}=6668 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=2,25Tt_o/r^2=2,25.6668 \text{ m}^2/\text{día}.1,1 \text{ min}/425^2 \text{ m}^2.1440 \text{ min}/\text{día}=6,3.10^{-5}$$

En el pozo de bombeo 245 ($r_p=0,20 \text{ m}$), y para valores de $u < 0,03$ ($t > 1 \text{ min}$) obtengo:

$$(\Delta s)_{10}=0,10 \text{ m}$$

y

$$T=0,183Q/(\Delta s)_{10}=0,183.3355,2 \text{ m}^3/\text{día}/0,10 \text{ m}=6140 \text{ m}^2/\text{día}$$

Nótese cómo se obtienen valores exagerados de transmisividad y un coeficiente de almacenamiento muy pequeño, en comparación con las hipótesis anteriores.

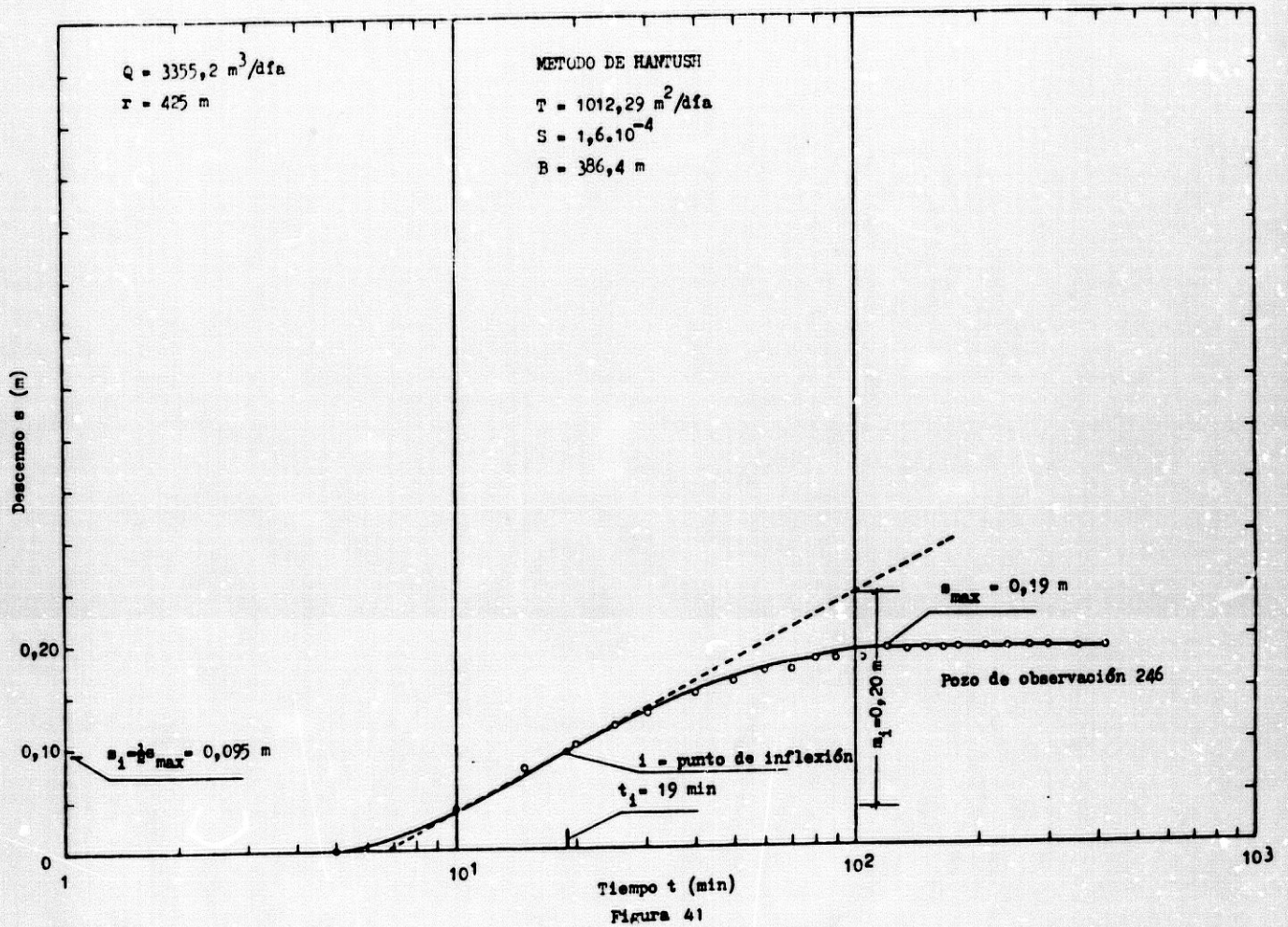
De acuerdo con la hipótesis de acuífero semiconfinado simple sin almacenamiento en el acuitardo, y aplicando el método de HANTUSH (in CUSTODIO, 1976) a la curva $s\text{-log } t$ (curva en forma de S de la figura 41) para el pozo de observación 246, obtengo:

$$s_{\text{máx}}=0,19 \text{ m}; s_i=\frac{1}{2}s_{\text{máx}}=0,095 \text{ m}; t_i=19 \text{ min}; m_i=(\Delta s)_{10}=0,20 \text{ m}$$

donde:

$$2,3 \frac{s_i}{m_i}=e^{r/B} k_o(r/B)$$

$$T=\frac{Q}{4\pi s_i} k_o(r/B)$$



y

$$S = \frac{4Tt_i}{r} \cdot \frac{1}{2}(r/B)$$

El significado de los símbolos figura en la tabla 18.

Por tanto:

$$2,3s_i/m_i = 2,3 \cdot 0,095 \text{ m}/0,20 \text{ m} = 1,09 = e^{r/B} \cdot k_0(r/B)$$

Los valores de la función $e^x \cdot k_0(x)$ se encuentran convenientemente tabulados (CUSTODIO, 1976); para el valor $e^x \cdot k_0(x) = 1,09$ corresponde en la tabla un $r/B = 1,100$ y un $k_0(r/B) = 0,36$.

Por tanto:

$$B=r/1,100=425 \text{ m}/1,100=386,4 \text{ m}$$

$$T=Q \cdot k_o (r/B)/4ns_i=3355,2 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 0,36/4 \cdot 3,14 \cdot 0,095 \text{ m}=1012,3 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=4Tt_i \cdot \frac{1}{2}(r/B)/r^2=4 \cdot 1012,3 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 19 \text{ min} \cdot 1,100/425^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} \cdot 2=$$

$$=1,6 \cdot 10^{-4}$$

Los valores de transmisividad y coeficiente de almacenamiento son del mismo orden que los obtenidos anteriormente por el método de coincidencia gráfica de WALTON-HANTUSH (curva log s-log t para el pozo de observación 246; figura 39) para esta misma hipótesis; en cambio, el valor de B (factor de goteo) es menor.

- b) Segundo ensayo hidráulico: bombeo en el pozo 246 y observación en el pozo 247

En este ensayo estudio los descensos originados en el pozo de observación 247 por el bombeo de $3499,2 \text{ m}^3/\text{día}$ en el pozo 246 situado a 350 metros de distancia.

El pozo de bombeo tiene 93 metros de profundidad, con 22 metros de rejilla distribuidos entre los 58 y 90 metros de profundidad en tramos de 2, 4 y 14 metros.

El pozo de observación penetra hasta 69 metros de profundidad y tiene 20,5 metros de rejilla distribuidos entre los 43 y 66,5 metros de profundidad en dos tramos de 8 y 12,5 metros.

La diferencia de cota de la boca de los dos pozos es de 15 metros.

En la figura 42 represento la gráfica log s-log t con los datos descenso-tiempo de ambos pozos.

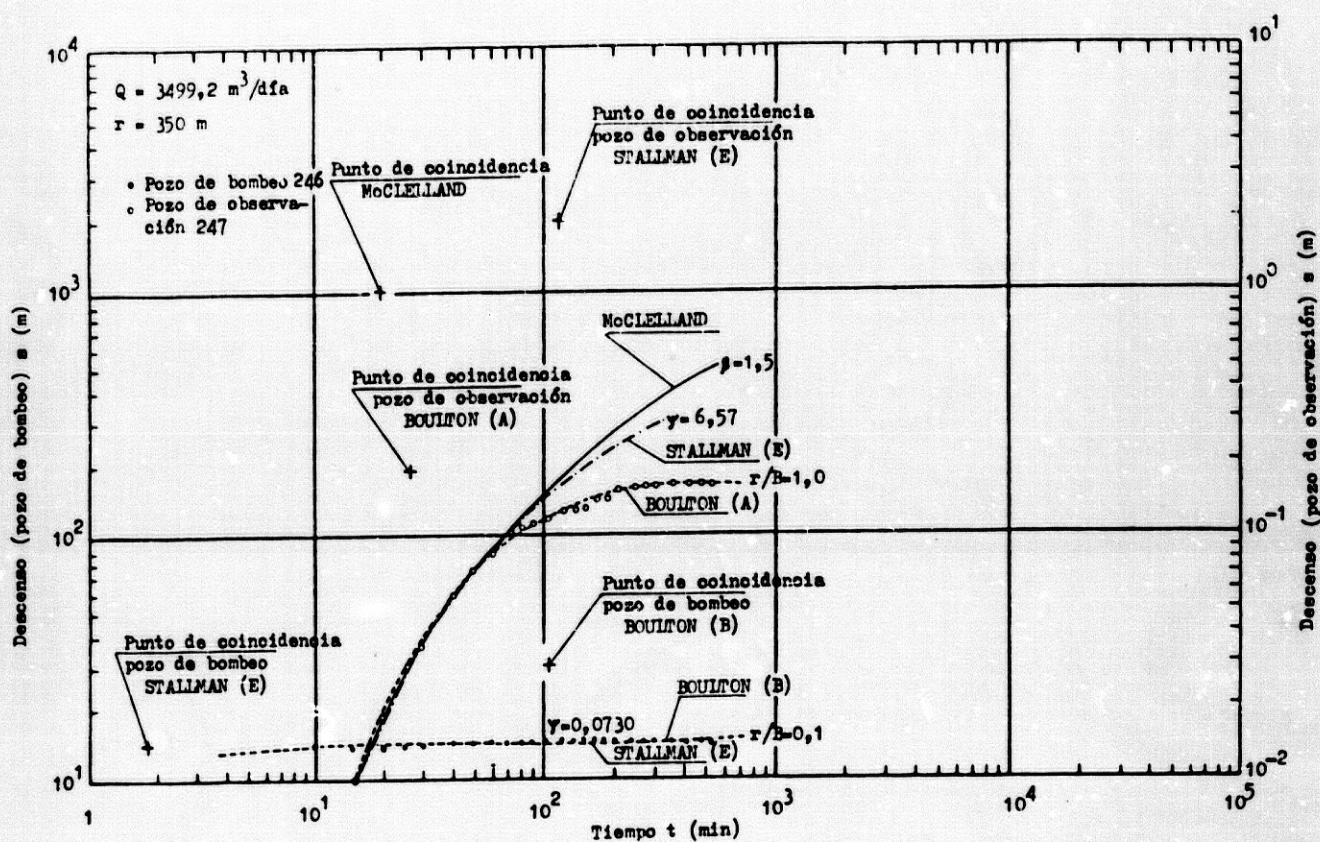


Figura 42

Teniendo en cuenta la fórmula para acuíferos semiconfinados, modificada, de HANTUSH, con drenaje en el almacenamiento, en el pozo de observación 247 obtengo:

$$H(u, \beta) = 1; 1/u = 1; s = 1 \text{ m}; t = 20 \text{ min}; \beta = 1,5$$

donde:

$$T = Q \cdot H(u, \beta) / 4rs = 3499,2 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 1/4 \cdot 3,14 \cdot 1 \text{ m} = 278,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S = 4Ttu/r^2 = 4 \cdot 278,5 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 20 \text{ min} \cdot 1/350^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} = 1,2 \cdot 10^{-4}$$

Nótese el bajo valor de transmisividad obtenido; el coeficiente de almacenamiento es propio de acuífero semiconfinado.

Aplicando la hipótesis de acuífero libre anisótropo al pozo de bombeo 246 (figura 42) y superponiendo la gráfica log s-log t a las curvas-tipo E de STALLMAN (lámina 7 de LOHMAN, 1977), para el punto de ajuste obtengo:

$$sT/Q=1; Tt/r^2S=1; \Psi=0,0730; s=15 \text{ m}; t=1,8 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/s=3499,2 \text{ m}^3/\text{día}/15 \text{ m}=233,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para la primera parte de la gráfica del pozo de observación 247 (figura 42) he obtenido los siguientes valores:

$$sT/Q=1; Tt/r^2S=1; \Psi=6,57; s=1,9 \text{ m}; t=125 \text{ min}; b=25 \text{ m}$$

donde:

$$T=Q/s=3499,2 \text{ m}^3/\text{día}/1,9 \text{ m}=1841,6 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S=Tt/r^2=1841,6 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 125 \text{ min}/350^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=1,3 \cdot 10^{-3}$$

y en cuanto a la anisotropía:

$$k_z/k_r = \Psi^2 \cdot b^2/r^2 = (6,57 \cdot 25 \text{ m}/350 \text{ m})^2 = 2,2 \cdot 10^{-1}$$

Es de resaltar que la transmisividad para el pozo de bombeo es baja y del mismo orden que la obtenida en la hipótesis anterior, y que el valor del coeficiente de almacenamiento es más propio de acuífero semiconfinado que de acuífero libre.

Teniendo en cuenta la hipótesis de acuífero libre con drenaje diferido, he

ajustado la gráfica log s-log t para el pozo de bombeo 246 (figura 42) a la familia de curvas-tipo de BOULTON (tipo B; lámina 8 de LOHMAN, 1977), con lo que obtengo:

$$4\eta Ts/Q=10; 4Tt/r^2 S_2=10; r/B=0,1; s=30 \text{ m}; t=105 \text{ min}$$

donde:

$$T=10Q/4\eta s=10.3499,2 \text{ m}^3/\text{día}/4.3,14.30 \text{ m}=92,8 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de observación 247 (figura 42), BOULTON-tipo A, he obtenido:

$$4\eta Ts/Q=1; 4Tt/r^2 S_1=1; r/B=1,0; s=0,19 \text{ m}; t=27 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/4\eta s=3499,2 \text{ m}^3/\text{día}/4.3,14.0,19 \text{ m}=1466,3 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S_1=4Tt/r^2=4.1466,3 \text{ m}^2/\text{día}.27 \text{ min}/350^2 \text{ m}^2.1440 \text{ min}/\text{día}=8,9.10^{-4}$$

Nótese que se obtiene un valor de transmisividad menor que en las dos hipótesis anteriores; igual ocurre con el coeficiente de almacenamiento, propio de acuífero semiconfinado pero no de acuífero libre.

Según la hipótesis de acuífero semiconfinado simple sin almacenamiento en el acuitardo, WALTON-HANTUSH, en el pozo de observación 247 (figura 43) obtengo:

$$W(u, r/B)=1; 1/u=1; s=0,152 \text{ m}; t=22,5 \text{ min}; r/B=0,8$$

donde:

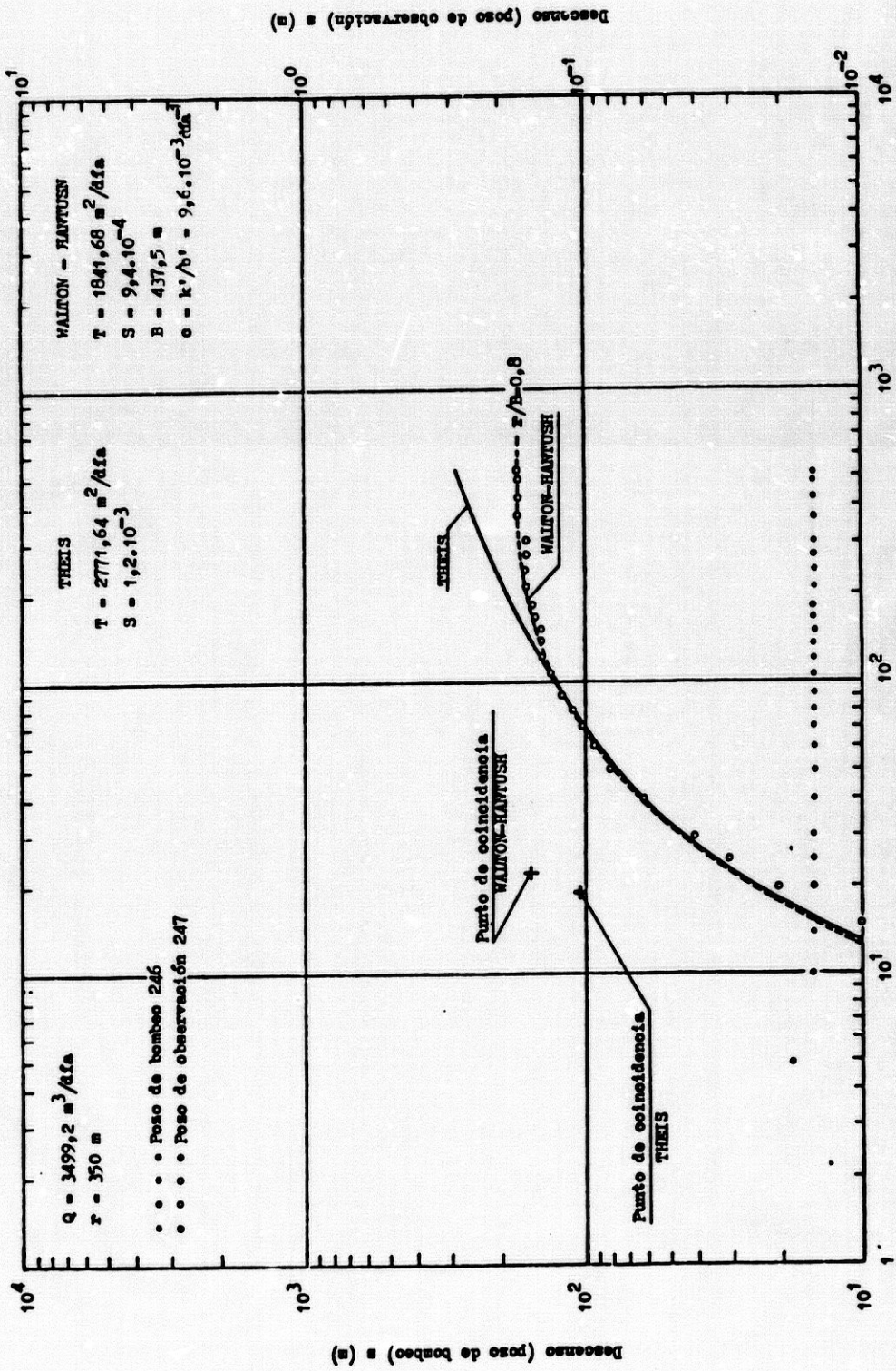


Figura 43

$$T=0,08. W(u, r/B). Q/s=0,08. 1. 3499,2 \text{ m}^3/\text{día}/0,152 \text{ m}=1841,6 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S=4Tt/r^2. 1/u=4. 1841,6 \text{ m}^2/\text{día}. 22,5 \text{ min}/350^2 \text{ m}^2. 1. 1440 \text{ min}/\text{día}=9,4. 10^{-4}$$

$$B=r/r/B=350 \text{ m}/0,8=437,5 \text{ m}$$

y

$$c=k'/b'=T/B^2=1841,6 \text{ m}^2/\text{día}/437,5^2 \text{ m}^2=9,6. 10^{-3} \text{ día}^{-1}$$

El valor de transmisividad y coeficiente de almacenamiento son del mismo orden que los obtenidos en las hipótesis de acuífero libre anisótropo y con drenaje diferido, y mayores que los correspondientes al caso de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuitardo.

Para la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial, THEIS, en la primera parte de la gráfica log s-log t del pozo de observación 247 (figura 43) obtengo:

$$W(u)=1; 1/u=1; s=0,101 \text{ m}; t=19 \text{ min}$$

donde:

$$T=0,08. W(u). Q/s=0,08. 1. 3499,2 \text{ m}^3/\text{día}/0,101 \text{ m}=2771,6 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=4Tt/r^2. 1/u=4. 2771,6 \text{ m}^2/\text{día}. 19 \text{ min}/350^2 \text{ m}^2. 1. 1440 \text{ min}/\text{día}=1,2. 10^{-3}$$

Nótese que el valor de la transmisividad es bastante mayor que el obtenido en las hipótesis anteriores; el coeficiente de almacenamiento, propio de acuífero semiconfinado, también es mayor, excepto para la hipótesis de acuífero libre anisótropo en que es del mismo orden.

Aplicando el método de aproximación logarítmica de JACOB, en la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial, a la gráfica s - $\log t$ del pozo de observación 247 (figura 44), para valores de $u < 0,03$ ($t > 10$ min) obtengo:

$$(\Delta s)_{10} = 0,16 \text{ m}; t_0 = 17 \text{ min}$$

donde:

$$T = 0,183Q / (\Delta s)_{10} = 0,183 \cdot 3499,2 \text{ m}^3/\text{día} / 0,16 \text{ m} = 4002,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S = 2,25Tt_0 / r^2 = 2,25 \cdot 4002,2 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 17 \text{ min} / 350^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} = 8,6 \cdot 10^{-4}$$

El valor de transmisividad es elevado, y el coeficiente de almacenamiento es similar al obtenido en la hipótesis de acuífero semiconfinado sin almacenamiento en el acuitardo.

Para el pozo de bombeo 246 (figura 44):

$$(\Delta s)_{10} = 0,06 \text{ m}$$

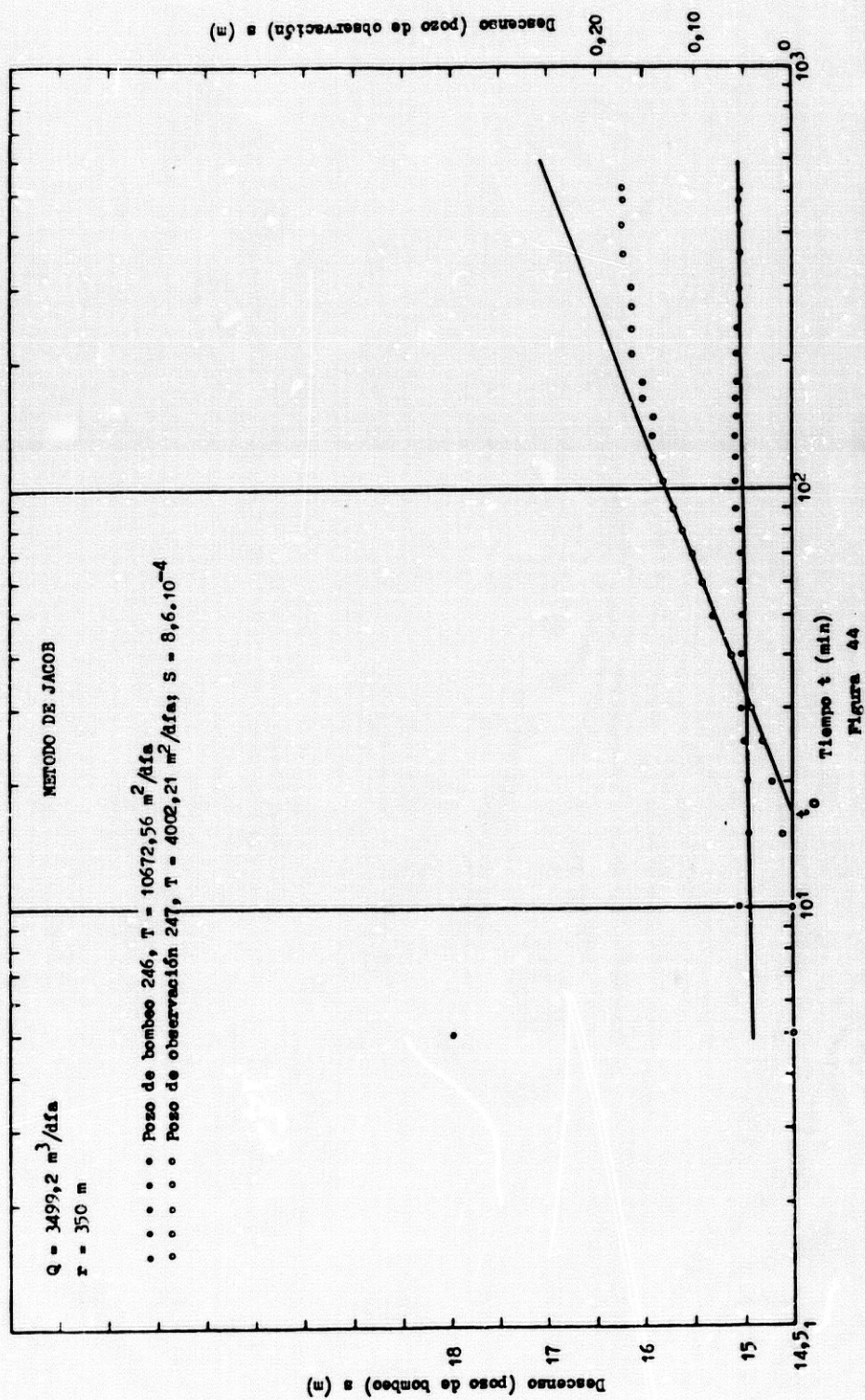
donde:

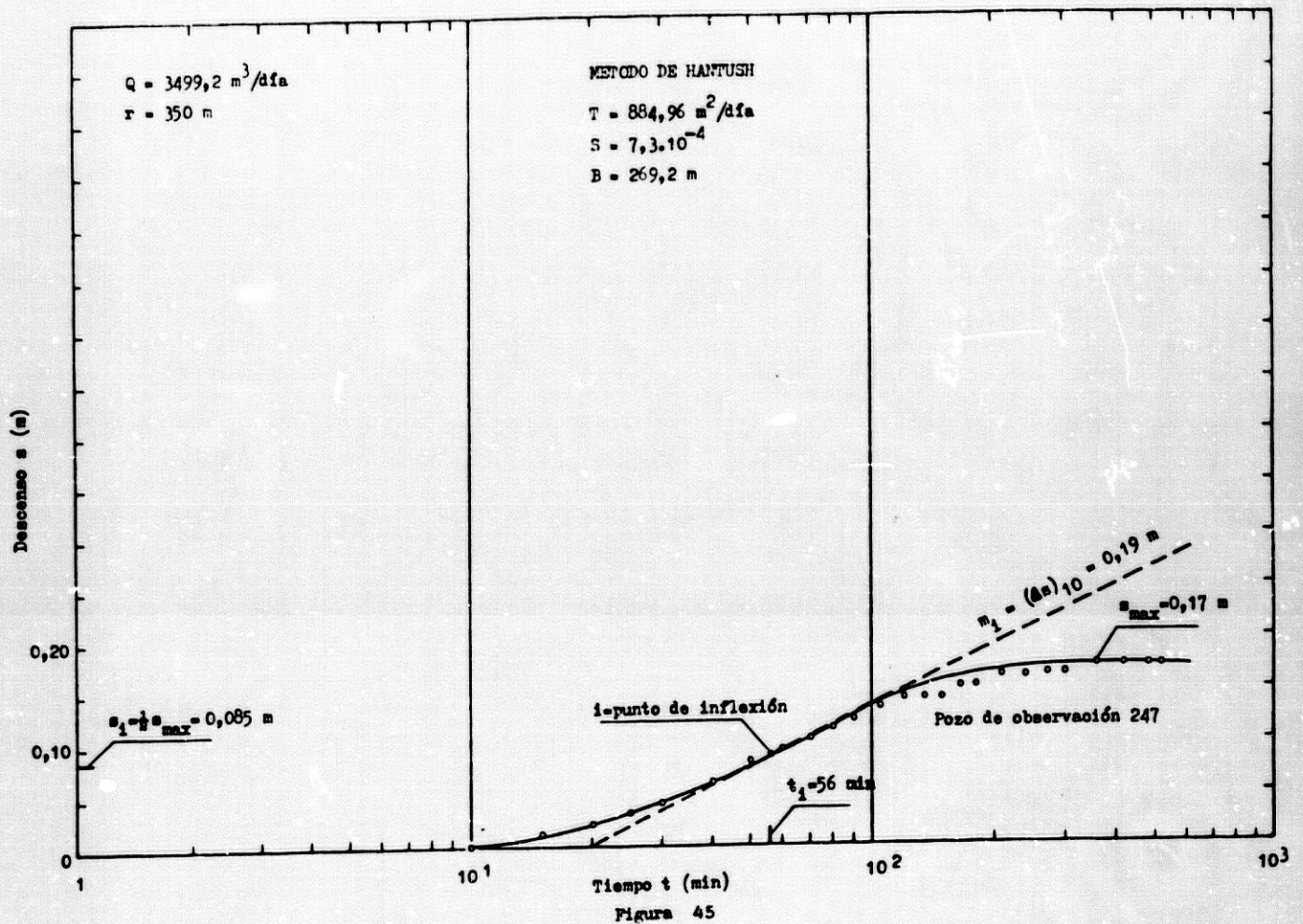
$$T = 0,183Q / (\Delta s)_{10} = 0,183 \cdot 3499,2 \text{ m}^3/\text{día} / 0,06 \text{ m} = 10672,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

El valor de transmisividad obtenido es exagerado y lo considero anómalo.

Considerando el acuífero como semiconfinado sin almacenamiento en el acuitardo, y aplicando el método de HANTUSH a la curva s - $\log t$ (figura 45) para el pozo de observación 247, obtengo:

$$s_{\text{máx}} = 0,17 \text{ m}; s_i = \frac{1}{2}s_{\text{máx}} = 0,085 \text{ m}; t_i = 56 \text{ min}; m_i = (\Delta s)_{10} = 0,19 \text{ m}$$





donde:

$$2,3 \cdot s_i / m_i = 2,3 \cdot 0,085 \text{ m} / 0,19 \text{ m} = 1,02 = e^{r/B} \cdot k_0(r/B)$$

En la tabla A.9.6 (in CUSTODIO, 1976) a la función $e^x \cdot k_0(x) = 1,0$ le corresponde un $r/B = 1,300$ y un $k_0(r/B) = 0,27$. Por lo tanto:

$$B = r / 1,300 = 350 \text{ m} / 1,300 = 269,2 \text{ m}$$

$$T = Q \cdot k_0(r/B) / 4\pi s_i = 3499,2 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 0,27 / 4 \cdot 3,14 \cdot 0,085 \text{ m} = 885 \text{ m}^2/\text{día}$$

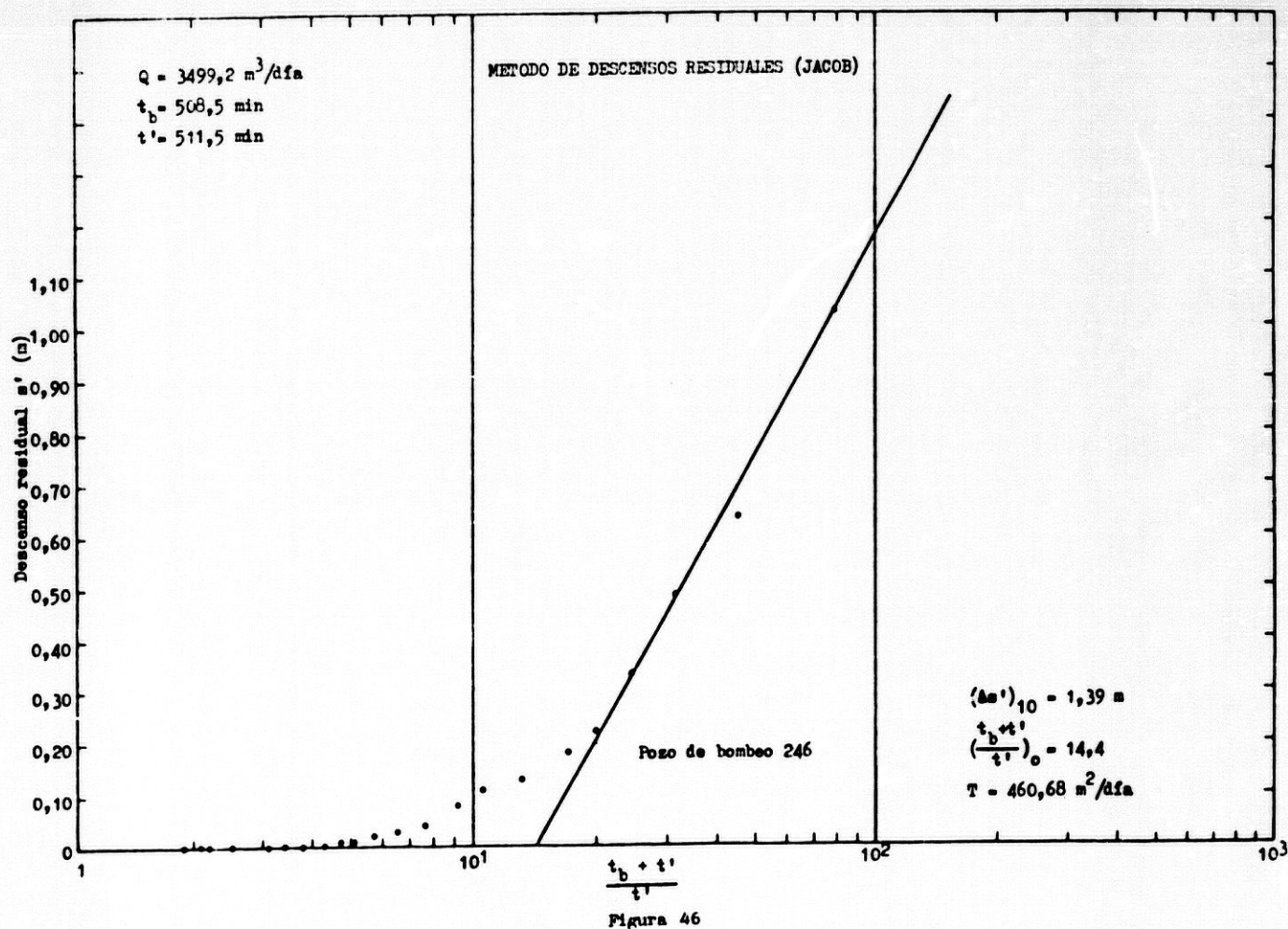
y

$$S = 4Tt_1 \cdot \frac{1}{2}(r/B) / r^2 = 4 \cdot 884,96 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 56 \text{ min} \cdot \frac{1}{2} \cdot 1,300 / 350^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} =$$

$$= 7,3 \cdot 10^{-4}$$

Nótese que el valor de la transmisividad es prácticamente la mitad que el obtenido para esta misma hipótesis, mediante la interpretación por el método de WALTON-HANTUSH, mientras que el coeficiente de almacenamiento es del mismo orden.

De acuerdo con la hipótesis de acuífero semiconfinado simple, he representado la curva $s' - \log((t_b + t')/t')$ para la recuperación en el pozo de bombeo 246 (figura 46). Interpretada por el método de los descensos residuales de JACOB (in CUSTODIO, 1976) para valores de $u_{t' + t_b}$ y $u_{t'}$ menores que



0,03 obtengo:

$$(\Delta s')_{10} = 1,39 \text{ m}$$

donde:

$$T = 0,183Q / (\Delta s')_{10} = 0,183 \cdot 3499,2 \text{ m}^3/\text{día} / 1,39 \text{ m} = 460,6 \text{ m}^2/\text{día}$$

El valor de transmisividad es mucho más bajo que el obtenido con otros métodos en las hipótesis anteriores, lo que indica que el análisis de la recuperación mediante la curva $s' - \log ((t_b + t')/t')$ no es adecuado al modelo teórico del acuífero (semiconfinado); no obstante, el gráfico resulta útil pues se observa una anomalía en la recuperación de valor $((t_b + t')/t')_0 = 14,4$, lo que indica la existencia de una recarga debida a las condiciones hidráulicas de semiconfinamiento del acuífero. La forma de la curva de recuperación también es indicativa de acuífero semiconfinado.

Por el método de los ascensos teóricos, THEIS (in CUSTODIO, 1976), válido tanto para la hipótesis de acuífero cautivo como para la de acuífero semiconfinado, en el pozo de bombeo 246 (figura 47) he obtenido los siguientes

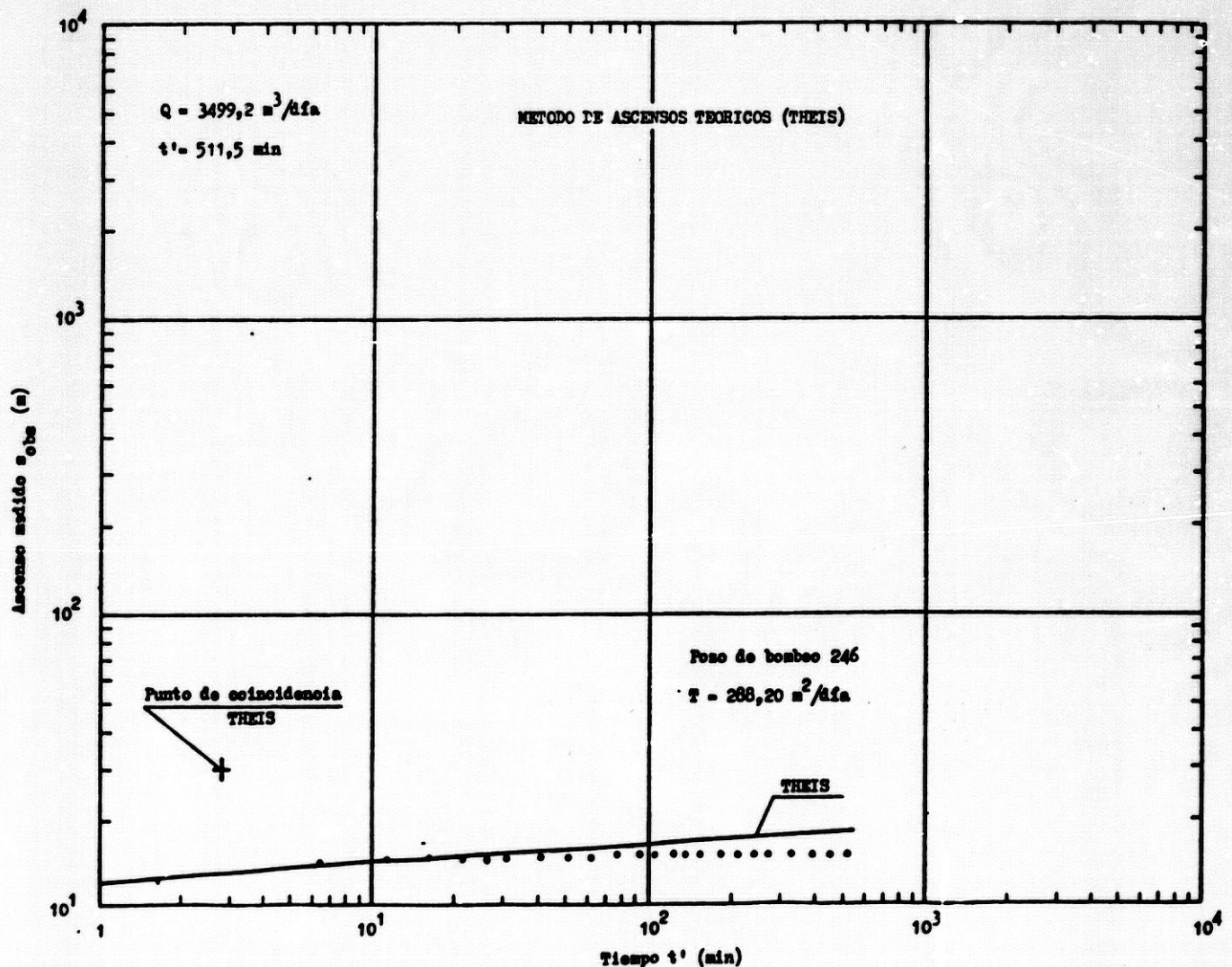


Figura 47

tes valores:

$$W(u)=30; 1/u=10^6; s_{\text{obs}}=29 \text{ m}; t'=2,9 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q \cdot W(u)/4\pi s_{\text{obs}} = 3499,2 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 30/4 \cdot 3,14 \cdot 29 \text{ m} = 288,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

El valor de transmisividad es bastante más bajo que el obtenido por el método anterior (hipótesis de acuífero semiconfinado) y muchísimo menor que el correspondiente a la hipótesis de acuífero cautivo (método de aproximación logarítmica de JACOB); sin embargo, es del mismo orden que el obtenido por el método de STALLMAN en la hipótesis de acuífero libre anisótropo.

- c) Tercer ensayo hidráulico: bombeo en el pozo 352 y observación en el pozo 148

En este ensayo estudio los descensos originados en el pozo de observación 148 por el bombeo de $1008 \text{ m}^3/\text{día}$ en el pozo 352 situado a 58 metros de distancia.

El pozo de bombeo tiene 68 metros de profundidad, con 12 metros de rejilla distribuidos entre los 31 y 64 metros de profundidad, en tres tramos de 4 metros.

El pozo de observación penetra hasta 334 metros de profundidad (a 63 metros corta el substrato impermeable del sistema acuífero superficial), y tiene 19 metros de rejilla distribuidos entre los 15 y 64 metros de profundidad, en un tramo de 4 metros y tres tramos de 5 metros; el resto del sondeo está entubado con tubería ciega.

La cota de la boca de ambos pozos es de 40 metros.

En la figura 48 represento la gráfica log s-log t con los datos descenso-tiempo de ambos pozos.

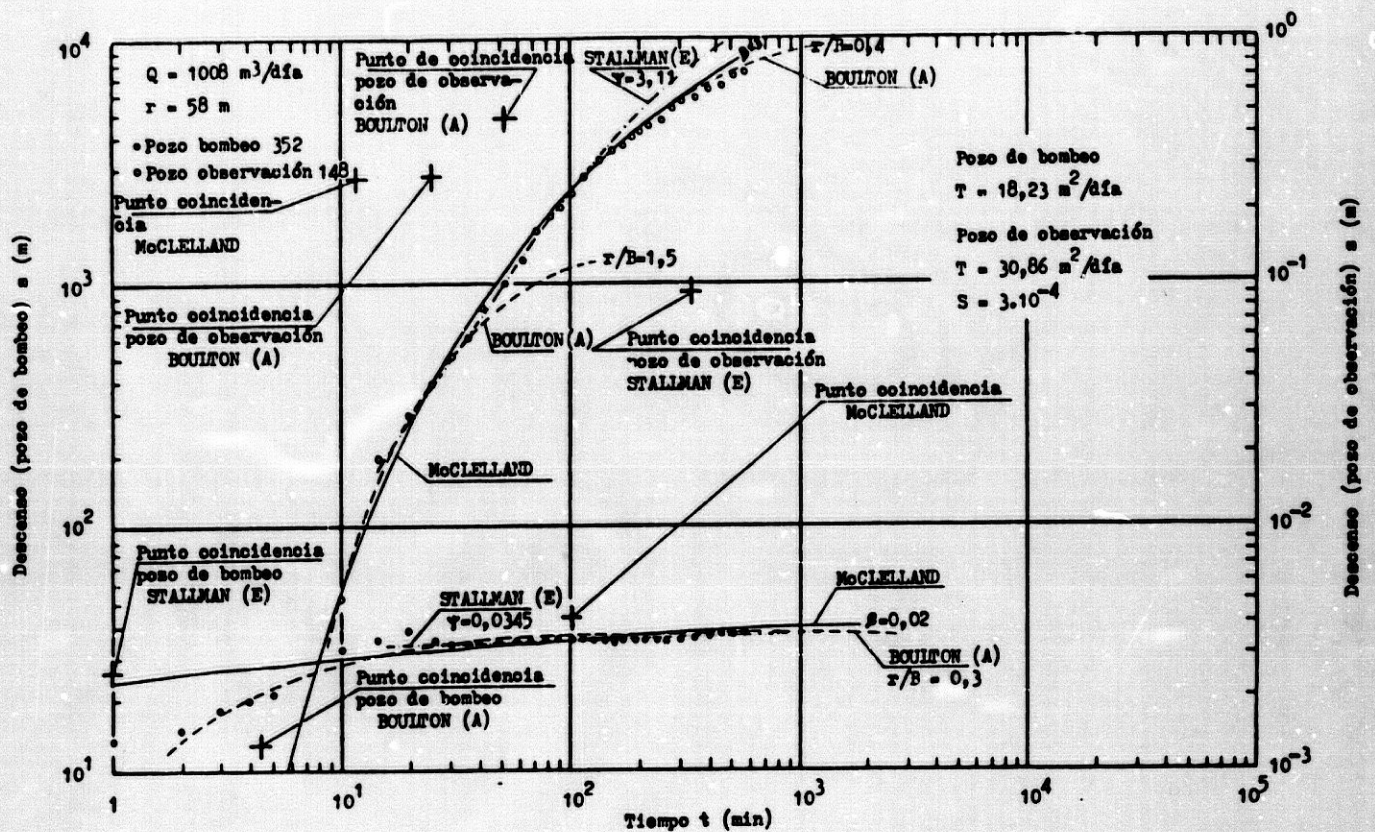


Figura 48

Según la fórmula para acuíferos semiconfinados, modificada, de HANTUSH, con almacenamiento en el acuitardo semiconfinante, para el pozo de bombeo 352 obtengo:

$$H(u, \beta) = 10; 1/u = 10^5; \beta = 0,02; s = 44 \text{ m}; t = 105 \text{ min}$$

donde:

$$T = Q \cdot H(u, \beta) / 4\pi s = 1008 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 0,1/4 \cdot 3,14 \cdot 0,26 \text{ m} = 30,8 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S = 4Ttu/r^2 = 4 \cdot 30,8 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 12 \text{ min} \cdot 1/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} = 3 \cdot 10^{-4}$$

Nótese el bajo valor de la transmisividad; el coeficiente de almacenamiento,

aunque pequeño, es propio de acuífero semiconfinado.

Aplicando la hipótesis de acuífero libre anisótropo a la segunda parte de la gráfica log s-log t para el pozo de bombeo 352 (figura 48), STALLMAN (curvas-tipo E; lámina 7 de LOHMAN, 1977), obtengo los siguientes valores:

$$sT/Q=1; Tt/r^2S=1; \Psi=0,0345; s=26 \text{ m}; t=1 \text{ min}; b=45,8 \text{ m}$$

donde:

$$T=Q/s=1008 \text{ m}^3/\text{día}/26 \text{ m}=38,7 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de observación 148 he obtenido:

$$sT/Q=0,01; Tt/r^2S=1; \Psi=3,11; s=0,089 \text{ m}; t=325 \text{ min}; b=44,9 \text{ m}$$

donde:

$$T=0,01 \cdot Q/s=0,01 \cdot 1008 \text{ m}^3/\text{día}/0,089 \text{ m}=113,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S=Tt/r^2=113,2 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 325 \text{ min}/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=7,5 \cdot 10^{-3}$$

y en cuanto a la anisotropía, considerando $b=44,9 \text{ m}$:

$$k_z/k_r=\Psi^2 \cdot b^2/r^2=(3,11 \cdot 44,9 \text{ m}/58 \text{ m})^2=0,057 \cdot 10^2$$

El valor de transmisividad es mayor que el obtenido en la hipótesis anterior, así como el coeficiente de almacenamiento, propio de acuífero semiconfinado. Nótese cómo en las proximidades del pozo de bombeo (a 58 metros) el flujo es principalmente vertical ($k_z \approx 6k_r$).

Considerando el drenaje diferido según BOULTON, curva tipo A, para el pozo de bombeo 352 (figura 48) obtengo:

$$4\eta Ts/Q=1; 4Tt/r^2 S_1=10; r/B=0,3; s=13 \text{ m}; t=4,5 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/4\eta s=1008 \text{ m}^3/\text{día}/4,3,14,13 \text{ m}=6,1 \text{ m}^2/\text{día}$$

Hay que resaltar la escasa transmisividad del acuífero.

Ajustando la primera parte de la gráfica log s-log t para el pozo de observación 148 (figura 48) a la familia de curvas preparadas por BOULTON (tipo A; lámina 8 de LOHMAN, 1977) obtengo:

$$4\eta Ts/Q=1; 4Tt/r^2 S_1=1; r/B=1,5; s=0,26 \text{ m}; t=25 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/4\eta s=1008 \text{ m}^3/\text{día}/4,3,14,0,26 \text{ m}=308,6 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S_1=4Tt/r^2=4 \cdot 308,6 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 25 \text{ min}/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=6,3 \cdot 10^{-3}$$

Al ajustar la segunda parte de la gráfica para el pozo de observación 148 a las curvas-tipo A de BOULTON obtengo:

$$4\eta Ts/Q=1; 4Tt/r^2 S_2=1; r/B=0,4; s=0,47 \text{ m}; t=53 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q/4\eta s=1008 \text{ m}^3/\text{día}/4,3,14,0,47 \text{ m}=170,7 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S_2=4Tt/r^2=4 \cdot 170,7 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 53 \text{ min}/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=7,4 \cdot 10^{-3}$$

De la aplicación de esta hipótesis, destaca la baja transmisividad del acuífero en el pozo de bombeo. Para el pozo de observación, la fórmula empleada indica que el coeficiente de almacenamiento en los tiempos iniciales, S_1 , es similar al obtenido para el tiempo restante de bombeo, S_2 , lo que muestra que no existe efecto de drenaje diferido, y que no se manifiesta la actuación del rezume en el acuífero; ésto, unido al valor del coeficiente de almacenamiento, permite indicar que se puede tratar de un caso de acuífero semiconfinado sin almacenamiento en el acuitardo, o bien que el rezume no se manifiesta para $t_b < 9$ horas.

Según la hipótesis de acuífero semiconfinado simple, sin almacenamiento en el acuitardo, WALTON-HANTUSH, he ajustado la segunda parte de la curva $\log s - \log t$ para el pozo de observación 148 (figura 49), con lo que para el punto de coincidencia obtengo los siguientes valores:

$$W(u, r/B)=1; 1/u=1; s=0,45 \text{ m}; t=48 \text{ min}; r/B=0,6$$

donde:

$$T=0,08 \cdot W(u, r/B) \cdot Q/s=0,08 \cdot 1 \cdot 1008 \text{ m}^3/\text{día}/0,45 \text{ m}=179,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S=4Tt/r^2 \cdot 1/u=4 \cdot 179,2 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 48 \text{ min}/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=7,1 \cdot 10^{-3}$$

$$B=r/r/B=58 \text{ m}/0,6=96,6 \text{ m}$$

y

$$c=k'/b'=T/B^2=179,2 \text{ m}^2/\text{día}/96,6^2 \text{ m}^2=1,9 \cdot 10^{-2} \text{ día}^{-1}$$

La transmisividad y el coeficiente de almacenamiento son del mismo orden que los valores de estos parámetros, obtenidos en las hipótesis de acuífero libre anisótropo y acuífero libre con drenaje diferido, y mayores que los correspondientes a la hipótesis de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuitardo.

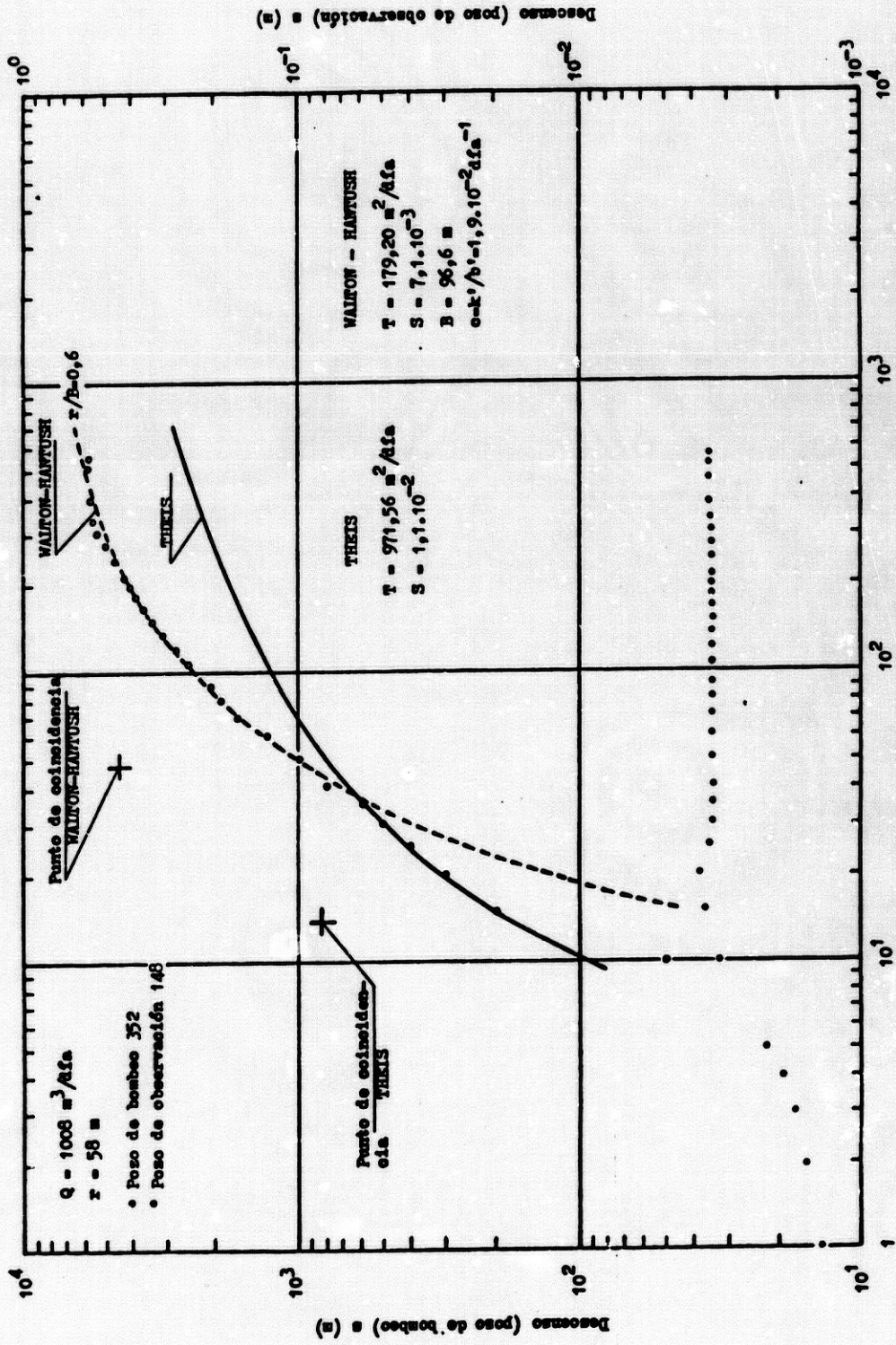


Figura 49

Si se considera el acuífero como cautivo con flujo radial (horizontal), al ajustar la primera parte de la curva $\log s$ - $\log t$ para el pozo de observación 148 (figura 49) sobre la familia de curvas-tipo de THEIS, se obtiene:

$$W(u)=1; 1/u=1; s=0,083 \text{ m}; t=14 \text{ min}$$

donde:

$$T=0,08 \cdot W(u) \cdot Q/s=0,08 \cdot 1 \cdot 1008 \text{ m}^3/\text{día}/0,083 \text{ m}=971,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=4Tt/r^2 \cdot 1/u=4 \cdot 971,5 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 14 \text{ min}/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=1,1 \cdot 10^{-2}$$

El valor de la transmisividad es muy elevado, en comparación con el obtenido mediante los métodos anteriores; el coeficiente de almacenamiento también es grande, y más propio de acuífero libre que de acuífero cautivo.

Por el método de JACOB (figura 50), para valores de $u < 0,1$ ($t > 135 \text{ min}$), se obtiene, en el pozo de observación 148:

$$(\Delta s)_{10}=0,69 \text{ m}; t_0=50 \text{ min}$$

donde:

$$T=0,183Q/(\Delta s)_{10}=0,183 \cdot 1008 \text{ m}^3/\text{día}/0,69 \text{ m}=267,3 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=2,25Tt_0/r^2=2,25 \cdot 267,3 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 50 \text{ min}/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=6,2 \cdot 10^{-3}$$

Para el pozo de bombeo 352 ($r_p=0,18 \text{ m}$) he obtenido:

$$(\Delta s)_{10}=1 \text{ m}$$

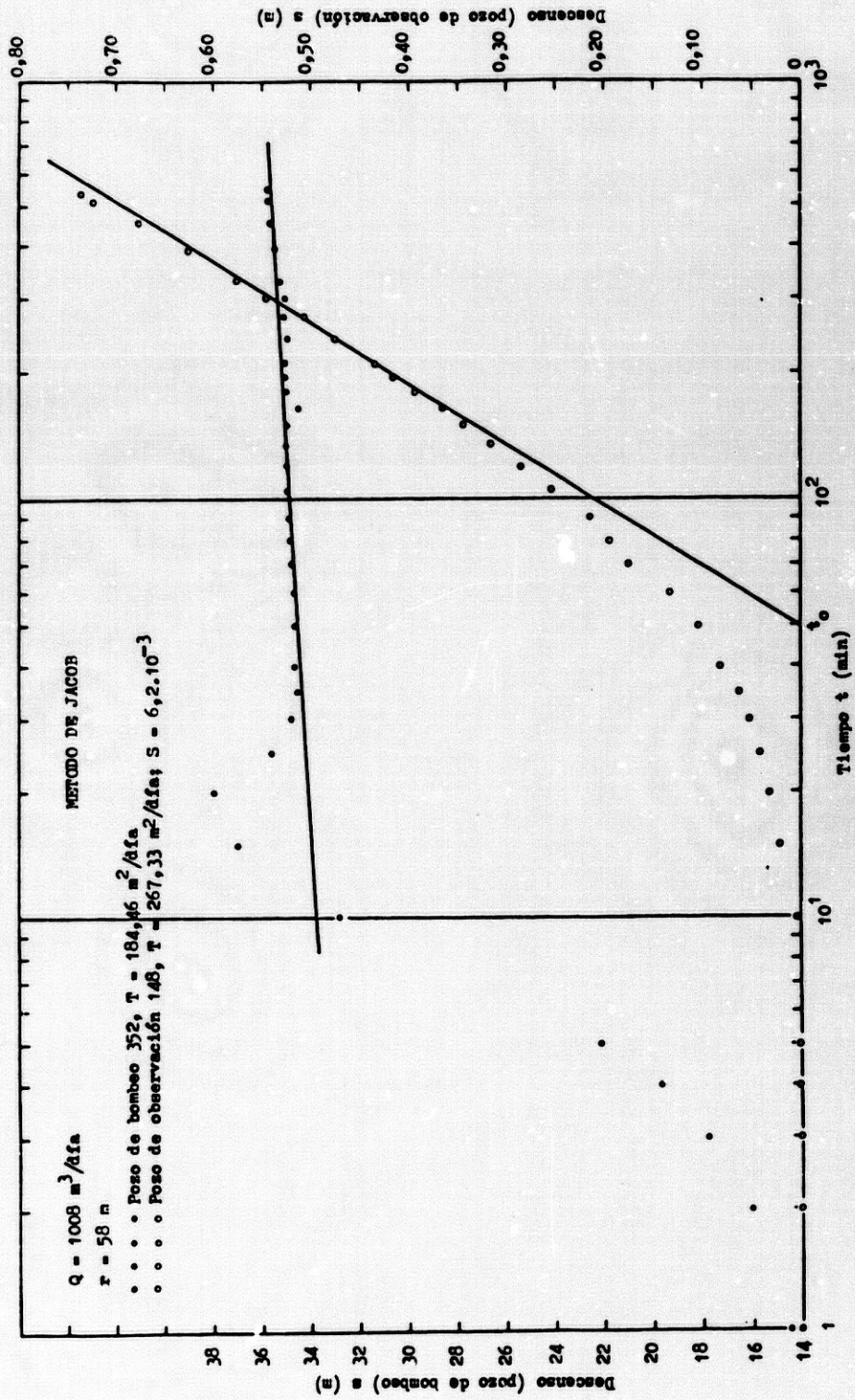


Figura 50

donde:

$$T = 0,183Q / (\Delta s)_{10} = 0,183 \cdot 1008 \text{ m}^3/\text{día} / 1 \text{ m} = 184,4 \text{ m}^2/\text{día}$$

El valor de la transmisividad difiere bastante del obtenido por el método de THEIS, así como el coeficiente de almacenamiento, propio de acuífero semiconfinado.

Si se considera el acuífero como semiconfinado, sin almacenamiento en el acuitardo, aplicando el método de HANTUSH a la curva s-log t, para el pozo de observación 148 (figura 51), se obtiene:

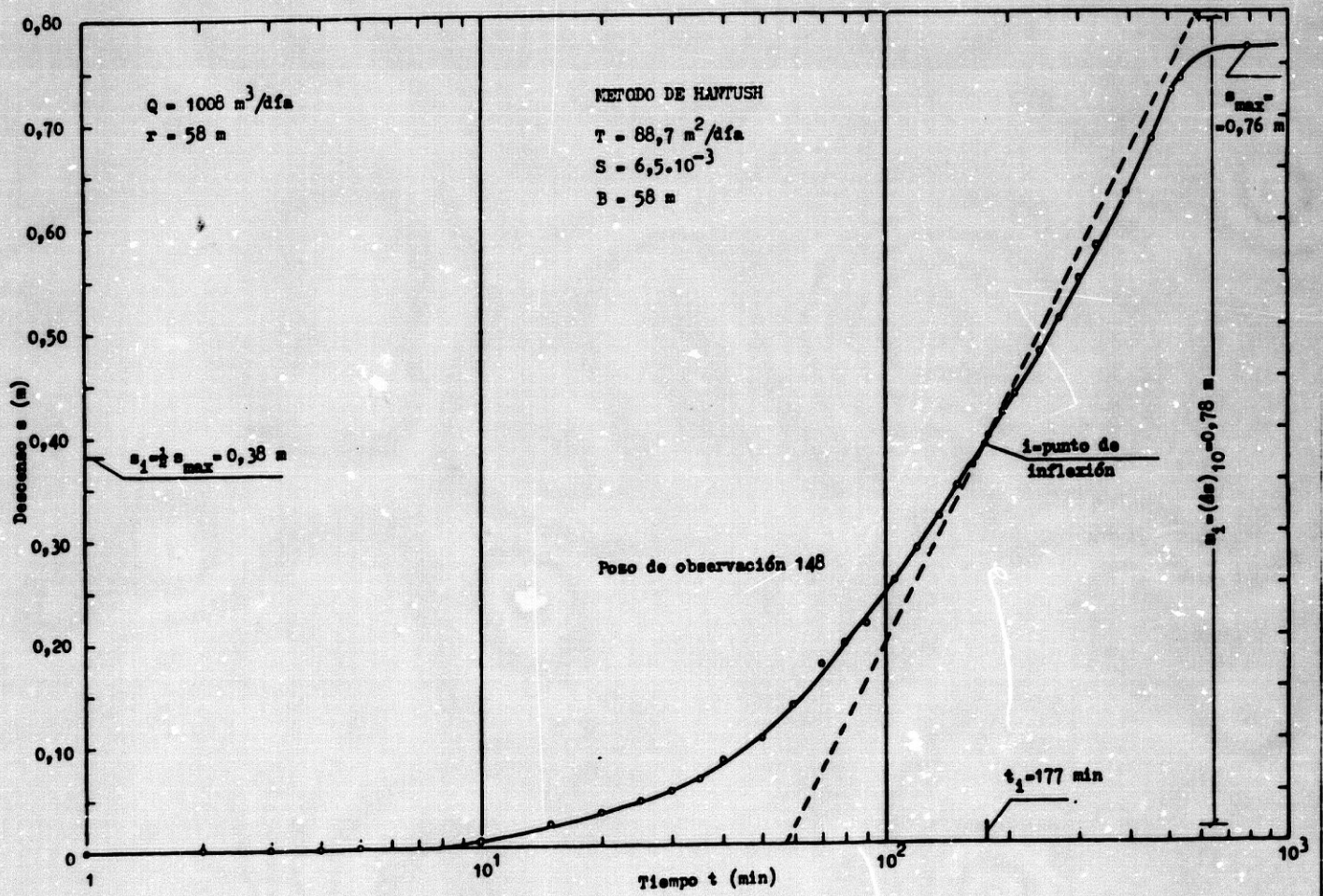


Figura 51

$$s_{\text{máx}} \text{ (estimado)} = 0,76 \text{ m}; s_i = \frac{1}{2} s_{\text{máx}} = 0,38 \text{ m}; t_i = 177 \text{ min}; m_i = (\Delta s)_{10} = 0,78 \text{ m}$$

donde:

$$2,3. s_i/m_i = 2,3. 0,38 \text{ m}/0,78 \text{ m} = 1,12 = e^{r/B} \cdot k_o(r/B)$$

En la tabla A.9.6 (in CUSTODIO, 1976) a la función $e^x \cdot k_o(x) = 1,12$ le corresponde un $r/B = 1,00$ y un $k_o(r/B) = 0,42$. Por lo tanto:

$$B = r/1,00 = 58 \text{ m}$$

$$T = Q \cdot k_o(r/B) / 4\pi s_i = 1008 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 0,42 / 4 \cdot 3,14 \cdot 0,38 \text{ m} = 88,7 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S = 4Tt_i \cdot \frac{1}{2}(r/B)/r^2 = 4 \cdot 88,7 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 177 \text{ min} \cdot \frac{1}{2} \cdot 1,00/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} = 6,5 \cdot 10^{-3}$$

El valor de la transmisividad es la mitad del obtenido anteriormente, para esta misma hipótesis, por el método de WALTON-HANTUSH, mientras el coeficiente de almacenamiento es del mismo orden, y propio de acuífero semiconfinado.

Interpretado por el método de los descensos residuales de JACOB (figura 52), para el pozo de observación 148 he obtenido:

$$(\Delta s')_{10} = 0,158 \text{ m}; ((t_b + t')/t')_0 = 1,77$$

donde:

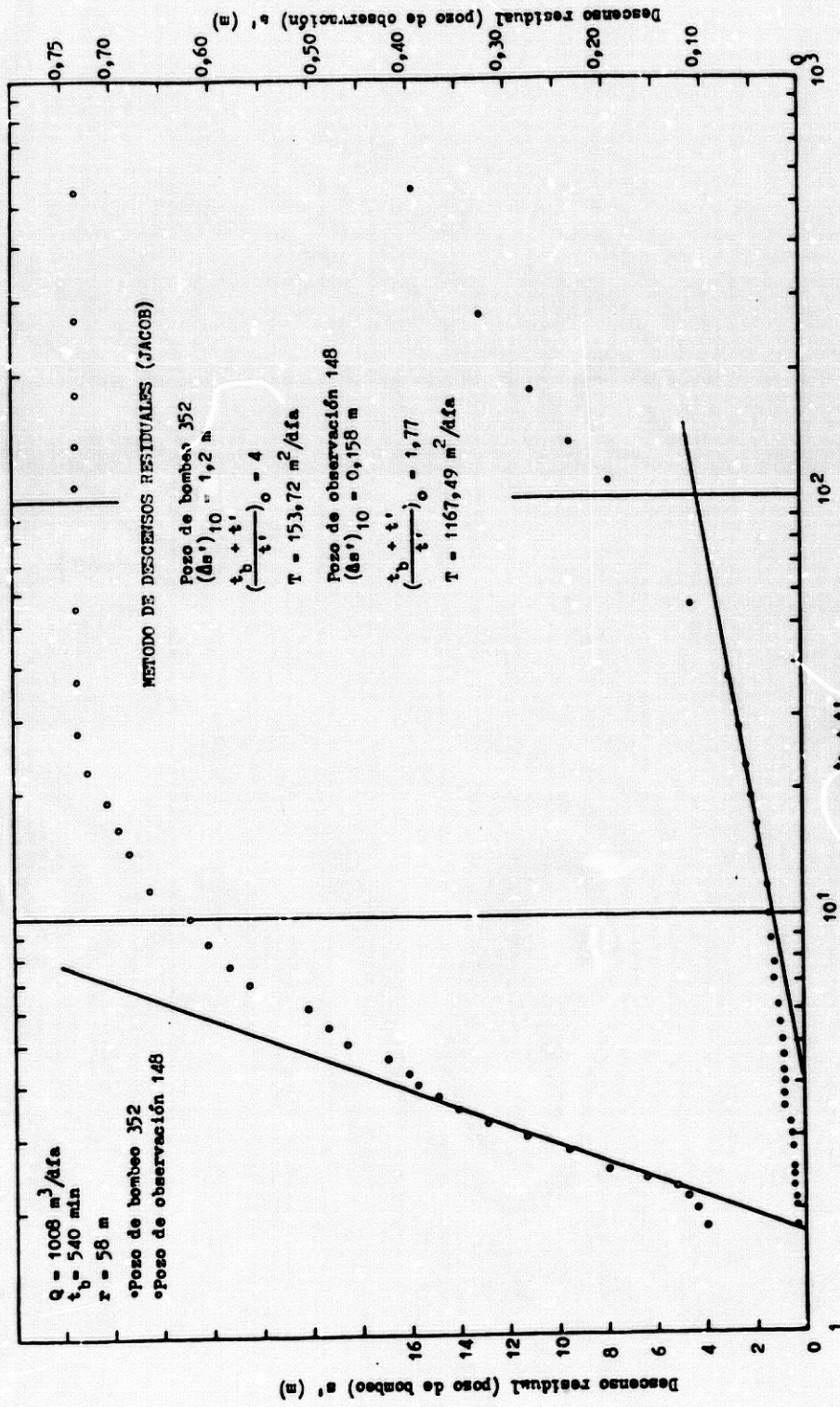
$$T = 0,183Q / (\Delta s')_{10} = 0,183 \cdot 1008 \text{ m}^3/\text{día} / 0,158 \text{ m} = 1167,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de bombeo 352 (figura 52) se obtiene:

$$(\Delta s')_{10} = 1,2 \text{ m}; ((t_b + t')/t')_0 = 4$$

donde:

$$T = 0,183Q / (\Delta s')_{10} = 0,183 \cdot 1008 \text{ m}^3/\text{día} / 1,2 \text{ m} = 153,7 \text{ m}^2/\text{día}$$



$\frac{t_b + t'}{t'}$
Figura 52

Es de destacar que para el pozo de observación se obtiene un valor de T muy elevado, en comparación con los valores de métodos anteriores. La anomalía de recuperación que se observa, $((t_b + t')/t')_o = 1,77$, pone de manifiesto el efecto de una posible disminución del coeficiente de almacenamiento, como consecuencia de una compactación del terreno después de bombeos prolongados. En el pozo de bombeo se obtiene un valor de transmisividad del mismo orden que en la hipótesis de acuífero semiconfinado sin almacenamiento en el acuitardo; la anomalía de recuperación, $((t_b + t')/t')_o = 4$, indica que hay un efecto de recarga, representativa de acuífero semiconfinado.

Por el método de los ascensos de THEIS, para el pozo de observación 148 (figura 53) obtengo:

$$W(u)=1; 1/u=1; s_{obs}=0,29 \text{ m}; t'=43 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q \cdot W(u)/4\pi s_{obs} = 1008 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 1/4 \cdot 3,14 \cdot 0,29 \text{ m} = 276,7 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=4Tt'/r^2 \cdot 1/u = 4 \cdot 276,7 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 43 \text{ min}/58^2 \text{ m}^2 \cdot 1 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} = 9,8 \cdot 10^{-3}$$

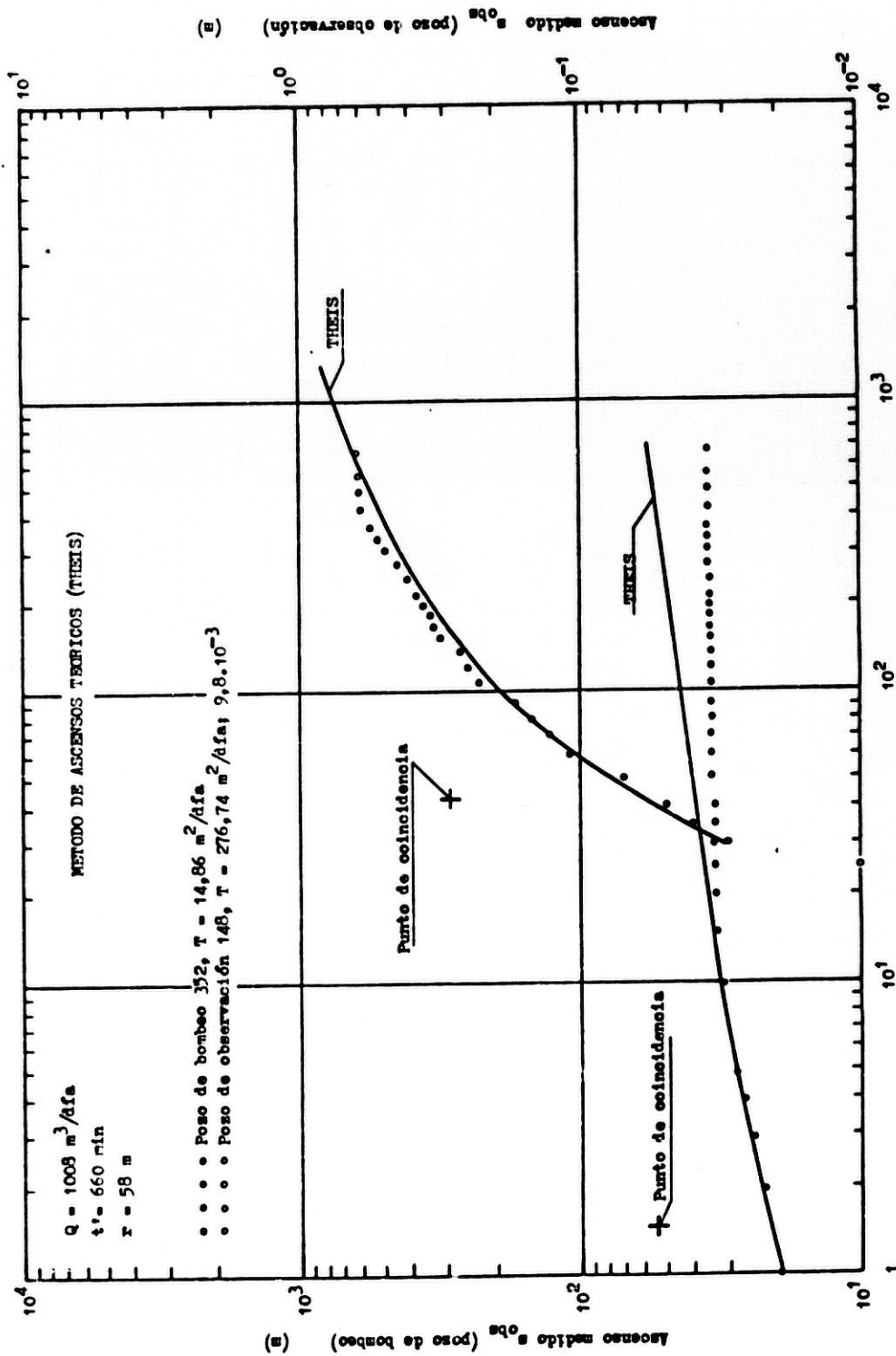
Para el pozo de bombeo 352 (figura 53) he obtenido:

$$W(u)=10; 1/u=100; s_{obs}=54 \text{ m}; t'=1,5 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q \cdot W(u)/4\pi s_{obs} = 1008 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 10/4 \cdot 3,14 \cdot 54 \text{ m} = 14,8 \text{ m}^2/\text{día}$$

Nótese el bajo valor de la transmisividad para el pozo de bombeo, que es similar al obtenido en la hipótesis de acuífero semiconfinado con almacena-



Tiempo t' (min)
 Figura 53

miento en el acuitado. Para el pozo de observación, los valores de transmisividad y coeficiente de almacenamiento difieren bastante de los obtenidos durante el bombeo por el método de THEIS, y son del mismo orden que los correspondientes al método de HANTUSH, lo que indica que se puede tratar de un acuífero semiconfinado.

- d) Cuarto ensayo hidráulico: bombeo en el pozo 354 y observación en el pozo 148

En este ensayo estudio los descensos originados en el pozo de observación 148 por el bombeo de $4017,6 \text{ m}^3/\text{día}$ en el pozo 354 situado a 237 metros de distancia.

El pozo de bombeo tiene 64 metros de profundidad, con 16 metros de rejilla, distribuidos entre los 29 y 60 metros de profundidad, en tramos de 2 y 12 metros.

Las características del pozo de observación 148 ya las he indicado anteriormente en el tercer ensayo.

La diferencia de cota de la boca de ambos pozos es de 10 metros.

En la figura 54 represento la gráfica $\log s - \log t$, con los datos descenso-tiempo de ambos pozos.

De acuerdo con la fórmula para acuíferos semiconfinados, modificada, de HANTUSH, con drenaje en el almacenamiento, en el pozo de bombeo 354 obtengo:

$$H(u, \beta) = 10; 1/u = 10^4; s = 34 \text{ m}; t = 10 \text{ min}; \beta = 0,05$$

donde:

$$T = Q \cdot H(u, \beta) / 4 \quad s = 4017,6 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 10 / 4 \cdot 3,14 \cdot 34 \text{ m} = 94 \text{ m}^2/\text{día}$$

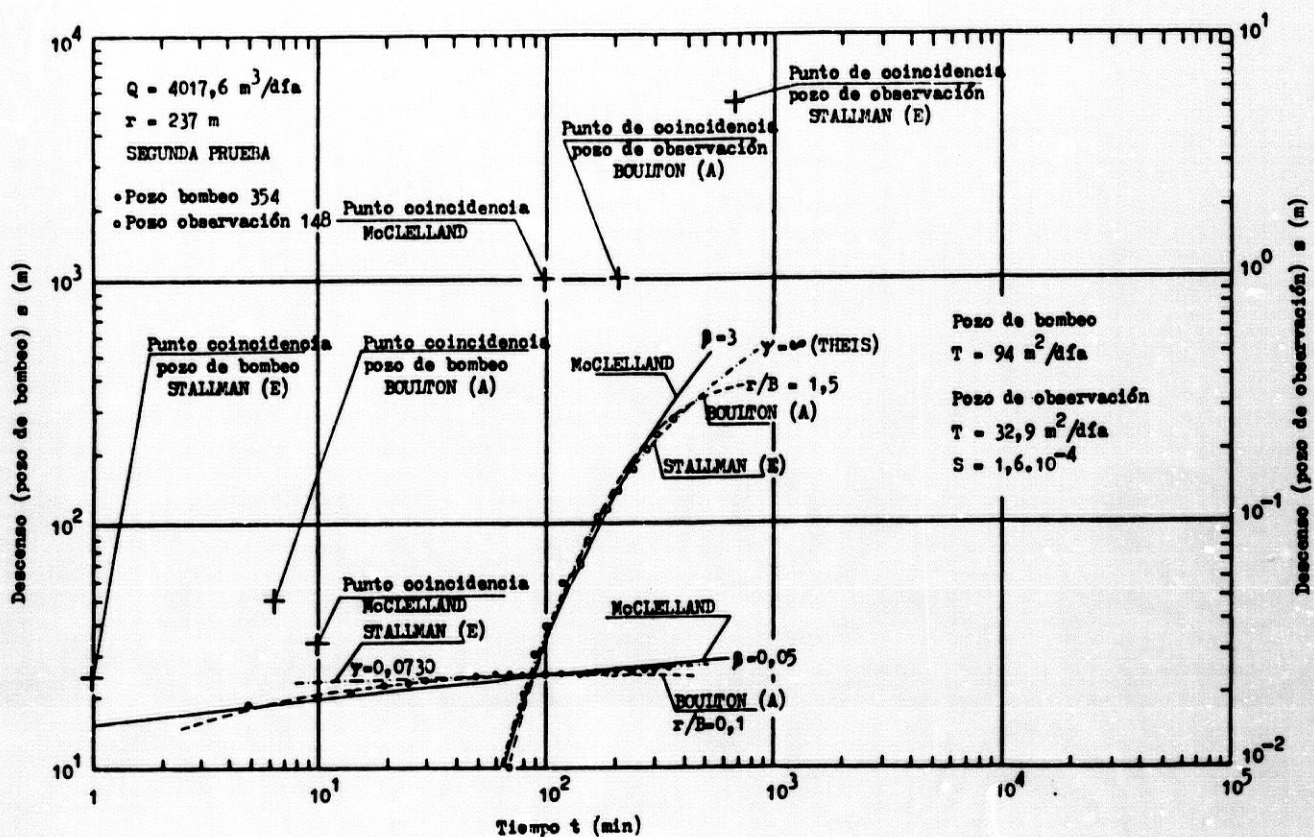


Figura 54

Para el pozo de observación 148 he obtenido los siguientes valores:

$$H(u, \beta) = 0,1; \quad 1/u = 1; \quad s = 0,97 \text{ m}; \quad t = 100 \text{ min}; \quad \beta = 3$$

donde:

$$T = Q \cdot H(u, \beta) / 4\pi s = 4017,6 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 0,1 / 4 \cdot 3,14 \cdot 0,97 \text{ m} = 33 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S = 4Ttu/r^2 = 4 \cdot 33 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 100 \text{ min} \cdot 1/237^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} = 1,6 \cdot 10^{-4}$$

Nótese que la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento para el pozo de observación, son del mismo orden que los valores de estos parámetros obtenidos, para esta misma hipótesis, en el tercer ensayo hidráulico. El valor de la transmisividad es bajo, y el del coeficiente de almacenamien-

to, que es propio de acuífero semiconfinado. El valor $\beta=3$, para el pozo de observación, indica que la contribución del almacenamiento en el acuitardo tiene importancia, por lo que el cálculo de T y S, sin considerar este almacenamiento, supondría un error notable (CUSTODIO, 1976).

Aplicando la hipótesis de acuífero libre anisótropo a la segunda parte de la gráfica log s-log t, para el pozo de bombeo 354 (figura 54), STALLMAN (curvas-tipo E; lámina 7 de LOHMAN, 1977), obtengo:

$$sT/Q=1; Tt/r^2S=1; \psi=0,0730; s=25 \text{ m}; t=1 \text{ min}; b=44,7 \text{ m}$$

donde:

$$T=Q/s=4017,6 \text{ m}^3/\text{día}/25 \text{ m}=160,7 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de observación 148 (figura 54) se obtiene:

$$sT/Q=1; Tt/r^2S=1; \psi=\infty (\text{THEIS}); s=5 \text{ m}; t=650 \text{ min}; b=44,9 \text{ m}$$

donde:

$$T=Q/s=4017,6 \text{ m}^3/\text{día}/5 \text{ m}=803,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=Tt/r^2=803,5 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 650 \text{ min}/237^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=6,4 \cdot 10^{-3}$$

En cuanto a la anisotropía:

$$k_z/k_r = \psi^2 \cdot b^2/r^2 = \infty$$

La transmisividad para el pozo de bombeo es el doble de la que corresponde a la hipótesis anterior (acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuitardo).

Para el pozo de observación, la gráfica sigue la ecuación de THEIS ($\gamma = \infty$), por lo que la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento son del mismo orden que los que, posteriormente, se obtendrán, al considerar la hipótesis de acuífero confinado. Aún así, el valor del coeficiente de almacenamiento es propio de acuífero semiconfinado, no de acuífero libre.

Considerando el drenaje diferido según BOULTON, curva tipo A (lámina 8 de LOHMAN, 1977), para el pozo de bombeo 354 (figura 54) obtengo:

$$4\eta Ts/Q=10; 4Tt/r^2 S_1=100; s=34 \text{ m}; t=6,5 \text{ min}; r/B=0,1$$

donde:

$$T=10Q/4\eta s=10 \cdot 4017,6 \text{ m}^3/\text{día}/4 \cdot 3,14 \cdot 34 \text{ m}=94 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de observación 148 (figura 54) he obtenido:

$$4\eta Ts/Q=1; 4Tt/r^2 S_1=1; s=1 \text{ m}; t=205 \text{ min}; r/B=1,5$$

donde:

$$T=Q/4\eta s=4017,6 \text{ m}^3/\text{día}/4 \cdot 3,14 \cdot 1 \text{ m}=320 \text{ m}^2/\text{día}$$

y

$$S=4Tt/r^2=4 \cdot 320 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 205 \text{ min}/237^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=3,2 \cdot 10^{-3}$$

Nótese que el valor de la transmisividad, para el pozo de bombeo, es igual que el obtenido en la hipótesis de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuitardo, y que el coeficiente de almacenamiento (propio de acuífero semiconfinado) es del orden del correspondiente a la hipótesis de acuífero libre anisótropo.

De acuerdo con la hipótesis de acuífero semiconfinado sin almacenamiento

en el acuitardo, WALTON-HANTUSH, para el pozo de observación 148 (figura 55) obtengo:

$$W(u, r/B)=1; 1/u=1; s=0,70 \text{ m}; t=200 \text{ min}; r/B=1$$

donde:

$$T=0,08 \cdot W(u, r/B) \cdot Q/s=0,08 \cdot 1 \cdot 4017,6 \text{ m}^3/\text{día}/0,70 \text{ m}=459 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S=4Tt/r^2 \cdot 1/u=4 \cdot 459 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 200 \text{ min}/237^2 \text{ m}^2 \cdot 1 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día}=4,5 \cdot 10^{-3}$$

$$B=r/r/B=237 \text{ m}/1=237 \text{ m}$$

y

$$c=k'/b'=T/B^2=459 \text{ m}^2/\text{día}/237^2 \text{ m}^2=8,17 \cdot 10^{-3} \text{ día}^{-1}$$

El valor del coeficiente de almacenamiento es del orden del obtenido, anteriormente, en las hipótesis de acuífero libre anisótropo y con drenaje diferido, y es propio de acuífero semiconfinado.

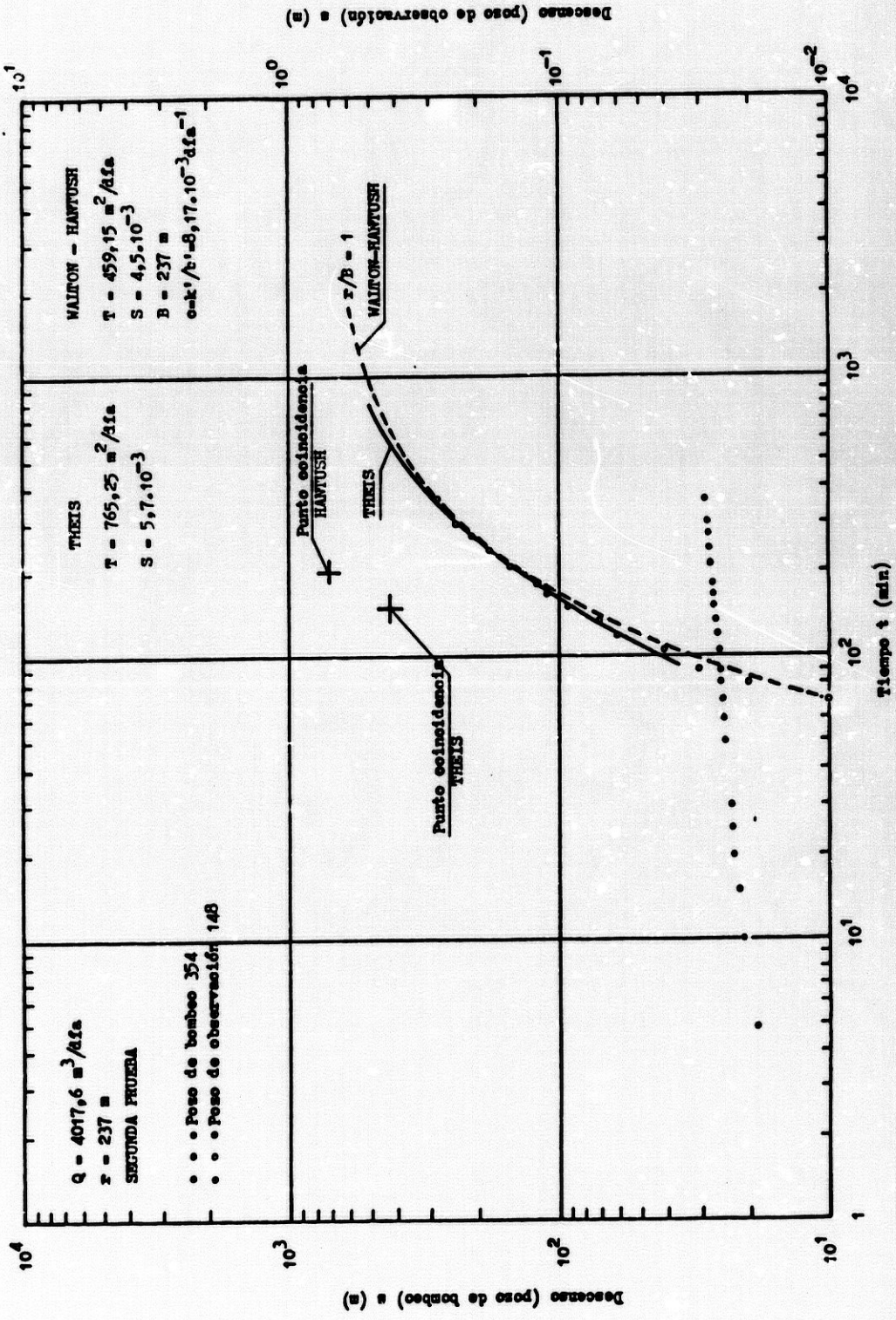
Si se considera la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial (horizontal), ajustando la segunda parte de la curva log s-log t, para el pozo de observación 148 (figura 55), a la familia de curvas-tipo de THEIS, obtengo los siguientes valores:

$$W(u)=1; 1/u=1; s=0,42 \text{ m}; t=150 \text{ min}$$

donde:

$$T=0,08 \cdot W(u) \cdot Q/s=0,08 \cdot 1 \cdot 4017,6 \text{ m}^3/\text{día}/0,42 \text{ m}=765,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

y



$$S=4Tt/r^2 \cdot 1/u=4.765,2 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 150 \text{ min}/237^2 \text{ m}^2 \cdot 1.1440 \text{ min}/\text{día}=5,7 \cdot 10^{-3}$$

El valor de transmisividad es elevado, en comparación con el obtenido con los métodos anteriores, y el coeficiente de almacenamiento (propio de acuífero semiconfinado), es del orden del correspondiente a las hipótesis de acuífero semiconfinado sin drenaje en el almacenamiento, y acuífero libre.

De acuerdo con JACOB, en el pozo de bombeo 354 ($r_p=0,17 \text{ m}$) es aplicable la aproximación logarítmica para valores de $u < 0,03$ ($t > 4 \text{ min}$), obteniendo (figura 56):

$$(\Delta s)_{10}=4,9 \text{ m}$$

donde:

$$T=0,183Q/(\Delta s)_{10}=0,183 \cdot 4017,6 \text{ m}^3/\text{día}/4,9 \text{ m}=150 \text{ m}^2/\text{día}$$

La transmisividad es del mismo orden que el valor obtenido en la hipótesis de acuífero libre anisótropo.

En el pozo de observación 148 no es aplicable la aproximación de JACOB, ya que $u > 0,1$ para $t > 1 \text{ min}$.

Si en la hipótesis de acuífero semiconfinado, sin almacenamiento en el acuitardo, se aplica el método de HANTUSH (in CUSTODIO, 1976) a la curva de descensos ($s-\log t$), cuando ésta no contiene el punto de inflexión, para el pozo de observación 148 (figura 56) se obtiene:

$$s_{\text{máx}}(\text{estimado})=0,60 \text{ m}; m=(\Delta s)_{10}=0,33 \text{ m}; s=0,09 \text{ m}; t=150 \text{ min}$$

donde:

$$2,3(s_{\text{máx}}-s)/m=\exp(Tt/SB^2) \cdot W(Tt/SB^2)$$

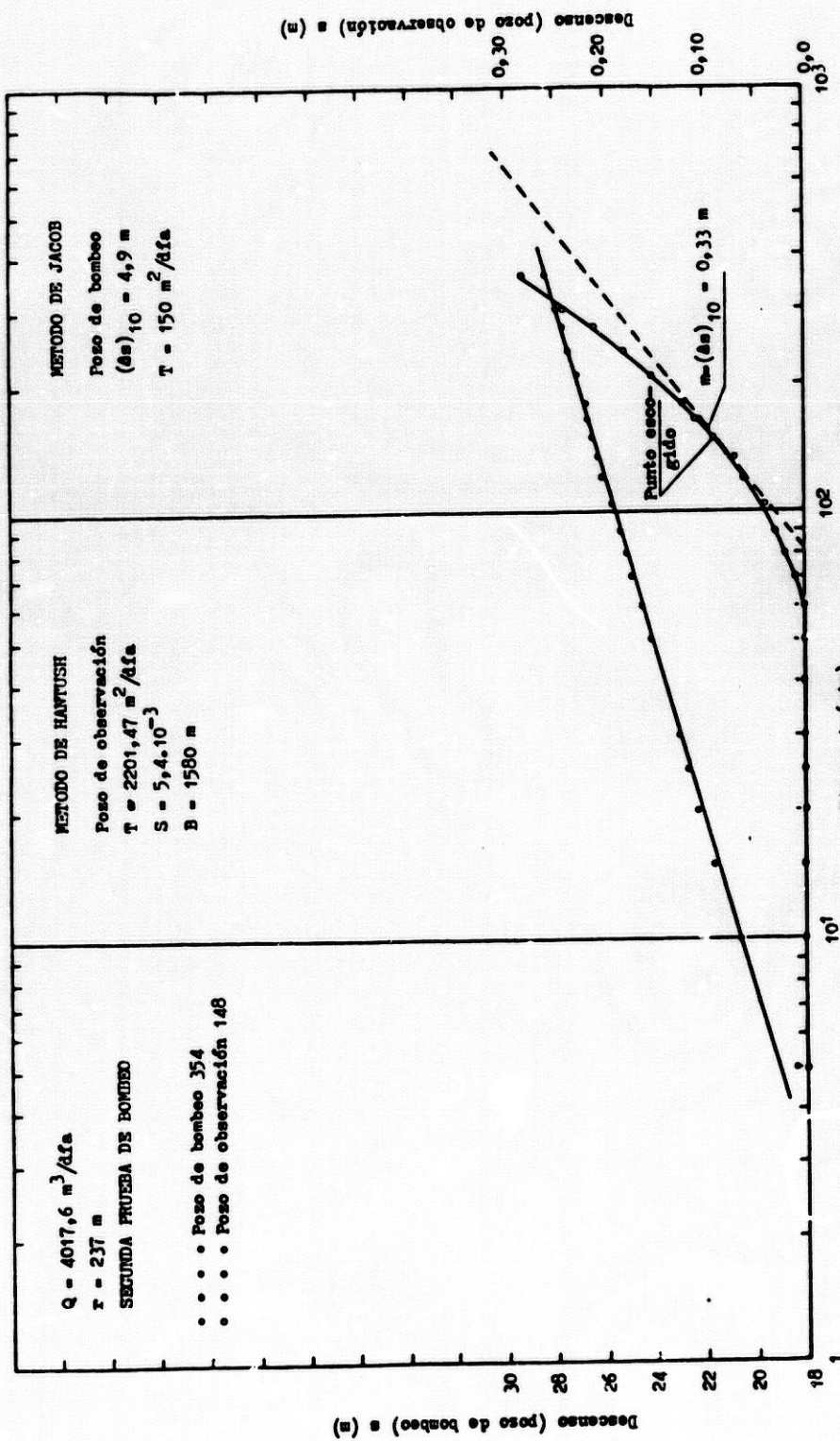


Figura 56

$$T=Q \cdot W(Tt/SB^2)/4\pi(s_{\text{máx}}-s)$$

$$k_o(r/B)=4\pi T \cdot \frac{1}{2}s_{\text{máx}}/Q$$

$$B=r/r/B$$

y

$$S=Tt/B^2 Tt/SB^2$$

El significado de los símbolos figura en la tabla 18.

Por lo tanto:

$$2,3(s_{\text{máx}}-s)/m=2,3(0,60 \text{ m}-0,09 \text{ m})/0,33 \text{ m}=3,5=\exp(Tt/SB^2) \cdot W(Tt/SB^2)$$

Los valores de la función $e^x \cdot W(x)$ se encuentran convenientemente tabulados (in CUSTODIO, 1976); así, para el valor $e^x \cdot W(x)=3,55$ corresponde un $Tt/SB^2=0,017$ y un $W(Tt/SB^2)=3,51$.

Entonces:

$$T=4017,6 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 3,51/4 \cdot 3,14 \cdot 0,51 \text{ m}=2201,4 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$k_o(r/B)=4 \cdot 3,14 \cdot 2201,4 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 0,3 \text{ m}/4017,6 \text{ m}^3/\text{día}=2,06$$

En la tabla A.9.6 (in CUSTODIO, 1976), al valor de la función $k_o(x)=2,06$ le corresponde un $r/B=0,150$; por lo tanto:

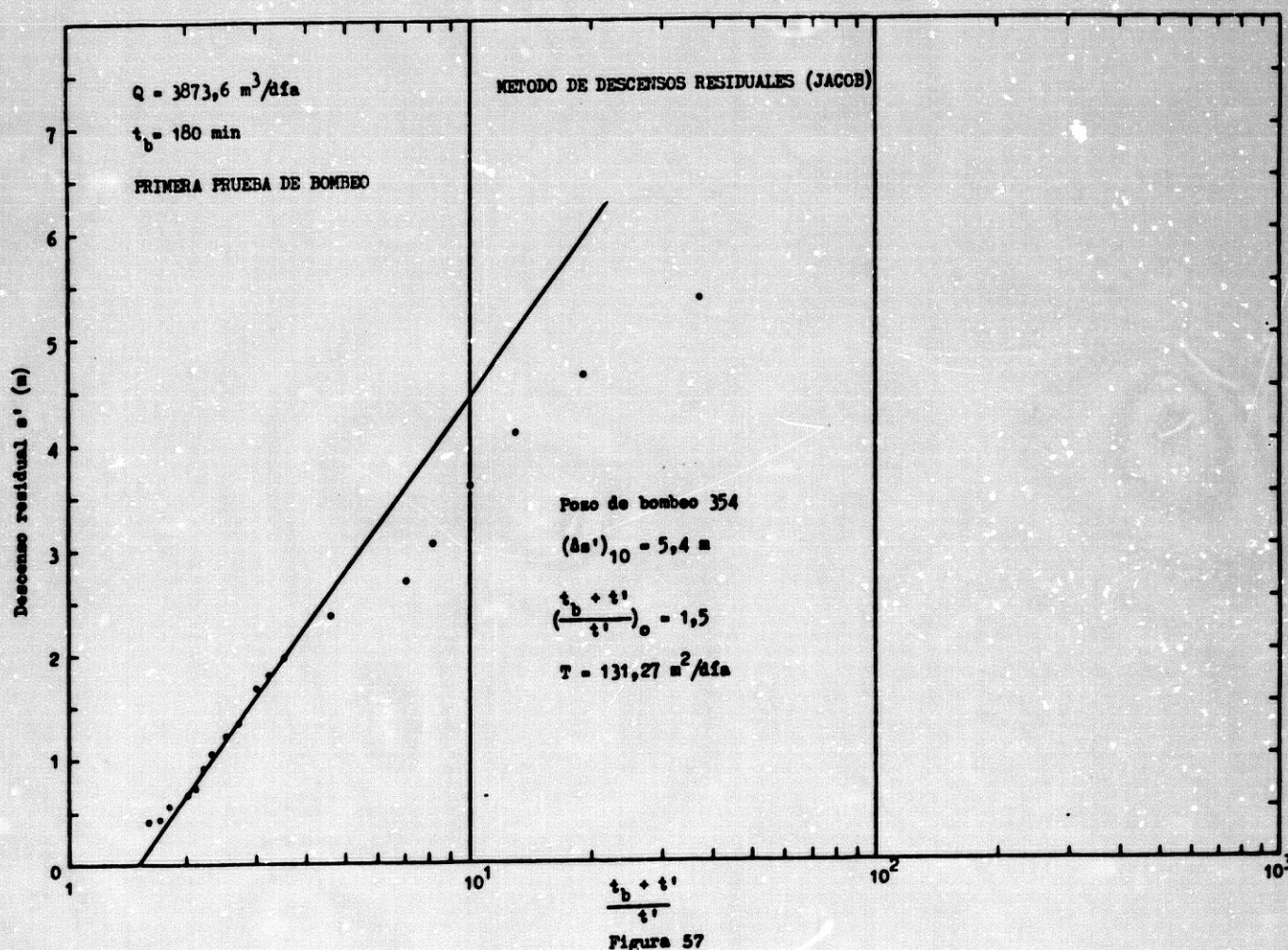
$$B=r/0,150=237 \text{ m}/0,150=1580 \text{ m}$$

y

$$S=2201,4 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 150 \text{ min} \cdot 1/1580^2 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min}/\text{día} \cdot 0,017=5,4 \cdot 10^{-3}$$

Nótese cómo se obtiene un valor exagerado de transmisividad, en comparación con los métodos anteriores; el coeficiente de almacenamiento es del mismo orden que el hallado en las hipótesis consideradas anteriormente, y propio de acuífero semiconfinado.

Interpretando los datos de recuperación disponibles, correspondientes a un ensayo de bombeo (realizado tres horas antes del que acabo de estudiar), a caudal constante de $3873,6 \text{ m}^3/\text{día}$ durante 180 minutos, por el método de los descensos residuales de JACOB, para el pozo de bombeo 354 (figura 57) he obtenido los siguientes valores:



$$(\Delta s')_{10} = 5,4 \text{ m}$$

donde:

$$T = 0,183Q / (\Delta s')_{10} = 0,183 \cdot 3873,6 \text{ m}^3/\text{día} / 5,4 \text{ m} = 131,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

Esta interpretación es válida tanto para la hipótesis de acuífero cautivo, como para la de acuífero semiconfinado.

La transmisividad hallada es similar a la que obtuve para el bombeo en la hipótesis de acuífero cautivo, por el método de aproximación logarítmica de JACOB.

La anomalía obtenida en la recuperación, de valor $((t_b + t')/t')_0 = 1,5$, pone de manifiesto el efecto de una posible disminución del coeficiente de almacenamiento, el cual podría modificarse después de bombeos prolongados, por compactación del terreno, por lo que la recuperación se efectuaría con un valor de S menor que el de bombeo.

Interpretado por el método de los ascensos de THEIS, válido para las hipótesis de acuífero cautivo y de acuífero semiconfinado, para el pozo de bombeo 354 (figura 58) he obtenido los siguientes valores:

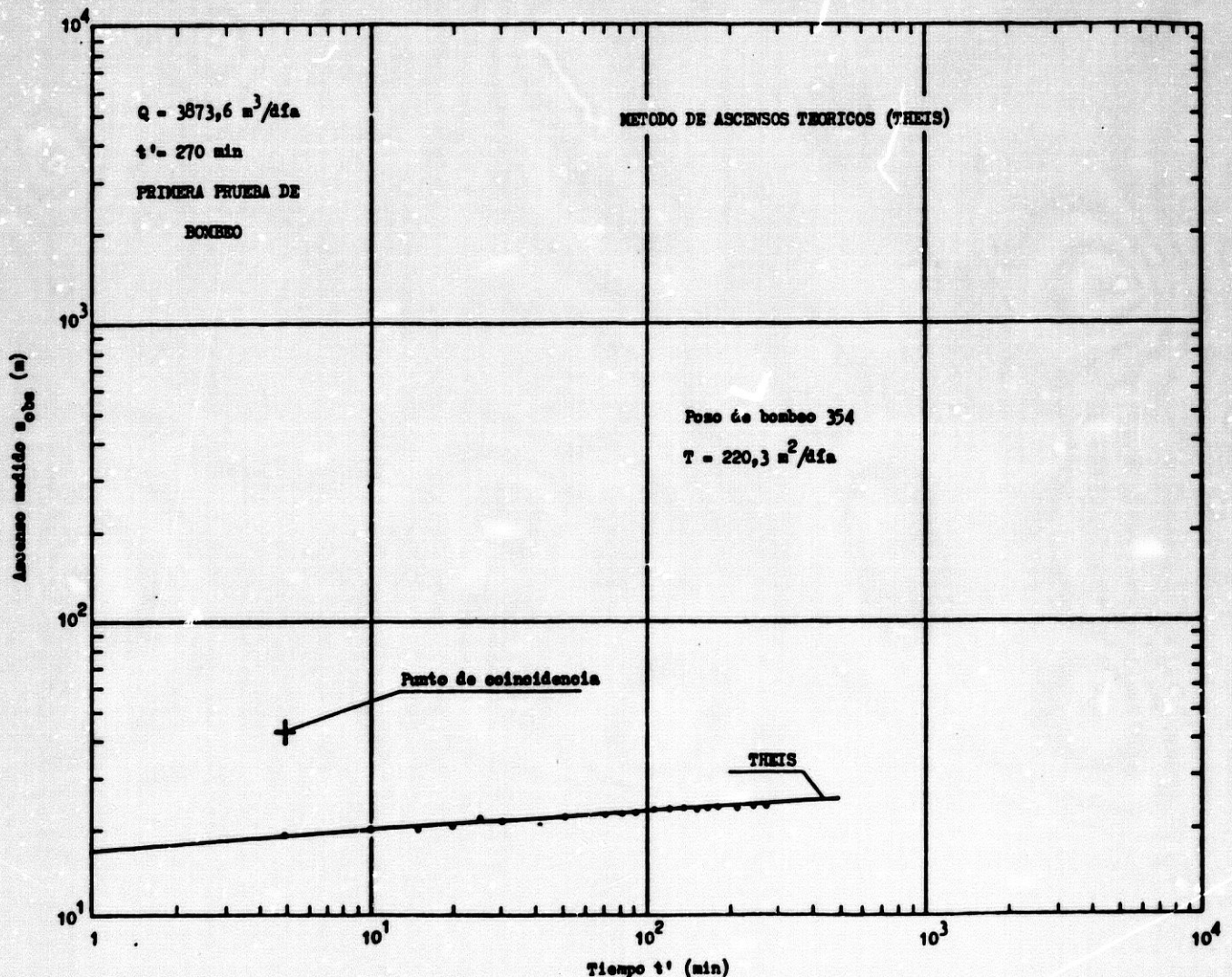


Figura 58

$$W(u)=30; 1/u=10^6; s_{obs}=42 \text{ m}; t'=5 \text{ min}$$

donde:

$$T=Q \cdot W(u)/4\pi s_{obs} = 3873,6 \text{ m}^3/\text{día} \cdot 30/4 \cdot 3,14 \cdot 42 \text{ m} = 220,3 \text{ m}^2/\text{día}$$

El valor de transmisividad obtenido es mayor que el correspondiente al bombeo (hipótesis de acuífero cautivo), interpretado por el método de aproximación logarítmica de JACOB, y casi el doble que el de recuperación por el método anterior (descensos residuales de JACOB).

Como resumen dimensional de los cuatro ensayos hidráulicos considerados, en la tabla 19 presento el valor obtenido, para los parámetros hidráulicos, por los distintos métodos de interpretación.

De lo expuesto, en ellos, deduzco, que los valores obtenidos para la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento, por los métodos de HANTUSH, McCLELLAND, STALLMAN y BOULTON, difieren poco, y son, salvo excepciones, similares o del mismo orden, aunque el método de McCLELLAND da valores de S más pequeños que los otros, y el de STALLMAN proporciona valores algo más dispersos de la transmisividad.

Los métodos de THEIS y JACOB proporcionan valores de transmisividad elevados, respecto a los anteriores, alguno de los cuales considero anómalo, y coeficientes de almacenamiento variables, aunque tendiendo al valor correspondiente a acuíferos semiconfinados.

De todos los datos obtenidos, los más fiables, y los que mejor responden al modelo físico del acuífero, son los de considerar el acuífero como semiconfinado, con almacenamiento en el acuitardo (McCLELLAND); los resultados de aplicar las fórmulas de HANTUSH, STALLMAN o BOULTON, sin tener en cuenta el almacenamiento en el acuitardo, o considerando el acuífero como libre, dan valores aceptables, aunque algo más elevados que los anteriores.

HOJA DEL M.T.N. (1/50,000)	PUNTO DE CONTROL	DESCENSO																		RECUPERACION				
		THEIS			JACOB			WALTON-HANTUSH			HANTUSH			McCLELLAND			STALLMAN			BOULTON			THEIS	JACOB
		T (1)	S	T	T	S	B (2)	C (3)	T	S	B	T	S	T	S	Kz/Mr	T	S	S ₁ /S ₂	T	S	T	S	
998	245 ⁺⁺			6140 ⁺																				
	246	2440	2.4.10 ⁻³	6668 ⁺	5.3.10 ⁻³	1167	1.8.10 ⁻⁴	425	5.4.10 ⁻³	1012	1.6.10 ⁻⁴	386	3987	98.10 ⁻⁵	671	21.10 ⁻⁴	62.10 ⁻²	1214	1.6.10 ⁻⁴					
	246 ⁺⁺			10672 ⁺⁺																				
	247	2771	1.2.10 ⁻³	4002 ⁺	3.6.10 ⁻⁴	1841	9.1.10 ⁻⁴	437	9.6.10 ⁻³	885	7.3.10 ⁻⁴	269	278	1.2.10 ⁻⁴	1841	1.3.10 ⁻³	22.10 ⁻¹	1466	8.9.10 ⁻⁴					288
999	352 ⁺⁺			184																				
	148	971	3.3.10 ⁻²	267	5.2.10 ⁻³	179	7.1.10 ⁻³	96	1.9.10 ⁻²	88	5.5.10 ⁻³	58	30	3.10 ⁻⁴	113	7.5.10 ⁻³	0.07.10 ²	308	5.3.10 ⁻³				14	153
	148	765	5.7.10 ⁻³			459	4.5.10 ⁻³	237	3.1.10 ⁻³	2201	5.4.10 ⁻³	1580	33	1.6.10 ⁻⁴	803	5.4.10 ⁻³	∞	170	7.4.10 ⁻³	0.8		276	98.10 ⁻³	1167
	354 ⁺⁺			150											160								220	131

(1) T en m²/día (2) B en m (3) c en día⁻¹ ++ pozo de bombeo + valores considerados anómalos

Tabla 19.- Resumen de valores obtenidos para los parámetros hidráulicos

La transmisividad obtenida varía de 30 a 1200 m²/día, de este a oeste, y el coeficiente de almacenamiento es del orden de 10⁻³ a 10⁻⁴, o sea, el correspondiente a acuíferos semiconfinados.

En resumen, he tanteado diversos métodos, para analizar los ensayos de bombeo y recuperación realizados en el sistema acuífero superficial, y, aunque, provisionalmente, acepto la aplicación de las fórmulas de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuitardo, el problema del análisis y valoración correcta de estos ensayos hidráulicos, no lo considero concluído.

Los pozos, a los que he aplicado todo el tratamiento anterior, son incompletos, pues, aunque alcanzan el muro impermeable del sistema acuífero, sólo están ranurados en los niveles más permeables; conceptualmente, el comportamiento del flujo hacia estas captaciones, puede tomarse como el de un pozo incompleto en acuífero heterogéneo, en sentido vertical (CUSTODIO, 1976), o, como una serie de acuíferos separados por acuitardos, lo que llevaría a un modelo multicapa.

La estructura del acuífero, estudiada en detalle en el epígrafe 3.6, indica, claramente, que el modelo multicapa es el que más se aproxima a la realidad.

En la figura 59 presento, de forma muy simplificada, el modelo de acuífero propuesto, y el comportamiento hidráulico del mismo, frente a las captaciones de agua.

En este modelo, he supuesto dos acuíferos en gravas y/o arenas, semiconfinados por acuitardos (arcillas arenosas, arenas arcillosas y limos), y un acuífero superior, libre, captados por un pozo incompleto (rejilla sólo en los tramos más permeables), que alcanza el substrato impermeable, y con control de descensos de nivel en un pozo de observación, de similares características que el de bombeo, situado a 300 metros de distancia.

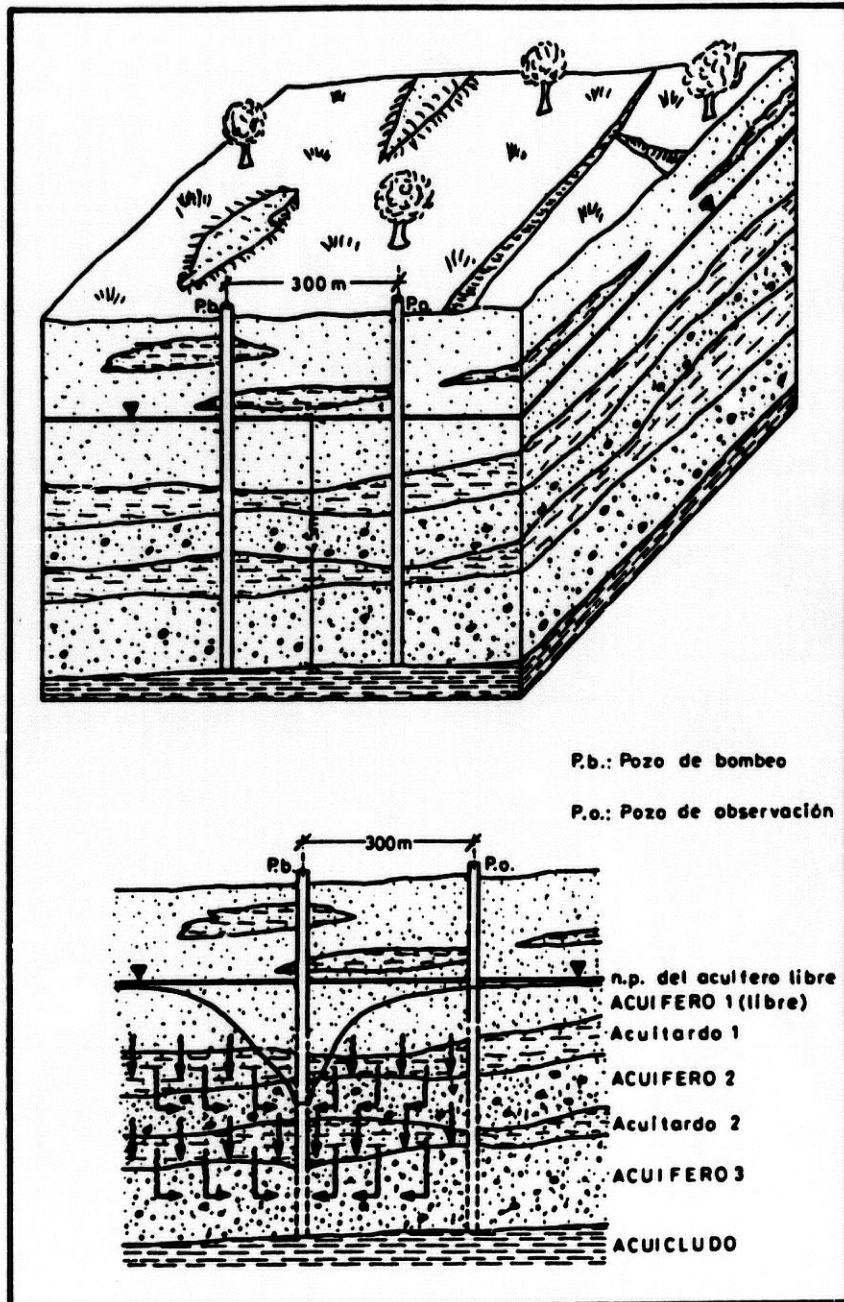


Figura 59.- Modelo propuesto de comportamiento hidráulico del acuífero multicapa

Se puede observar (figura 59) que, para tiempos de bombeo largos, el cono de bombeo es profundo, y no muy extenso, procediendo, la aportación de agua al pozo, del almacenamiento en el acuitardo superpuesto al acuífero, y del efecto de rezume o "leakage" de los acuíferos superpuestos; esto es, la aportación del nivel acuífero es principalmente vertical, y procede de la compresión (squeeze) o variación de almacenamiento en el acuitardo, y de la filtración o goteo (leakage).

La valoración de este modelo habría que realizarla, en conjunto, con el tratamiento propio de un caso complejo de semiconfinamiento, mediante el método propuesto por HERRERA y FIGUEROA (in CUSTODIO, 1976), pero se precisarían pruebas a caudal constante, con tiempos de bombeo muy superiores (2 o 3 días) a los que habitualmente se emplean, además de medidas precisas del nivel en uno o varios pozos de observación, abiertos en diferentes horizontes del acuífero, y correcciones de los descensos obtenidos mediante una fórmula complicada, en la que interviene, no sólo la conductividad hidráulica (k/b) de los distintos niveles acuíferos, y acuíferos semiconfinantes, sino, también, su transmisividad y coeficiente de almacenamiento; se trata, por tanto, de una corrección por pozo incompleto, en acuífero heterogéneo en sentido vertical, que hace posible utilizar, para la valoración de acuífero semiconfinado complejo, las fórmulas de acuíferos cautivos con pozo completo.

Se comprende que, con esta óptica, la valoración de ensayos hidráulicos, con los datos disponibles, no sería sencilla, pues el método resulta de difícil manejo práctico, y requiere, para su aplicación, datos de partida que no se disponen en el área investigada.

Ante este problema, complicado, es por lo que he optado por valorar los ensayos hidráulicos según los métodos tradicionales que se emplean para pozos completos en acuíferos homogéneos, los cuales, al ser aplicados a acuíferos heterogéneos, permiten llegar a valores medios, en general, aceptables (CUSTODIO, 1976).

Soy consciente de la gran limitación que puede suponer, tratar de utilizar los resultados de esta valoración, para conocer, o predecir, el comportamiento del sistema acuífero, pues, como dije anteriormente, el problema del análisis correcto de ensayos hidráulicos, en el área estudiada, no lo considero concluido, sino, más bien, apenas iniciado, y como tema abierto para proseguir su investigación detallada en un futuro próximo. No obstante, creo que los datos que he obtenido, pueden servir de soporte para empezar a elaborar el modelo de funcionamiento hidrogeológico de este com-

plejo sistema acuífero.

3.8. FUNCIONAMIENTO HIDRAULICO

En los epígrafes anteriores (3.1 a 3.7), he analizado los límites, características geométricas, estructura, parámetros hidráulicos, etc., del sistema acuífero superficial, y del acuífero semiconfinado que en él se localiza, con características que responden, claramente, al modelo multicapa.

Para completar el estudio del mismo, voy a exponer, en este epígrafe, algunas consideraciones acerca de su funcionamiento hidráulico, tratando de encajar el área estudiada dentro de un modelo hidrodinámico de flujo natural.

Al estudiar la morfología de la superficie piezométrica (epígrafe 3.7.1.1 y plano 15), indiqué que el sentido general del flujo es de norte a sur, y que el procedimiento de recarga y descarga del agua subterránea, en este sistema acuífero, tiene lugar alimentándose autóctonamente, mediante infiltración del agua de lluvia, por las áreas de interfluvio, y descargándose por el fondo de los valles de ríos y arroyos, por drenaje al Océano Atlántico, y por pérdidas debidas a evapotranspiración.

Ahora bien, el modelo de flujo, según el cual se producen estos procesos de recarga y descarga, es más complejo que lo expuesto hasta aquí.

LLAMAS (in LLAMAS y LOPEZ-VERA, 1975) propone, para el terciario detrítico de la cuenca del Jarama, un modelo conceptual de flujo subterráneo, basado en la teoría de flujos locales y regionales (TOTH, 1963), cuyo fundamento puedo adaptar, en parte, al área investigada. En la figura 60 se esquematizan los aspectos más característicos del modelo conceptual propuesto por este autor.

En una primera hipótesis (HUBBERT, 1940), se supone que el acuífero es homogéneo e isótropo, la recarga se efectúa por la lluvia, y la descarga

tiene lugar por los valles fluviales más próximos (figura 60-a).

Al analizar el sistema de flujo en grandes cuencas hidrogeológicas, TOTH (1963) sugirió la distinción de sistemas de flujo locales, intermedios y regionales, según que las aguas infiltradas en un área de recarga emerjan en el valle o vaguada más próxima, o en valles más alejados; en la figura 60-b se esquematiza, de forma muy simplificada, esta idea.

En los dos esquemas anteriores (figura 60, a y b), se supone que el acuífero es homogéneo e isótropo; pero, como indiqué en los epígrafes 3.4 y 3.6, el sistema acuífero superficial es heterogéneo y anisótropo.

Una aproximación muy simple a estas condiciones se logra con el modelo de la figura 61, en el cual se supone que el acuífero está formado por tres capas permeables superpuestas, separadas por dos acuitardos. Este modelo ha sido desarrollado por LLAMAS (1975), con ayuda de ordenador, mediante simulación digital, abordando, incluso, el problema del flujo tridimensional.

Basándome en las directrices del modelo de LLAMAS (1975), y siguiendo las ideas generales de FREEZE y WITHERSPOON (1966-67), sobre la in-

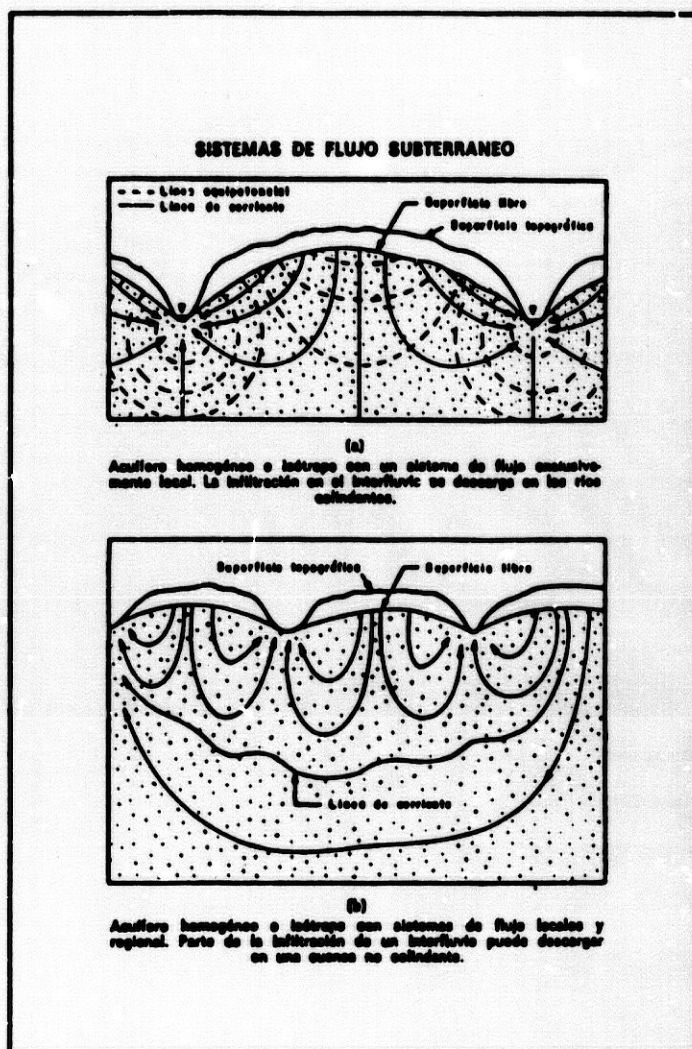


Figura 60

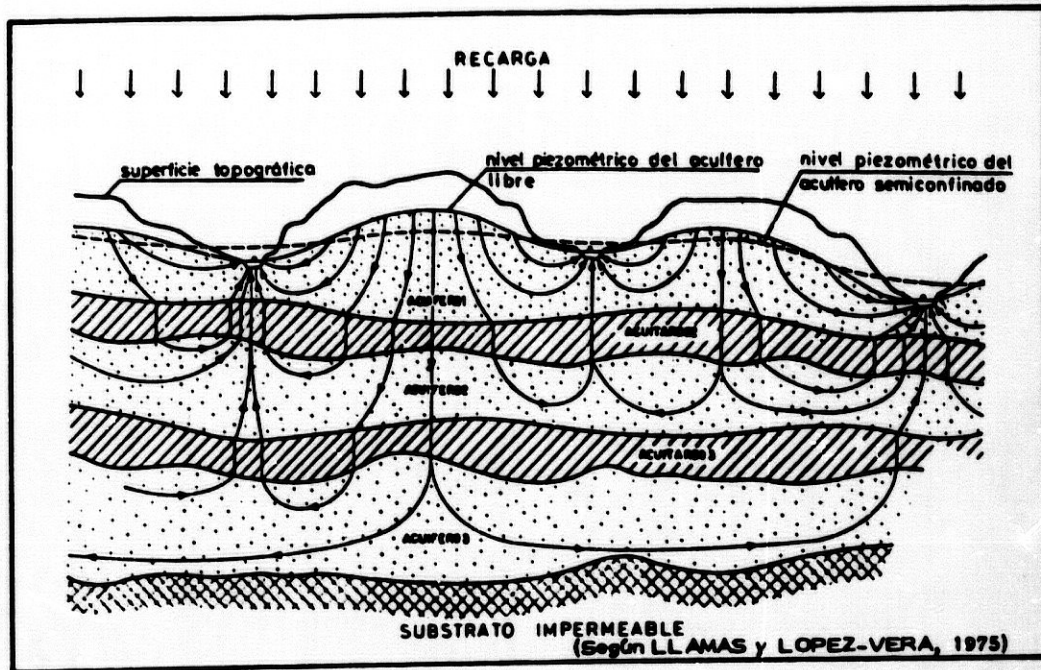


Figura 61.- Modelo de acuífero multicapa

fluencia de la anisotropía, o de la existencia de capas extensas de distintas permeabilidades, en la figura 62 presento un esquema cualitativo de flujo, para el sistema acuífero superficial, según el modelo conceptual de acuífero multicapa, que está de acuerdo con mis observaciones, y lo expuesto, anteriormente, en los epígrafes 3.4.1, 3.6, y 3.7.2.2; en ella, presento, también, algunas líneas de flujo, probables, y sus equipotenciales.

En esta figura, aparte de ilustrar ejemplos de flujo local (el del río Piedras), medio (el del arroyo de Valdegallegos), y regional (flujo hacia el Océano Atlántico), cabe destacar la influencia que tiene la geomorfología sobre el flujo regional. En efecto, en el sector norte del perfil, las mayores altitudes de la superficie topográfica (macizo de Cebollar, San Bartolomé de la Torre), junto con una menor permeabilidad relativa de los materiales del subsuelo, condicionan un sector de potenciales regionales altos, que originan un flujo regional hacia el área de potenciales más bajos, impuesta, al sur, por el Océano Atlántico.

La línea de investigación que pretendo continuar en el futuro, es buscar argumentos hidrogeológicos que puedan corroborar, y matizar, las direcciones de flujo subterráneo, esbozadas, de forma muy simple, en el modelo propuesto.

4. SISTEMA ACUIFERO PROFUNDO

Representa el sistema hidrogeológico inferior, en el área estudiada.

Su nomenclatura la expreso mediante la simbología M_1 -J.

4. 1. LIMITES GEOGRAFICOS

El sistema acuífero profundo de la región de Huelva tiene una superficie de 613 km^2 , de los que $1,6 \text{ km}^2$ corresponden al área de afloramiento (localizada en Ayamonte), y el resto ($611,4 \text{ km}^2$) se encuentra soterrado bajo sedimentos terciarios y cuaternarios.

Este sistema acuífero se extiende entre Huelva, al este, y Ayamonte, al oeste, y geográficamente sus límites son (figura 63):

- al norte, la línea sinuosa que se inicia en Ayamonte, pasa al sur de Villablanca y San Bartolomé de la Torre, y termina en las cercanías de Gibraleón,
- al sur, el Océano Atlántico,
- al este, el río Odiel, y
- al oeste, el río Guadiana.

4. 2. LIMITES GEOLOGICOS

Desde el punto de vista geológico, el sistema acuífero está limitado (planos

es de 83 (Anejo 5), todos recogidos del Inventario Nacional (IGME).

De ellos, 66 son sondeos y 17 son pozos equipados. Dos sondeos superan 400 metros de profundidad (999, números 27 y 39), nueve tienen entre 200 y 400 metros, treinta y nueve entre 50 y menos de 200 metros, y en diez la profundidad es inferior a 50 metros; de los seis sondeos restantes desconozco la profundidad.

44 sondeos son de investigación; de ellos, 32 fueron realizados por el INC, y 12 lo han sido por el IGME, IRYDA y Diputación de Huelva, respondiendo a las directrices del PIAS y del Programa Nacional de Gestión y Conservación de los Acuíferos.

4.4. MATERIALES ACUIFEROS Y COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO

Los materiales acuíferos comprenden rocas sedimentarias de edad mesozoica y terciaria, de características distintas y comportamiento hidrogeológico de naturaleza diferente, aunque equivalente.

Distingo dos formaciones hidrogeológicas (cuadro 50):

- Formación hidrogeológica inferior (J), caliza.
- Formación hidrogeológica superior (M₁), detrítica.

4.4.1. Formación hidrogeológica inferior: J (Jurésico, Lías inferior ?)

Los materiales de esta formación hidrogeológica únicamente están presentes en el sector meridional del área investigada (plano 19), y ocupan una superficie de 140 km², de los que, tan sólo, 1,6 km² corresponden a superficie de afloramiento, y los 138,4 km² restantes se encuentran recubiertos por materiales detríticos de edad neógena y cuaternaria.

Su litofacies es principalmente caliza, y se caracteriza por la presencia

UNIDADES (CRONOESTRATIGRAFICAS)		FORMACIONES HIDROGEOLOGICAS		TIPO DE ACUIFERO	
		LITOSTRATIGRAFIA	PERMEABILIDAD		
CUATERNARIO	Q ₄	Limo, cantos, arena, grava y arcilla	semipermeable		
	Q ₃	Arena	muy permeable		
	Q ₂	Grava, cantos, arena, limo y arcilla	permeable		
	Q ₁	Conglomerado, arenisca, grava, arena y arcilla	semipermeable		
NEOGENO	PI-M ₃	Marga arenosa y arena limosa con intercalaciones de grava y arena	niveles permeables y semipermeables		
	PI-M ₂	Arcilla y marga azul compacta	impermeable		TECHO
	M ₁	Conglomerado, arenisca, grava, arena y marga arenosa	permeable		
JURASICO	J	Caliza y caliza dolomítica fisurada (microfisuras). Grado de karstificación escaso o nulo. Niveles de marga con yeso	permeable por fisuras	CONFINADO	
TRIASICO	T	Arena, arcilla, marga con yeso. Intercalaciones de roca volcánica	impermeable		
CARBONIFERO	H	Pizarra y grauvaca	impermeable	SUBSTRATO	

Cuadro 50. - Formaciones litoestratigráficas e hidrogeológicas del sistema acuífero profundo

de calizas y calizas dolomíticas, con color variable entre blanco-amarillento y gris claro; pequeños niveles de arenas, arcillas rojas y grises, y margas con yeso se encuentran interestratificados, ocasionalmente, con las rocas calizas, lo que origina disminuciones locales de permeabilidad, de esta formación hidrogeológica, e introduce el riesgo de afectar la calidad del agua, procedente de capas profundas del acuífero, por el yeso que acompaña a las margas y a determinados niveles calizos.

En general, los materiales calizos están muy fracturados, pero es en ni-

veles superiores, de esta formación hidrogeológica, donde la fracturación es más intensa; son pequeñas fracturas (microfisuras) de longitud centimétrica, en las que suele encontrarse relleno de calcita y arcilla roja. Las cavidades de disolución son escasas, y de pequeño tamaño (huecos de diámetro comprendido entre 0,5 y 1 centímetro), y se presentan, principalmente también, en niveles superiores de la unidad, contribuyendo así a aumentar la porosidad de los mismos, pero no la permeabilidad (o en grado muy bajo), ya que suelen ser cavidades que no están interconectadas; algunas están rellenas de arcilla roja, y en otras, cristales de calcita tapizan sus paredes. La karstificación es, por tanto, muy débil, y, a nivel global del sistema acuífero, la considero nula.

No he realizado medidas de fracturación en el reducido afloramiento calizo de Ayamonte (único punto donde se podrían obtener datos al respecto, en el área estudiada) dada la escasa representatividad del mismo, a nivel de toda la formación hidrogeológica, y porque su grado de meteorización es tal, que lo que principalmente he observado en él son multitud de pequeños huecos de disolución.

El espesor de esta formación hidrogeológica varía, de unos puntos a otros; así, por ejemplo, es de 55 metros en el sondeo número 5 (hoja 998), situado en el término municipal de Lepe, y de 137 metros en el sondeo número 27 (hoja 999), al este del anterior, en el término municipal de Aljaraque (figura 64). Los datos de espesor disponibles, obtenidos a partir de sondeos mecánicos, me han permitido realizar el mapa de isopacas (figura 16), para esta formación hidrogeológica, que, aunque pretende ser sólo orientativo, por escasez de datos al respecto, pone de manifiesto que el espesor de la misma aumenta, claramente, en dirección SE, siendo, incluso, probable que alcance 300 metros al sur de la ciudad de Huelva.

Se comporta como formación hidrogeológica permeable por fisuras, localizándose el sector más interesante, como acuífero, en niveles superiores de la misma, donde las fisuras son más intensas, según he expuesto anteriormente.

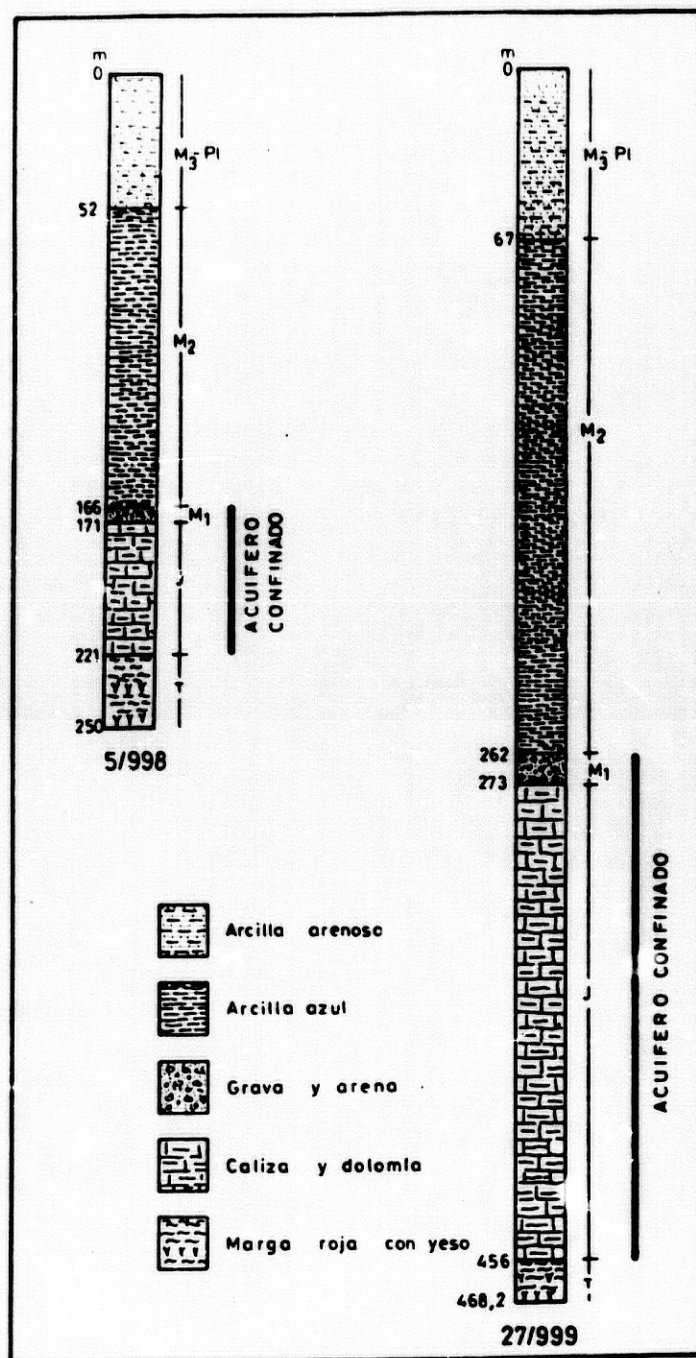


Figura 64.- Columna litológica de dos sondeos que cortan el sistema acuífero profundo (distancia entre ambos, 16 km)

De los estudios hidrogeológicos realizados con anterioridad en el área, sólo el efectuado por el INC (GEA et al., 1965) concede cierta importancia, como acuífero, a estos materiales mesozoicos, y es, durante el mismo, cuando se realizan los únicos sondeos de investigación que, en la actualidad, existen con la finalidad de efectuar el análisis detallado de características litológicas y geométricas de lo que, en dicho estudio, se co-

noce con el nombre de "acuífero de Ayamonte". Pruebas de bombeo, realizadas en un sondeo situado al sur de Aljaraque (999, número 27), dieron caudal próximo a 45 l/s, para descenso del nivel piezométrico de 19 metros (GEA et al., op. cit.); el sondeo, de 468 metros de profundidad, atravesó calizas dolomíticas y dolomías fisuradas entre 273 y 456 metros, sobre un substrato impermeable de margas rojas con yeso (figura 64). Si se tiene en cuenta que con desarrollo apropiado, por ejemplo acidificación, se habría mejorado el rendimiento del pozo (quizá en un 50 por 100), se comprende la importancia, como acuífero, de los materiales calizos de esta unidad hidrogeológica.

En base a lo expuesto en este epígrafe, y para concluir el mismo, quiero indicar que, de forma general, considero que los materiales de esta unidad tienen especial trascendencia hidrogeológica para la región de Huelva, por varias razones: influencia en la geometría del sistema acuífero profundo, que analizaré más adelante; potencial acuífero, desconocido aún; y, calidad química de aguas que procedan de ellos, por presencia de interestratificaciones de margas con yesos, en determinados casos.

Por tanto, deseo, y recomiendo, que, en futuros estudios de investigación de aguas subterráneas, que se lleven a cabo en el área, no se siga ignorando el interés hidrogeológico de esta unidad, y se realicen campañas de sondeos profundos, con finalidad de delimitarla perfectamente, y de determinar, con precisión, su potencial acuífero, lo que, creo, puede significar un avance muy importante en el conocimiento y aprovechamiento hidrogeológico de este sector del subsuelo onubense.

4.4.2. Formación hidrogeológica superior: M₁ (Mioceno superior, Tortoniense)

Los materiales de esta formación hidrogeológica representan la parte superior del sistema acuífero, y ocupan, prácticamente, todo el área abarcada por el mismo; su superficie es de 611 km² (plano 19), en tanto que la del sistema acuífero es de 613 km².

El material acuífero es de facies detrítica, muy fosilífera, del Mioceno superior (Tortonense), transgresivo, y comprende conglomerados, areniscas calizas, gravas, arenas, y margas muy arenosas.

Los cambios laterales de facies son frecuentes pero, por la información obtenida de sondeos mecánicos que la cortan, puedo indicar que, en líneas generales, entre Huelva y el río Piedras predominan las arenas, gravas, areniscas calizas y conglomerados, y entre el río Piedras y Ayamonte las arenas, localmente arcillosas o margosas. La presencia de cemento calizo es responsable de abundantes cavernas de disolución, de pequeño tamaño, que presentan las areniscas y conglomerados, lo que confiere especial interés hidrogeológico a esta unidad.

El material acuífero no aflora en el área estudiada, en donde, generalmente, se encuentra bajo un potente recubrimiento impermeable de arcillas y margas azules del Mioceno-Plioceno (planos 16 a 18). En cambio, desde el área hacia el este, estos materiales afloran en superficie, entre Gibraltor y Posadas, en forma de franja estrecha, de dirección WSW-ENE, de casi 200 kilómetros de longitud y menos de 4 kilómetros de anchura media (MARTIN-SOSA, 1981); estos afloramientos representan la principal área de alimentación del acuífero, a nivel regional.

Como puede verse en los cortes hidrogeológicos (planos 16 a 18), la unidad tiene estructura monoclinal, y buza suavemente hacia el S y SE, sentido en el que aumenta, también, el espesor. Son numerosos los sondeos mecánicos que la cortan, por lo que he podido disponer de muchos datos de espesor, con los que he elaborado el mapa de isopacas de la figura 16; en él se puede observar cómo el espesor de la formación hidrogeológica aumenta, notoriamente, hacia el SE, llegando a ser de unos 25 metros al sur de Huelva; los espesores más frecuentes están comprendidos entre 2 y 10 metros, y el espesor medio, en el área estudiada, es de 8 metros.

La unidad aparece cortada por numerosas fallas normales, que provocan pequeños desplazamientos en vertical; por lo que he deducido del estudio

piezométrico (plano 19), estas fallas no parecen tener trascendencia hidrogeológica, a excepción de la que, con dirección NE-SW, se localiza entre Aljaraque y Huelva, que actúa como umbral hidráulico.

Esta formación hidrogeológica constituye un acuífero de permeabilidad intergranular, incrementada por los procesos de ataque químico y disolución del cemento de areniscas y conglomerados. Aunque su espesor es reducido, su alta permeabilidad permite obtener caudales puntuales muy importantes, llegando a superar, en numerosos casos, 50 l/s. Este acuífero es el que, tradicionalmente, se ha estudiado en Huelva como horizonte profundo, en molasas de la base del Mioceno; GEA (in GEA et al., 1965) lo denomina "acuífero de Huelva", ya que fué cortado por varios sondeos de investigación del INC en esta ciudad, con caudales de 10 a 25 l/s; ha sido explotado, durante bastantes años, para satisfacer parte de la demanda urbana e industrial de esta ciudad. Antiguamente era surgente en muchos puntos, pero en la actualidad sólo lo es en la parte oriental del área estudiada, debido a que la explotación intensa ha hecho descender el nivel piezométrico, y que éste se sitúa, en el resto del área, bajo la superficie topográfica.

Estos materiales se encuentran interconectados hidráulicamente con los de la formación hidrogeológica inferior (J), en el sector meridional del área, donde reposan directamente sobre ellos, constituyendo ambos, en dicho sector, un acuífero confinado de bastante mayor espesor que en el resto del área, en el que es únicamente la formación detrítica miocénica la que está presente, aunque dando lugar, también, a un acuífero en carga (al estar limitada a techo y a muro por materiales impermeables) que es, simplemente, la extensión hacia el norte del acuífero cautivo existente en el sector meridional, aunque de mucho menor espesor por la falta de los materiales jurásicos (planos 16 a 18).

Como conclusión, puedo indicar que ambas formaciones hidrogeológicas (jurásica y miocénica) constituyen un sólo acuífero, confinado por materiales impermeables, cuya geometría es particular y que es necesario, por tan-

to, estudiar en detalle. En el sector meridional del área coexisten las dos formaciones hidrogeológicas, con lo que el acuífero tiene mayor espesor que en el resto de la misma, en donde faltan los materiales del Jurásico.

4.5. GEOMETRIA DEL ACUIFERO

4.5.1. Forma y extensión

El acuífero confinado de la región de Huelva se extiende entre los ríos Odiel y Guadiana, en sentido este-oeste, y desde las inmediaciones de San Bartolomé de la Torre hasta el Océano Atlántico, en sentido norte-sur (plano 19).

Su forma geométrica en planta se aproxima a la de un trapecio, de lados irregulares, y ocupa una superficie de 613 km^2 . Su longitud es de 41 kilómetros (eje Huelva-Ayamonte), la anchura máxima de 26,5 kilómetros (medida entre las cercanías de San Bartolomé de la Torre y el Océano Atlántico), y la anchura mínima de 7 kilómetros (entre Ayamonte y el Océano Atlántico).

El detrítico del Mioceno superior (M_1), transgresivo, abarca todo el área del acuífero, excepto el afloramiento calizo de Ayamonte, con lo que representa una superficie de 611 km^2 ; en cambio, la formación hidrogeológica caliza del Jurásico (J), subyacente al anterior, ocupa sólo el 23 por 100 (140 km^2) de la superficie del acuífero, en la mitad meridional, y se extiende de forma discontinua entre Huelva y Ayamonte en tres sectores: occidental (Ayamonte-Isla Cristina), central (La Antilla-El Terrón), y oriental (Aljaraque-Punta Umbría).

Las dos formaciones hidrogeológicas adoptan clara estructura monoclinial (figura 65), con buzamiento suave hacia el SE (algo mayor para el Jurásico que para el Mioceno), y aumento de potencia en esa misma dirección, mucho más acusado para las rocas calizas que para las detríticas (fi-

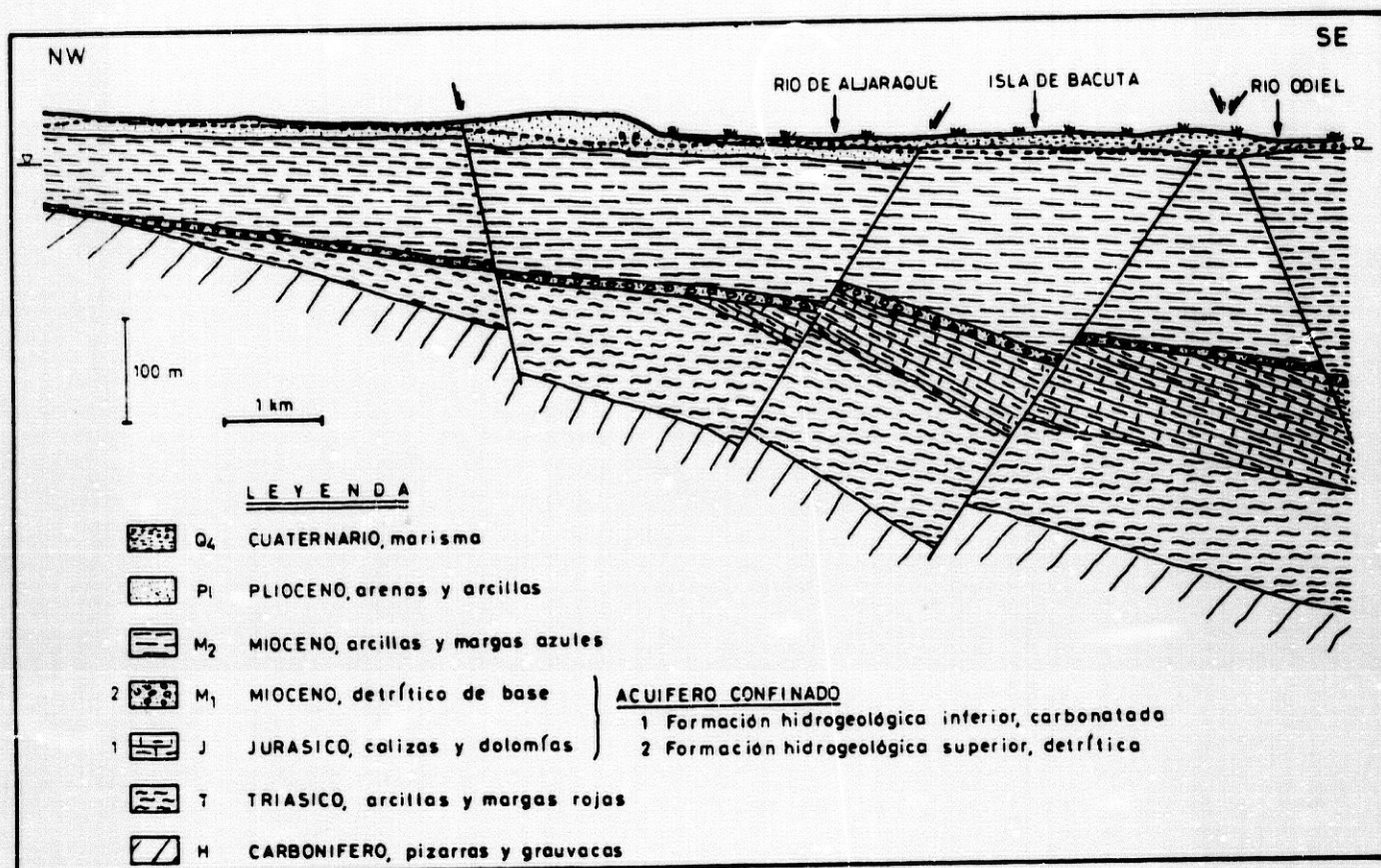


Figura 65.- Croquis esquemático para explicar la disposición estructural de formaciones hidrogeológicas (acuífero confinado)

gura 16).

El espesor más frecuente de la capa detrítica está comprendido entre 5 y 10 metros, el máximo (medido en un sondeo) es 15 metros (999, número 27), el mínimo es 0,8 metros (998, número 3), y el espesor medio, en el área estudiada, es de 8 metros.

Para los materiales calizos, el espesor más frecuente varía de 50 a 200 metros, el máximo (estimado) es 218 metros (999, número 355), el mínimo es 54 metros (998, número 15), y el espesor medio en el área es de 100 metros.

En el sector SE es en donde se alcanzan los mayores espesores de ambas formaciones hidrogeológicas. El sector está delimitado, aproximadamente, por la línea cerrada Huelva-Aljaraque-El Portil-Punta Umbría-Huelva; en

él, el detrítico probablemente alcance espesores de 25 metros, y las rocas calizas 300 metros.

4.5.2. Límites

El acuífero confinado, que se localiza en la unidad hidrogeológica profunda de esta región, tiene límites geológicos muy netos, que coinciden, a grandes rasgos, por el propio hecho del confinamiento, con los del sistema acuífero, estudiados anteriormente en el epígrafe 4.2. Aquí voy a detallar algunos aspectos de estos límites, de importancia en el régimen del acuífero.

El límite superior del acuífero lo marcan, generalmente, materiales impermeables (tramo de arcillas y margas azules del Mioceno-Plioceno; M₂-Pl), de espesor considerable, que llega a superar en algunos puntos 200 metros (999, número 355); el papel que sobre el confinamiento juega este tramo impermeable es claro, pero creo que, además, tiene gran importancia en la alimentación profunda al acuífero (flujo escaso y lento, pero continuo en el tiempo), ya que no son materiales absolutamente impermeables; este hecho puede permitir, probablemente, una determinada interconexión hidráulica entre el sistema acuífero superficial y el profundo, siempre que la diferencia de potencial de ambos acuíferos así lo permita, aunque, eso sí, a través de tiempos largos. A este aspecto me referiré más adelante.

En dos sectores el acuífero deja de comportarse como confinado, lo que sucede cuando faltan las arcillas y margas azules, y el techo pasa a estar formado por materiales semipermeables o permeables (arenas arcillosas, arcillas arenosas, gravas o arenas) pertenecientes a las formaciones hidrogeológicas del sistema acuífero superficial, y quizá, en ellos, pase a ser semiconfinado. El primer sector, en que esto ocurre, se localiza al NW de Cartaya, y representa una superficie de 20 km²; el segundo está al NE de Ayamonte, y su superficie es de 11 km². En estos sectores existe interconexión hidráulica recíproca entre ambos sistemas acuíferos, función de su diferencia de potencial de carga, como se puede ver de for-

ma clara en los cortes hidrogeológicos III, VII, IX, y X (planos 16 a 18), y de la permeabilidad del medio.

El límite inferior del acuífero está constituido por un substrato, esencialmente impermeable, que en la mitad septentrional del área ocupada por el acuífero comprende pizarras y grauvacas del flysch carbonífero (Viseense, H), y en la mitad meridional arcillas y margas rojas, con yesos, e intercalaciones de tobas volcánicas, triásicas (Keuper ?, T).

El acuífero se encuentra, por tanto, en carga en el 95 por 100 de su extensión, al quedar comprendido entre formaciones hidrogeológicas impermeables.

Respecto a los límites laterales del acuífero, sólo diré que, dada la forma geométrica particular (tipo "acuñamiento" a gran escala) de esta unidad hidrogeológica, y su posición geográfica, los únicos que existen son el septentrional y el meridional.

- El límite norte viene definido por la línea de espesor nulo (isopaca de cero metros) del tramo detrítico del Mioceno superior (M_1).

- El límite sur queda determinado por la interfase agua dulce-agua salada, cuya posición, en este acuífero, se desconoce en la actualidad, por la elevada profundidad de yacimiento (generalmente superior a 200 metros) de las aguas subterráneas en este límite meridional.

Los límites oriental y occidental del acuífero quedan fuera del área investigada, ya que hay continuidad de las formaciones hidrogeológicas detrítica y caliza, hacia el este y el oeste, áreas que deberían investigarse en el futuro para determinar, con exactitud, la extensión de la(s) cuenca(s) que comprende(n) este sistema acuífero. Los límites que, a este respecto, figuran en el mapa hidrogeológico del acuífero confinado (plano 19) hay que entenderlos como límites de área investigada y no de unidad hidrogeológica.

4.5.3. Condiciones en los límites

Son las que determinan la identificación espacial del sistema hidrogeológico.

Las condiciones en los límites del ac ifero confinado (plano 19) son las siguientes:

- a) Al norte, el contacto con materiales impermeables del substrato por acuñamiento estratigráfico de la formación hidrogeológica miocénica (M_1). Lo considero como límite a flujo impuesto con caudal nulo.
- b) Al sur, la interfase agua dulce-agua salada debida a la presencia del Oce ano Atlántico. Lo considero como límite a potencial impuesto.
- c) Al este, el límite consta de dos tramos:
 - Un primer tramo que comprende la línea que va, por el cauce del río Odiel, desde Gibraleón hasta las cercanías de Huelva. Lo considero como límite a flujo impuesto, con caudal entrante debido a alimentación (flujo hacia el ac ifero) a partir del área de afloramiento de materiales detríticos miocénicos (M_1), afloramiento que se sitúa, entre Gibraleón y Trigueros, en el sector denominado "arroyo del Puerco" (a 5,5 kilómetros de Gibraleón, en dirección ENE).
 - El segundo tramo comprende la línea que va desde las cercanías de Huelva a la desembocadura del río Odiel. Lo considero como límite a flujo impuesto, con caudal saliente, debido al drenaje (flujo desde el ac ifero) hacia la cuenca de Niebla-San Juan del Puerto.
- d) Al oeste, el área probable de infiltración hacia el ac ifero (por falta del techo impermeable arcillo-margoso) del río Guadiana. Lo considero como límite a flujo impuesto.

- e) El área de alimentación, por infiltración de precipitaciones eficaces, localizada en el afloramiento calizo de Ayamonte. Lo considero como límite a potencial y flujo impuestos, con caudal entrante.
- f) El techo impermeable del acuífero. Lo considero como límite a flujo nulo.
- g) El substrato impermeable del acuífero. Lo considero como límite a flujo nulo.

4.6. CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS

4.6.1. Superficie piezométrica y régimen del acuífero

Como indiqué en el epígrafe 4.3, el número de puntos acuíferos existentes en esta unidad hidrogeológica es de 83 (Anejo 5); de ellos, 58 puntos captan sólo la formación hidrogeológica superior (M_1 , detrítica de base del Mioceno superior), 24 puntos captan la formación hidrogeológica inferior (J, rocas calizas del Jurásico), y sólo un punto (998, número 5; 250 metros de profundidad) capta ambas formaciones acuíferas; esto indica que el 70 por 100 de las obras (pozos o sondeos) que se han realizado en el área investigada, para captar aguas subterráneas de este sistema acuífero, sólo cortan la formación hidrogeológica detrítica del Mioceno (M_1), que es la más extensa y conocida, aunque la menos potente. La propia geometría del acuífero (epígrafe 4.5), es la responsable de este porcentaje tan elevado, ante la demanda de agua en extensos sectores, en los que no existe la unidad caliza en el subsuelo; no obstante este hecho real, creo que debe de tenderse a proyectar obras que corten las dos formaciones hidrogeológicas (detrítica y caliza) del sistema acuífero, para lograr así, en el tiempo, aprovechar mejor sus recursos.

La densidad de puntos existentes (1,3 puntos cada 10 km^2) es baja, lo que, unido a su desigual distribución, no favorece la realización de curvas isopiezas precisas, aunque sí aproximadas.

De los 83 puntos acuíferos que existen en la unidad, sólo 26 puntos (24 sondeos y 2 pozos) tienen datos que permiten trazar las curvas isopiezas del acuífero.

En estos 26 puntos acuíferos, el control de niveles piezométricos es muy desigual; sólo en 3 piezómetros se ha controlado mensualmente el nivel (IGME), desde marzo de 1975, y muy esporádicamente en años anteriores (agosto de 1964 y mayo de 1968); en el resto (23 puntos) el nivel se ha medido ocasionalmente, y con control anual (en 1964 por el INC, y en 1968, 69, 75, y 80 por el IGME).

Los 26 puntos tienen efectuada nivelación topográfica, 15 con precisión centimétrica y 11 con precisión métrica. En la tabla 20 reflejo los prin-

HOJA DEL MTN (Escala 1/50 000)	NUMERO DE INVENTARIO	NATURALEZA	COTA DEL TERRENO (m)	PROFUNDIDAD HASTA EL AGUA (m)	NIVEL PIEZOMETRICO (m)
981	94	sondeo	34.02(x)	7.98	26.04
	100	sondeo	28 (xx)	0	28
	191	sondeo	69.34(x)	23.90	45.44
	192	sondeo	57.15(x)	19.54	37.61
998	1 (.)	sondeo	40 (xx)	32.26	7.74
	4	sondeo	30 (xx)	29.32	0.68
	6	sondeo	2 (xx)	0	2
	11 (.)	sondeo	28.80(x)	5.71	23.09
	32	sondeo	2.63(x)	2.80	-0.17
	46 (.)	sondeo	7.87(x)	3.56	4.31
	156	sondeo	7.50(x)	2.50	5.0
	191-bis	sondeo	32.57(x)	22.43	10.14
	226	pozo	22 (xx)	5.54	16.46
	236	sondeo	6.50(x)	20	-13.50
	237	pozo	30 (xx)	10.45	19.55
241	sondeo	14.67(x)	15.36	-0.69	
999	6	sondeo	29.50(x)	0	29.50
	19	sondeo	19 (xx)	0	19
	20	sondeo	36 (xx)	0	36
	28	sondeo	35 (xx)	2.27	32.73
	194	sondeo	18 (xx)	0	18
	226	sondeo	16.4 (x)	5.48	10.92
	258	sondeo	5.60(x)	14.40	-8.80
	260	sondeo	9.93(x)	8.07	1.86
	267	sondeo	16.2 (x)	8.61	7.59
	269	sondeo	16 (xx)	0	16

(x) Puntos con nivelación topográfica (precisión centimétrica)

(xx) Puntos nivelados con altímetro de precisión (1 m)

(.) Piezómetro

Niveles medidos los días 7 y 8 de Octubre de 1981

Tabla 20.- Puntos de agua utilizados para el trazado de la superficie piezométrica del acuífero confinado (valor positivo, nivel estático; valor negativo, nivel dinámico)

cipales datos de los mismos, que he utilizado para trazar la superficie piezométrica del acuífero confinado; se puede observar que 7 sondeos son surgentes.

Los 24 sondeos empleados alcanzan el substrato impermeable del acuífero; de ellos, 21 son sondeos completos y están perforados en la formación detrítica miocénica (M_1), y 3 son sondeos incompletos cuya franja filtrante está enfrentada a la parte más permeable de la unidad caliza jurásica (J). Los dos pozos son parcialmente penetrantes (captan la roca caliza), y están muy próximos al afloramiento calizo de Ayamonte.

El control del nivel piezométrico en esta red de puntos, lo realicé los días 7 y 8 de octubre de 1981, por lo que puede considerarse como isocrono. Los datos obtenidos corresponden a condiciones de equilibrio del nivel de agua en la obra, excepto los de sectores deprimidos de la superficie piezométrica, que responden a condiciones dinámicas.

También dispongo, entre los puntos seleccionados, de datos relativos a 3 piezómetros, en los que existe control mensual de niveles para el período 1975 a 1982. Los piezómetros se encuentran en la mitad meridional del área estudiada (S98, números 1, 11, y 46), en el sector próximo a Lepe. Más adelante me referiré a la evolución del nivel de los piezómetros, para tratar de sacar alguna conclusión respecto al régimen del acuífero.

En el plano 19 represento las curvas isopiezas del acuífero, correspondientes a octubre de 1981, que he trazado en base al control de niveles del área media y baja del sistema acuífero, principalmente.

En el mapa piezométrico destacan dos direcciones de flujo fundamentales:

- Una, con vergencia hacia el SSE, corresponde a la parte oriental del sistema, que se drena, en la vertical del sector de marismas del río Odiel, hacia la región de Niebla-San Juan del Puerto.

El gradiente hidráulico no es constante a lo largo de todo el sector; así, por ejemplo, entre los puntos 191 y 19 es del 0,3 por 100, entre el 191 y el 192 del 0,8 por 100, y alcanza el máximo en las inmediaciones del umbral hidráulico, de dirección NE-SW, que pasa entre Corrales y Huelva, en donde los valores están comprendidos entre 0,5 y 1,5 por 100.

- Otra dirección de flujo, localizada en la parte central y occidental del sistema, con vergencia SSW hacia el Océano Atlántico.

El gradiente es sensiblemente más bajo, y oscila en promedio alrededor del 0,3 por 100.

El trazado de líneas divisorias de aguas subterráneas, parece indicar que sólo existe una cuenca hidrogeológica incompleta, aunque con dos sectores distintos, separados por la línea divisoria de dirección NW-SE que pasa por Aljaraque:

- El sector oriental de la cuenca, que se extiende entre Aljaraque y Huelva, se sitúa al este de la línea divisoria, y está conectado hidráulicamente con la cuenca San Juan del Puerto-Trigueros (recibe aportes de ella por el sector noreste, y se drena hacia ella por el sector sureste).

- El sector occidental de la cuenca, que abarca desde Aljaraque hasta Ayamonte, se sitúa al oeste de la línea divisoria; es el más extenso, y se prolonga hacia Portugal por el sector oriental del Algarve, lo que es coherente, en parte, con perfiles hidrogeológicos que, para ese sector ha establecido Van BEERS (Van BEERS et al., 1981).

Al norte de Isla Cristina, así como entre Aljaraque y Corrales, he observado piezometrías deprimidas por debajo de la cota del mar; son los sectores de mayor concentración de puntos de bombeo, y, en ambos, los niveles de depresión máximos corresponden a condiciones dinámicas. En el sector comprendido entre Aljaraque y Cartaya, en particular, el cono de sobreexplotación, que se observa, corresponde a un bombeo de 6 l/s ;

ello puede ser indicio de baja permeabilidad local, o de pérdidas de carga sustanciales en el pozo pero, en cualquier caso, a nivel del acuífero, la representatividad del dato de depresión puede ser escasa.

También tengo que destacar que, aunque hay algún sondeo surgente en el sector central (999, número 194) y occidental (998, número 6) del área, el artesianismo se presenta, fundamentalmente, en los puntos de medida del sector comprendido al este de la línea, de dirección NNE-SSW, que pasa por Gibraleón y Aljaraque. En ausencia de datos sobre la presión de los sondeos artesianos, no conozco los niveles piezométricos exactos pero, ya que el agua generalmente fluye a nivel de la boca de los pozos, he tomado la cota de ésta como nivel piezométrico; esto puede influir en que la representatividad del mapa de isopiezas sea discutible en ese sector, pero creo, no obstante, que es bastante aproximada.

La zona de alimentación regional del acuífero comprende, principalmente, la franja septentrional, próxima al contacto con el substrato impermeable aflorante, que se extiende entre Ayamonte, Gibraleón y Trigueros; la alimentación se realiza a partir del agua de lluvia, tanto en las áreas de afloramiento de la unidad caliza jurásica (Ayamonte) y detrítica miocénica (arroyo del Puerco, entre Gibraleón y Trigueros), como en las de recubrimiento terciario y cuaternario, en donde el escaso espesor de arcillas y margas azules (e incluso la falta de las mismas), del techo impermeable, permite que el acuífero superior, recargado directamente por la lluvia, alimente al profundo en los sectores en que la diferencia de presión de carga entre ambos así lo permita, como puede observarse en los cortes hidrogeológicos (planos 16 a 18); la escorrentía superficial de los materiales paleozoicos del norte, creo que contribuye también, de forma importante, a la alimentación del acuífero, en el borde septentrional del área ocupada por el mismo, aunque es difícilmente cuantificable.

El drenaje natural del acuífero se realiza, a nivel regional, directamente al Océano Atlántico; localmente, el drenaje por el límite suroriental, hacia la cuenca de Niebla-San Juan del Puerto, puede tener cierta importancia,

y convendría investigarlo en el futuro mediante la realización de sondeos profundos en este sector, que en la actualidad no existen.

De forma general, en el sector oriental del mapa de curvas isopiezas, el gradiente hidráulico aumenta en el sentido del flujo, y alcanza su valor máximo (1,5 por 100) entre Aljaraque y Corrales. En principio, cabría pensar que una disminución local de permeabilidad y/o sobreexplotación del acuífero (999, sondeo número 258), son responsables del alto gradiente observado. Los estudios de subsuelo, que he realizado, muestran (perfil V, plano 16) cómo el espesor del acuífero aumenta, de forma notoria, en el mismo sentido que el gradiente hidráulico, por presencia de materiales calizos del Jurásico; datos de bombeo existentes indican que la transmisividad varía poco, por lo que, efectivamente, debe haber disminución de permeabilidad del material acuífero en este sector, debida bien a escaso grado de fisuración de las calizas, o bien a colmatación de fracturas por material de relleno. El paralelismo entre el área donde se alcanzan los gradientes máximos y el trazado del umbral hidráulico, que figura en el mapa, es evidente, por lo que creo que su presencia es, también, determinante del elevado valor del gradiente, sobre todo en las cercanías de Corrales, donde el salto de falla es mayor (perfiles V, VI, y VII; planos 16 y 17).

En el sector central y occidental del mapa, por el contrario, el gradiente hidráulico disminuye en el sentido del flujo, principalmente en la parte meridional; el aumento de transmisividad, por incremento del espesor y permeabilidad del material acuífero (perfiles II y III, plano 16), es responsable del bajo gradiente de este sector; la presencia de la unidad caliza en el área La Antilla-El Terrón, y en el área Isla Cristina-Ayamonte, con grado de fisuración (microfisuras) elevado, tiene influencia decisiva sobre este hecho.

La evolución del nivel piezométrico del acuífero se controla en ocho puntos acuíferos (sondeos); en seis de ellos desde 1975 (981, número 1; 998, números 1, 11, y 46; 999, números 26 y 39), y en los dos restantes, cu-

yo control propuse al IGME, desde 1982 (999, números 30 y 226).

Los principales datos de la red piezométrica, respecto a situación y características, los reflejo en la tabla 21. Dos sondeos superan 300 metros

HOJA DE L. M.T.N. 1/50.000	NUMERO DE INVENTARIO		NATURALEZA	COORDENADAS GEOGRAFICAS X= LONGITUD Y= LATITUD Z= COTA (m)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (m)	PERIODO DE CONTROL	ACUIFERO CONTROLADO
	ARCHIVO DE ORIGEN	REGISTRO NACIONAL					
981	1	9406001	sondeo	3°21'02'' 37°20'05'' 35,00 (+)	80,35	26-3-75 a 4-4-81	M ₁
998	1	8414026	sondeo	3°33'43'' 37°15'03'' 40 (++)	94,50	24-3-75 a 1-11-82	M ₁
	11	8414004	sondeo	3°30'08'' 37°17'20'' 28,80 (+)	187	25-3-75 a 1-11-82	M ₁
	46	8418012	sondeo	3°22'05'' 37°12'30'' 7,87 (+)	100	21-5-75 a 1-11-82	M ₁
999	26	9412006	sondeo	3°21'00'' 37°15'50'' 28 (++)	261,5	25-3-75 a 2-2-82	M ₁
	30	9413009	sondeo	3°19'46'' 37°16'40'' 20 (++)	268	2-7-82 a 1-11-82	M ₁
	39	9416001	sondeo	3°23'00'' 37°14'02'' 30,00 (+)	533	2-5-75 a 2-11-80	M ₁
	226	9416009	sondeo	3°20'00'' 37°14'48'' 16,46 (+)	392	1-2-82 a 1-11-82	J

(+) Punto con nivelación topográfica (precisión centimétrica)
(++) Punto nivelado con altímetro de precisión (± 1 m)

Tabla 21.- Datos de situación y principales características de la red piezométrica (acuífero confinado)

de profundidad (999, números 39 y 226), cuatro están comprendidos entre 100 y 300 metros (998, números 11 y 46; 999, números 26 y 30), y dos tienen profundidades inferiores a 100 metros (981, número 1; 998, número 1): En seis sondeos se alcanza el substrato impermeable del acuífero (981, número 1; 998, números 1 y 11; 999, números 26, 30 y 39), en uno queda a 13 metros bajo el fondo de la obra (999, número 226), y del otro sondeo (999, número 46) no poseo datos al respecto. En siete sondeos sólo está presente la unidad detrítica miocénica (M₁), y en uno (999, número 226) las dos formaciones hidrogeológicas (M₁ y J) del acuífero, aunque sólo capta la caliza jurásica (J). Todas las obras están entubadas; en tres el diámetro (\varnothing interior de la tubería metálica) es de 300 milímetros, en cuatro de 350 milímetros, y una tiene diámetro de 400 milímetros.

Los piezómetros controlan, principalmente, la mitad meridional del área abarcada por el acuífero. Dos puntos se sitúan en áreas de alimentación (981, número 1; 998, número 11), y dos (998, número 46; 999, número 30) en áreas de drenaje (plano 19).

Las medidas de nivel, con periodicidad mensual, se iniciaron en seis puntos, entre los meses de marzo y mayo de 1975, y sólo en casos excepcionales (por derrumbamiento de la obra) se han interrumpido (999, números 26 y 39); en los otros dos puntos las medidas comenzaron, a propuesta del autor, en 1982, por lo que el período de control es, aún, insuficiente.

En las tablas 22 a 29 (Anejo 8) reflejo los datos de nivel en la red piezométrica.

He establecido la relación precipitación-nivel, sólo en piezómetros con datos más completos (981, número 1; 998, números 1, 11, y 46; 999, número 39), y que tienen cerca una estación pluviométrica. La precipitación mensual, en las diferentes estaciones empleadas en esta relación, figura en la tabla 30.

En las figuras 66 a 70, he representado la evolución del nivel piezométrico y la pluviometría, para un período de 8 años (1975 a 1982), lo que da idea de la tendencia de niveles para el año hidrológico medio (1975/82).

La menor fluctuación se acusa en el punto número 46 (inferior a 0,5 metros; figura 67), debido a que se localiza en el área de descarga más importante de la unidad. La mayor fluctuación corresponde al punto acuífero número 39 (superior a 6 metros; figura 66), y, posiblemente, es consecuencia de bajo coeficiente de almacenamiento local, y de las extracciones por bombeo que se efectúan en el sector. Otras fluctuaciones importantes corresponden a los puntos 1/981 (superior a 3 metros; figura 70), y 11/998 (próxima a 2 metros; figura 68); ambos puntos se localizan en áreas de alimentación del acuífero. La fluctuación del nivel en el punto restante (998, número 1; figura 69) es del orden de 0,5 metros, lo que, unido a

NOMBRE	AÑO	En	Fe.	Mar.	Ab.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oc.	No.	Di.
GIBRALTOR (603)	1975	54	88,5	12,1	30,5	34,5	2,5	0,0	0,0	0,5	1,3	4	115
	1976	30	46	34	67	3,5	1	0,0	28,5	89,5	71	53	168
	1977	152	88	7	1,6	2	16	3,0	0,0	1,3	89,5	114	237
	1978	81	87,5	30	59,5	55,5	28	0,0	0,9	0,0	39	42	118
	1979	154	130	71	53	1,0	2	2	0,0	5	144	4	16
	1980	36	70	35	43	90	2	0,0	1	71	39	163	0,0
	1981	0,0	11	36	42,5	10	0,0	0,0	0,0	22,5	27	0,0	193
	1982	9,2	23	40	63	0,0	0,0	30	21	19	13,5	116	16
LEFE (553)	1975	68,5	62,5	71,5	72	53,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	108
	1976	32	48,9	30,5	63,4	1	1	0,0	29,5	78,5	72,2	29,2	203
	1977	178	58	5	18,6	2,5	12	0,0	0,0	10	109	80	150
	1978	125	94	13	63	50	10	0,0	0,0	0,0	46	64	93,5
	1979	177	100	49,5	40	0,0	32	0,0	0,0	7	148	1,7	2
	1980	24,5	113	44,5	47	51	-	0,0	1	5	41	111	0,0
	1981	8,6	10,5	34	-	3	0,0	0,0	0,0	13,5	32	0,0	152
	1982	59,3	20,7	44,5	19	0,0	0,0	5	2,2	35	1,5	90,5	19
CARPATA (551)	1975	62,6	63,1	58,9	53	49	0,0	0,0	0,0	0,0	1	3,6	102
	1976	29	41,5	22	33	0,0	10	0,0	33	89	61	35,5	148
	1977	144	69,5	5	2	18	0,0	0,0	0,0	6	100	83	185
	1978	114	95	38	43	66,5	10	0,0	0,0	0,0	37	40	105
	1979	153	105	54	45	8	10	0,0	0,0	4,6	134	1,5	4
	1980	24,1	94,8	57,1	40	75,8	0,0	4	0,0	22	36,3	98,7	0,0
	1981	4	8,8	25	31,4	5	0,0	0,0	0,0	13	25	2	139
	1982	65,9	19,1	64	28,2	0,0	0,0	22	12	-	6,5	85,9	15,5
LA ANTILLA (553 I)	1975	67,8	52,6	66	44,9	44,9	0,0	0,0	0,0	0,0	8,2	0,0	112
	1976	23,6	35,1	35	73	1,4	0,0	0,0	19	81,3	55,3	31,9	167
	1977	130	64,9	0,0	0,0	0,0	18,1	0,0	0,0	0,0	110	84,7	32
	1978	36	64,7	18	29,5	33,6	0,0	0,0	0,0	0,0	30,6	89,7	102
	1979	177	109	44,7	34	0,0	37,1	0,0	0,0	1,2	132	0,0	3,7
	1980	24	69,2	52,8	45,6	93,5	0,0	0,0	0,0	6,2	31,8	102	0,0
	1981	5,8	13,8	33,6	36,2	6,5	0,0	0,0	0,0	5,4	24,5	0,0	144
	1982	63,2	14	39,3	21,2	0,0	0,0	18,7	4,2	30,8	6,6	63	17
EL ROMPIDO (554)	1975	68,5	83	70,5	63	40	0,0	0,0	0,0	0,0	10	2,5	162
	1976	32	26	26,5	74,5	7	0,0	0,0	21,5	72	58,5	36,5	157
	1977	198	88	3,5	0,0	7	19	0,0	0,0	16	120	82	192
	1978	48	85	25,5	45,5	52	7	0,0	0,0	0,0	51	72	148
	1979	127	125	59,5	39,5	0,0	14,5	0,0	0,0	3	142	10	7
	1980	21	62	37,5	31	80	3	0,0	0,0	22	45	-	0,0
	1981	-	15	45	39	8	0,0	0,0	0,0	18	12	0,0	172
	1982	98	21	22	48	0,0	0,0	0,0	0,0	23	7	8	26

Tabla 30. - Precipitación mensual (mm) en las estaciones utilizadas para el estudio de la relación pluviométrica-nivel piezométrico (acuífero confinado)

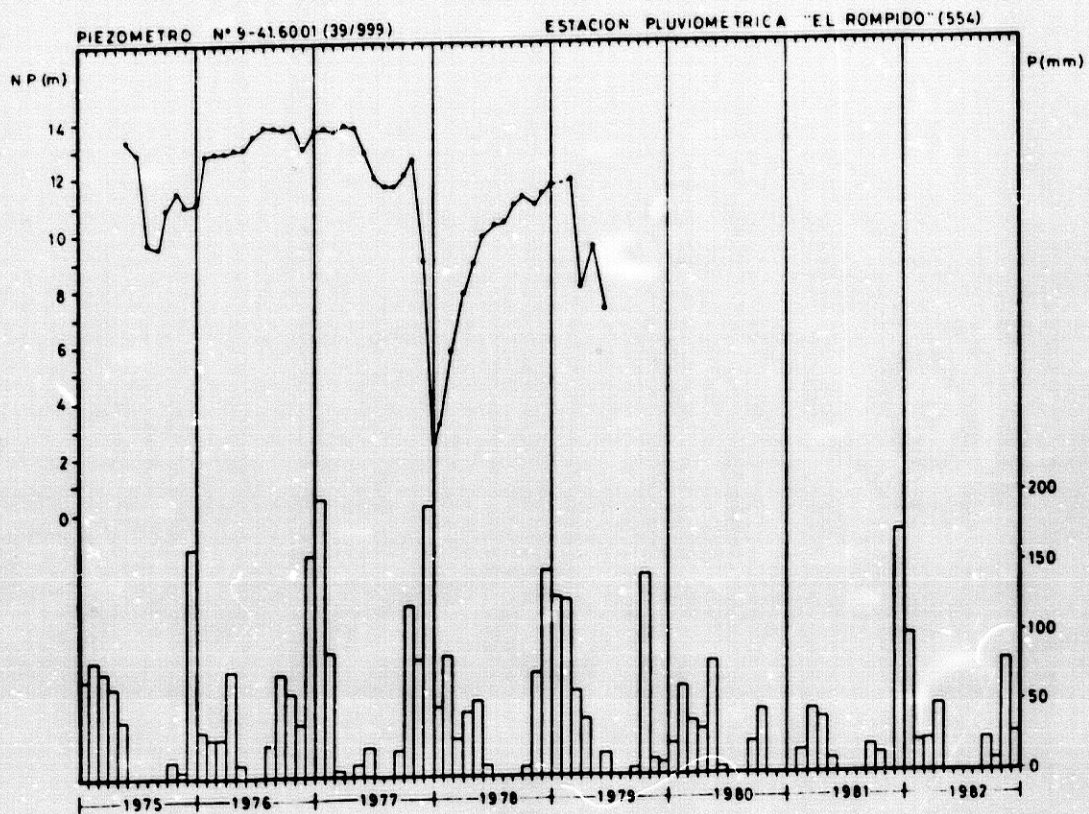


Figura 66.-Fluctuación de niveles y precipitación

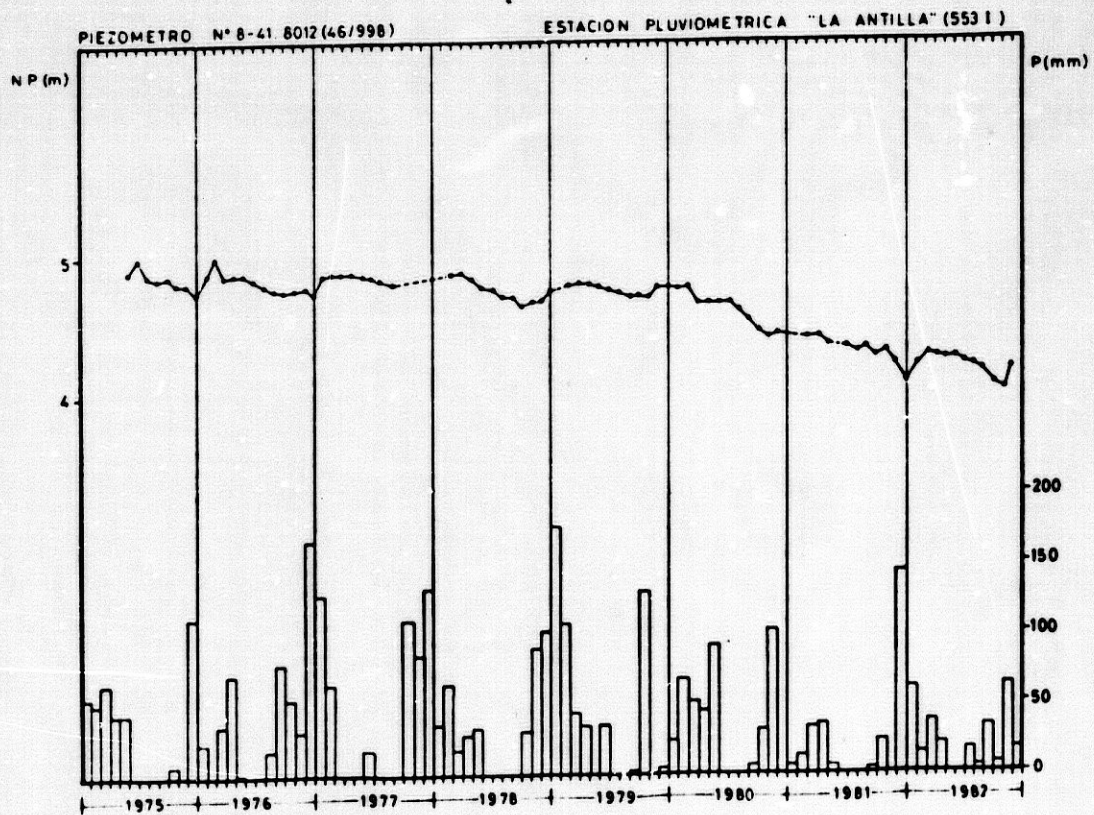


Figura 67.-Fluctuación de niveles y precipitación

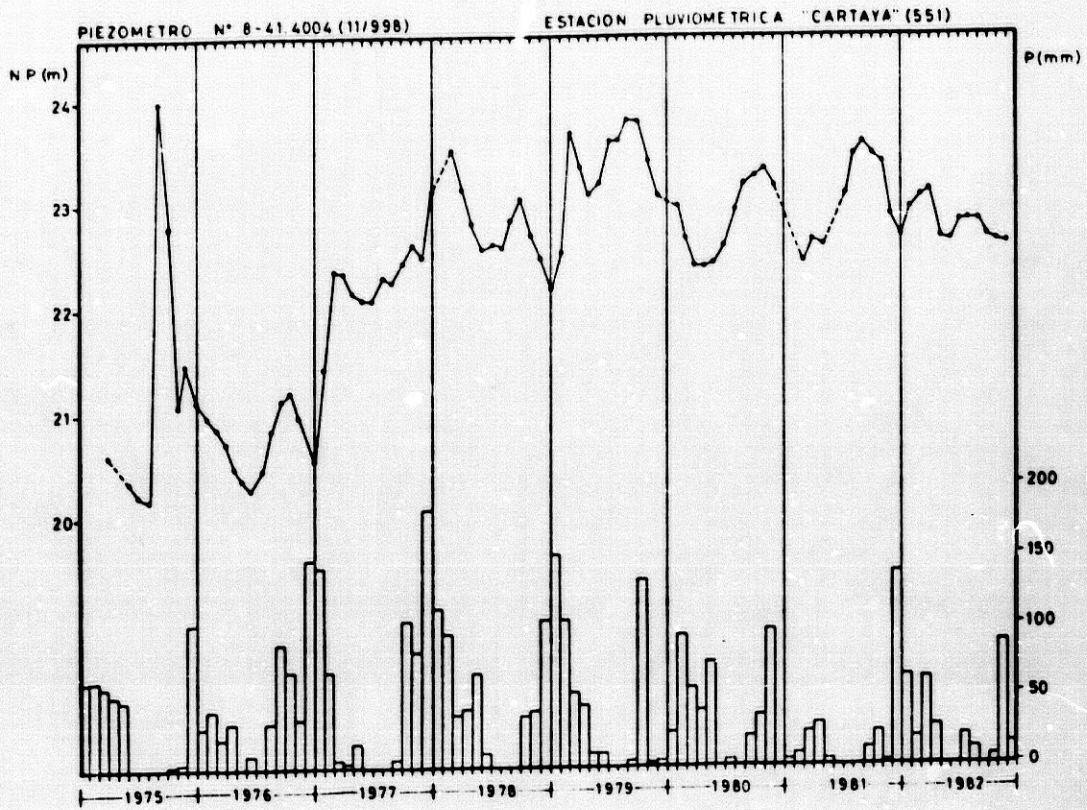


Figura 68.- Fluctuación de niveles y precipitación

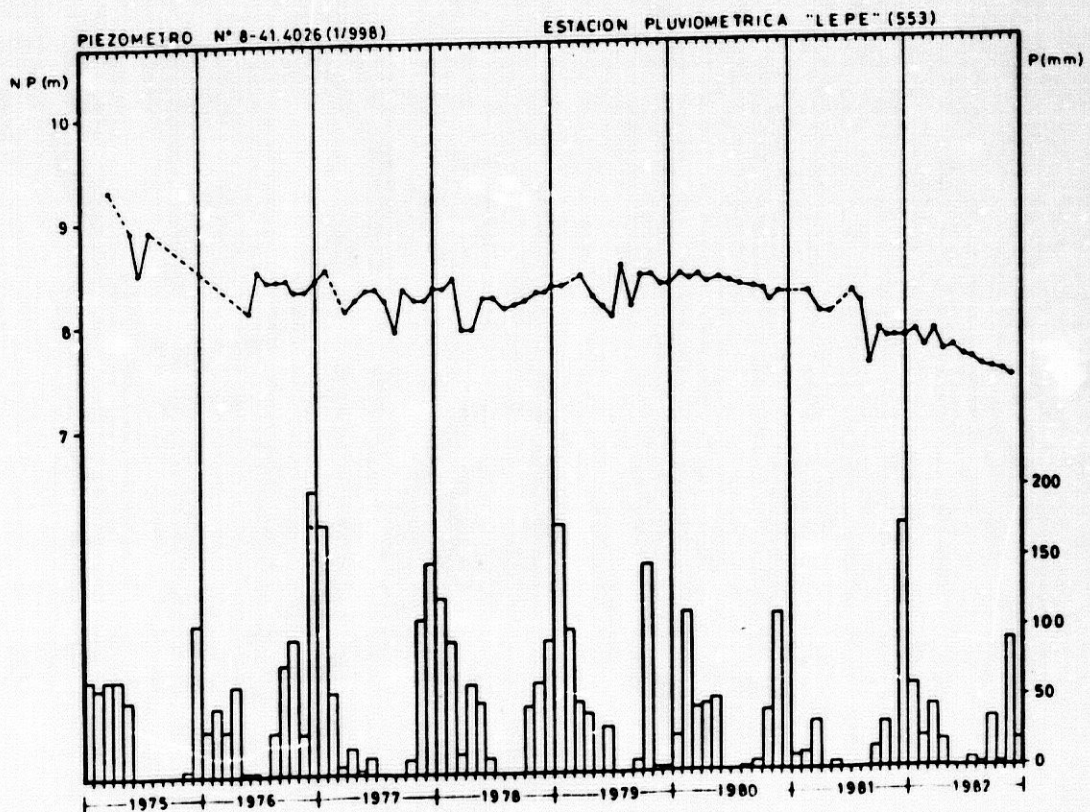


Figura 69 - Fluctuación de niveles y precipitación

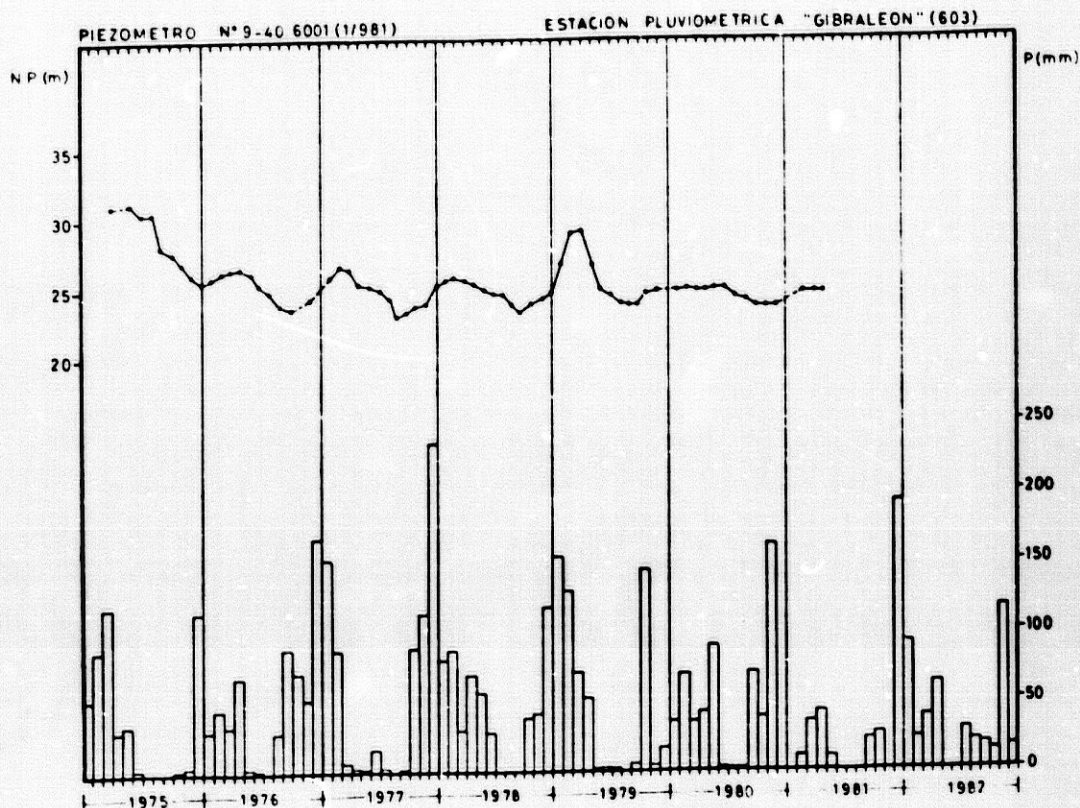


Figura 70.- Fluctuación de niveles y precipitación

la fuerte extracción en el sector, puede ser indicativo de elevado coeficiente de almacenamiento local.

En el cuadro 51 expreso los valores de la fluctuación anual, y media anual

HOJA DEL MTN (escala 1:50,000)	NUMERO DE ORDEN	PERIODO DE OBSERVACION															AÑO MEDIO															
		1975			1976			1977			1978			1979			1980			1981			1982			1975-1982						
		N.P. MAX (1)	N.P. MIN (2)	ALT FLUC (3)	N.P. MAX	N.P. MIN	ALT FLUC	N.P. MAX	N.P. MIN	ALT FLUC	N.P. MAX	N.P. MIN	ALT FLUC	N.P. MAX	N.P. MIN	ALT FLUC	N.P. MAX	N.P. MIN	ALT FLUC	N.P. MAX	N.P. MIN	ALT FLUC	N.P. MAX	N.P. MIN	ALT FLUC	N.P. MED ANUAL (4)	N.P. MED ANUAL (5)	N.P. MED ANUAL (6)	ALT MED ANUAL (7)			
981	1	31,1	25,4	5,7	26,3	23,5	2,8	26,5	22,8	3,7	25,6	23,0	2,6	28,9	24,3	4,6	24,6	23,3	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25,4	27,0	1,6	3,4
990	1	9,3	8,5	0,8	8,5	8,1	0,4	8,5	7,9	0,6	8,4	7,9	0,5	8,4	8,0	0,4	8,4	8,1	0,3	8,2	7,5	0,7	7,8	7,3	0,5	8,1	8,4	7,9	0,5	1,5		
	11	24,0	20,1	3,9	21,1	20,2	0,9	23,0	21,4	1,6	23,4	22,1	1,3	23,7	22,4	1,3	23,2	22,3	0,9	23,5	22,3	1,2	23,0	22,5	0,5	22,2	22,3	21,4	0,9	1,5		
	46	4,9	4,7	0,2	5,0	4,7	0,3	4,88	4,81	0,07	4,8	4,6	0,2	4,8	4,7	0,1	4,7	4,4	0,3	4,4	4,1	0,3	4,2	4,0	0,2	4,6	4,7	4,5	0,2	0,2		
999	26	19,4	18,7	0,7	19,3	18,7	0,6	20,5	19,0	1,5	20,6	19,6	1,0	21,0	19,9	1,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,0	
	39	13,2	9,5	3,7	13,8	12,8	1,0	13,8	12,5	1,3	11,6	11,6	0,0	11,8	1,9	9,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,9	
	226	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

(1), nivel piezométrico máximo anual; (2), nivel piezométrico mínimo anual; (3), altura de fluctuación anual ((1)-(2)); (4), nivel piezométrico medio anual; (5), nivel piezométrico máximo medio anual; (6), nivel piezométrico mínimo medio anual; (7), altura de fluctuación media anual. Valores en metros.

Cuadro 51. Fluctuación de niveles en la red piezométrica

de nivel en la red piezométrica, para el período 1975 a 1982, por años naturales, y en el cuadro 52 los correspondientes a la fluctuación máxima

HOJA DEL M.T.N. (1/50 000)	PIEZOMETRO	AÑO HIDROLOGICO							AÑO HIDROLOGICO MEDIO
		1975/76	1976/77	1977/78	1978/79	1979/80	1980/81	1981/82	1975/82
981	1 +	3,26	3,74	2,55	5,38	1,13	A.I.	S.D.	3,21
998	1	A.I.	0,63	0,50	0,48	0,22	0,64	0,40	0,47
	11 +	1,21	1,89	1,03	1,62	1,42	A.I.	0,74	1,31
	46 ++	0,28	0,15	0,24	0,14	0,32	A.I.	0,23	0,22
999	26	0,36	1,22	1,36	1,38	A.I.	S.D.	S.D.	1,08
	30	S.D.	S.D.	S.D.	S.D.	S.D.	S.D.	A.I.	-
	39	2,79	2,17	10,05	A.I.	S.D.	S.D.	S.D.	-
	226	S.D.	S.D.	S.D.	S.D.	S.D.	S.D.	A.I.	-

+ Piezómetro situado en área de alimentación
 ++ Piezómetro situado en área de drenaje
 A.I. Año incompleto
 S.D. Año sin datos

Cuadro 52. - Amplitud de la fluctuación máxima anual de niveles piezométricos en la red de control del acuífero confinado (valores expresados en metros)

de dicho nivel, por años hidrológicos (octubre-septiembre). En base a los datos de que dispongo, que son muy incompletos, puedo indicar que la amplitud de la fluctuación del nivel piezométrico del acuífero, medida en sondeos que sólo cortan la formación hidrogeológica del detrítico miocénico (M_1), es importante, con valores máximos comprendidos entre 0,2 y 3,2 metros, para el año hidrológico medio (1975/82); estos datos pueden ser poco significativos, al no estar referidos a sondeos que cortan las dos formaciones acuíferas, pero hay que tener en cuenta que corresponden a puntos en los que no existen materiales calizos jurásicos (J), por lo que, para esos sectores, sí que son representativos, aunque no lo sean a nivel global de la unidad hidrogeológica.

Del análisis de las figuras 66 a 70, deduzco que es notable la acusada respuesta de la piezometría a lluvias superiores a 50 milímetros, en áreas de alimentación (puntos números 1/981 y 11/998) donde el recubrimiento impermeable (arcilla y marga azul) es poco potente (1/981), o no existe

(11/998). Las tormentas estivales no suelen afectar a los niveles de agua, debido probablemente a que no produzcan infiltración, aunque también es posible que, por la periodicidad de las medidas, y por corresponder con la época de extracciones más importantes, la recuperación pase desapercibida.

Por las mismas razones que expuse para el acuífero semiconfinado (epígrafe 3.7.1.2), las oscilaciones del nivel piezométrico debidas a otros fenómenos (mareas, cambios de presión, ... etc.) no las he podido poner de manifiesto, pero tengo que señalar que los elementos que más afectan a las oscilaciones del nivel son las lluvias y las extracciones (bombeo).

En cuanto a la tendencia evolutiva de niveles, los datos que existen son insuficientes para obtener una idea clara. En tres puntos (981, número 1; 998, números 1 y 46) observo ligera tendencia al descenso, más acusada en el número 46, lo que es indicio de drenaje del acuífero, superior a la alimentación, mientras que en un punto (11/998) sucede al contrario; he de indicar que el punto 11 se encuentra situado en un sector de contacto, en la vertical, entre los dos sistemas acuíferos de la región, por lo que la tendencia que se observa al aumento de nivel, puede tener su origen en la recarga del acuífero superficial (drenaje en profundidad) al acuífero profundo, en este sector.

4.6.2. Caudales y parámetros hidráulicos

4.6.2.1. Caudales

De los ochenta y tres puntos acuíferos inventariados en esta unidad (Anejo 5), he de señalar que 17 son pozos, y el resto (66 puntos) son sondeos.

De los 66 sondeos, 11 fueron anulados (9 cortan materiales detríticos miocénicos, 1 rocas calizas jurásicas, y 1 corta a ambos materiales) por causas diversas (caudal escaso, salinidad del agua, desarrollo insuficiente, derrumbamiento de la obra, ... etc.); en 14 sondeos desconozco el caudal y la depresión (11 captan la formación hidrogeológica detrítica y 3 la ca-

liza); en los 41 sondeos restantes conozco datos, en principio fiables, de caudal, y de ellos en 25 desconozco la depresión, y en los demás (16) el valor dado se debe tomar sin reservas, puesto que fueron controlados por personal del INC, IRYDA, e IGME.

En la tabla 31 presento el resumen de valores de caudal y depresión en los

HOJA DEL MTN (1:50.000)	NUMERO DE INVENTARIO	NATURALEZA DE LA OBRA	PROFUNDIDAD (m)	ESPESOR CAPTADO (m)	CAUDAL		DESCENSO (m)	CAUDAL ESPECIFICO Q/s (l/s/m)	OBSERVACIONES
					Q (l/s)	S			
981	3	sondeo	25,2	4	2	10,36	0,19	INC	
	92	sondeo	55	2,5	4,5	-	-	IGME	
	94	sondeo	53	4	4	-	-	surgente	
	100	sondeo	34	3,5	7	-	-	surgente	
	101	sondeo	-	-	12	-	-		
	119	sondeo	22	6	5	-	-		
	191	sondeo	-	-	15	-	-		
	192	sondeo	-	-	20	-	-		
193	sondeo	30	7	15	-	-	surgente		
982	1	sondeo	94,5	6,6	22	5,03	4,37	INC	
	4	sondeo	210,7	11	38,9	10,26	3,79	INC	
	13	sondeo	50	2,5	9	6,5	1,38	Diputación Huelva	
	15	sondeo	98,7	52,5	18	6,5	2,76	INC	
	16	sondeo	65,8	12,8	12	15	0,8	surgente	
	32	sondeo	179	12,2	65	-	-		
	46	sondeo	100	-	20	-	-		
	74	sondeo	120	10	28,5	39	0,73		
	75	sondeo	120	10	30	37	0,81		
	95	sondeo	98,6	-	51,9	25,9	2,00		
	135	sondeo	90	-	60	-	-		
	146	sondeo	117	-	55	-	-	Diputación Huelva	
	147	sondeo	120	-	40	-	-	Diputación Huelva	
	156	sondeo	117	-	42	-	-	Diputación Huelva	
	191-bis	sondeo	41	6	3	-	-		
	194	sondeo	38	7,8	10	5	2,00		
	236	sondeo	83	-	50	-	-	Diputación Huelva	
241	sondeo	60	-	61,95	11,70	5,29	Diputación Huelva		
999	1	sondeo	165	6	2	-	-	INC	
	6	sondeo	161	4	3	14,34	0,20	INC. Surgente	
	19	sondeo	138	-	0,05	-	-	INC. Surgente	
	20	sondeo	83,5	5	1	-	-	INC. Surgente	
	26	sondeo	261,5	5,5	2,6	1,3	2,00	INC	
	27	sondeo	468,2	140	31	7,6	4,07	INC	
	28	sondeo	30	12	3	12	0,25	INC	
	39	sondeo	533	4	15	29,6	0,50	INC	
	149	sondeo	95	6	8,3	-	-		
	210	sondeo	95	14,5	7	-	-	IGME	
	217	sondeo	61	4	7	-	-	IGME	
	258	sondeo	148	2	6	-	-	IGME	
	267	sondeo	233	7	16	-	-		
269	sondeo	292,8	14,9	0,5	-	-	surgente		

Tabla 31. - Datos de caudal y descenso en los puntos inventariados en el sistema acuífero profundo

puntos inventariados en esta unidad hidrogeológica.

Los caudales que se obtienen oscilan entre 0,05 (999, número 19) y 65 l/s (998, número 32). Once puntos (26,8 por 100) tienen menos de 5 l/s; ocho (19,5 por 100) tienen caudales comprendidos entre 5 y 10 l/s; nueve (21,9 por 100) entre más de 10, y 20 l/s; seis (14,6 por 100) entre más de 20, y 40 l/s; cinco (12,1 por 100) entre más de 40, y 60 l/s; y dos (4,8 por

100) superan 60 l/s.

De acuerdo con las formaciones hidrogeológicas captadas, obtengo los siguientes valores: entre 16 y 31 l/s en materiales calizos jurásicos (3 puntos acuíferos, con media aritmética de 21,6 l/s), y entre 0,05 y 65 l/s en materiales detríticos miocénicos (38 puntos de agua, con media aritmética de 19,4 l/s).

De los puntos acuíferos en que se puede calcular el caudal específico, obtengo los siguientes valores, por formaciones hidrogeológicas: unidad caliza jurásica (J), entre 2,8 y 4,1 l/s/m (2 puntos acuíferos, y media aritmética de 3,4 l/s/m); unidad detrítica miocénica (M_1), entre 0,2 y 5,3 l/s/m (14 puntos, con valor medio de 1,7 l/s/m).

Al considerar los valores del caudal específico en función del número de puntos (16), y del porcentaje de cada intervalo, deduzco que: siete puntos tienen caudal específico inferior a 1 l/s/m (43,7 por 100); cinco entre 1 y 3 l/s/m (31,2 por 100); tres entre más de 3, y 5 l/s/m (18,7 por 100); y un punto (998, número 241) supera 5 l/s/m (6,2 por 100). Con estos datos, llego a la conclusión de que el 75 por 100 de las captaciones registran caudales específicos inferiores a 3 l/s/m, y, tan sólo, algo más del 6 por 100 superan 5 l/s/m.

De todo lo expuesto deduzco que el acuífero presenta elevada heterogeneidad, aunque esté constituido únicamente por dos formaciones hidrogeológicas. Las causas principales de esta heterogeneidad se deben a variaciones granulométricas y del grado de compactación, en sentido vertical y lateral, de la fracción detrítica presente en la unidad miocénica (M_1), y a presencia de intercalaciones margo-arcillosas, e intensidad de fisuración, en las rocas calizas de la unidad jurásica (J).

No obstante lo dicho anteriormente, en este acuífero se pueden obtener, con relativa facilidad, caudales de 40 l/s, e incluso mayores.

4.6.2.2. Parámetros hidráulicos

Para el cálculo de los parámetros hidráulicos del acuífero, en el área estudiada, se presentan tres problemas:

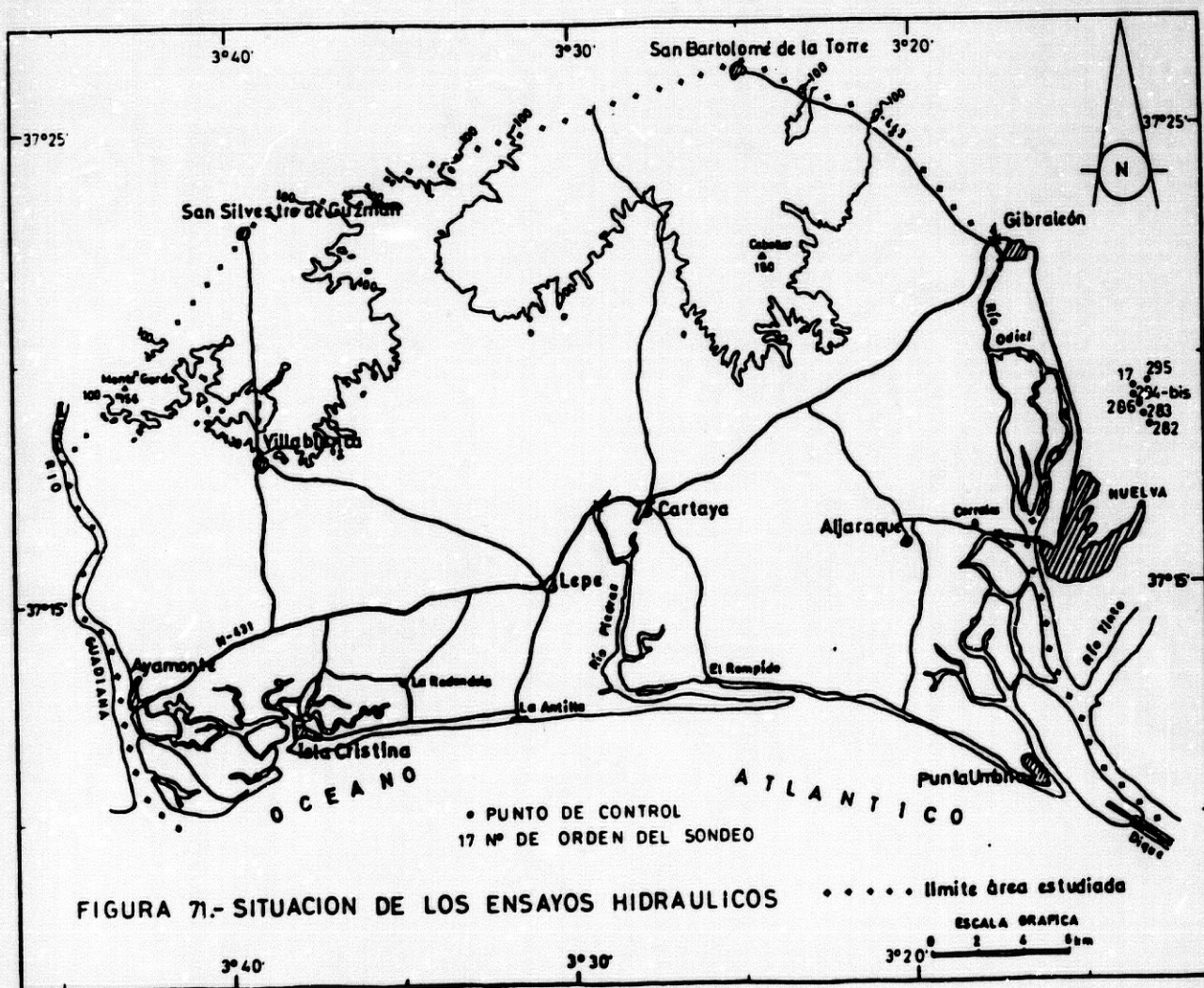
- Los sondeos en que se han realizado pruebas de bombeo, no captan exclusivamente agua subterránea del acuífero profundo, sino que poseen, también, franja filtrante enfrentada a niveles permeables del sistema acuífero superficial.
- Los sondeos ubicados en el sector meridional del área, proyectados para captar esta unidad hidrogeológica, son incompletos y no disponen de datos de bombeo.
- En el resto del área, las obras son completas, a nivel de la formación hidrogeológica detrítica miocénica (M_1), pues es la única que existe, pero captan, también, el acuífero superficial, por lo que considero que la interpretación de ensayos de bombeo, en estas condiciones, da resultados falsos.

Ante la imposibilidad de obtener valores fiables de transmisividad y coeficiente de almacenamiento del acuífero, empleando datos de bombeo de obras de captación existentes, en el área estudiada, he optado por calcularlos utilizando datos de aforo de dos sondeos situados cerca del sector oriental del área de Tesis. Los dos sondeos fueron realizados en el año 1978 por el IGME, en el marco del Plan Nacional de Abastecimientos Públicos, con la finalidad de potenciar el abastecimiento a la ciudad de Huelva. Las dos obras son completas, a nivel de la formación acuífera detrítica miocénica M_1 (no existen en el sector materiales calizos jurásicos), y la franja filtrante se colocó para captar, exclusivamente, agua subterránea de esta formación hidrogeológica.

Soy consciente de la escasa validez de los resultados obtenidos en la interpretación del aforo de ambos sondeos, a nivel de la unidad hidrogeoló-

gica (heterogénea y anisótropa) presente en el área estudiada, y no pre-
tendo, por tanto, extrapolarlos a la misma, sino, simplemente, aprovechar
la oportunidad que me brindan unos ensayos de bombeo, realizados en dos
obras de captación bien proyectadas, para obtener valores fiables de los
parámetros hidráulicos de la formación acuífera bombeada. Aunque los re-
sultados obtenidos son muy puntuales, y están referidos, exclusivamente,
a un sector del acuífero, en el que sólo está presente la formación hidro-
geológica detrítica miocénica M_1 (esto ocurre en el 77 por 100 del área
estudiada, como indiqué en el epígrafe 4.5.1), creo que deben de servir
como base para tomar conciencia de que, si en el futuro se quiere conocer
el comportamiento de la unidad acuífera, frente a las captaciones, y carac-
terizar las condiciones hidráulicas del flujo subterráneo en la misma, hay
que situar, en el área, obras con emplazamientos idóneos y bien diseña-
das, cuya única finalidad sea investigar este acuífero, desde el punto de
vista geológico e hidrodinámico.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, en las figuras 71, 72 y 73, re-



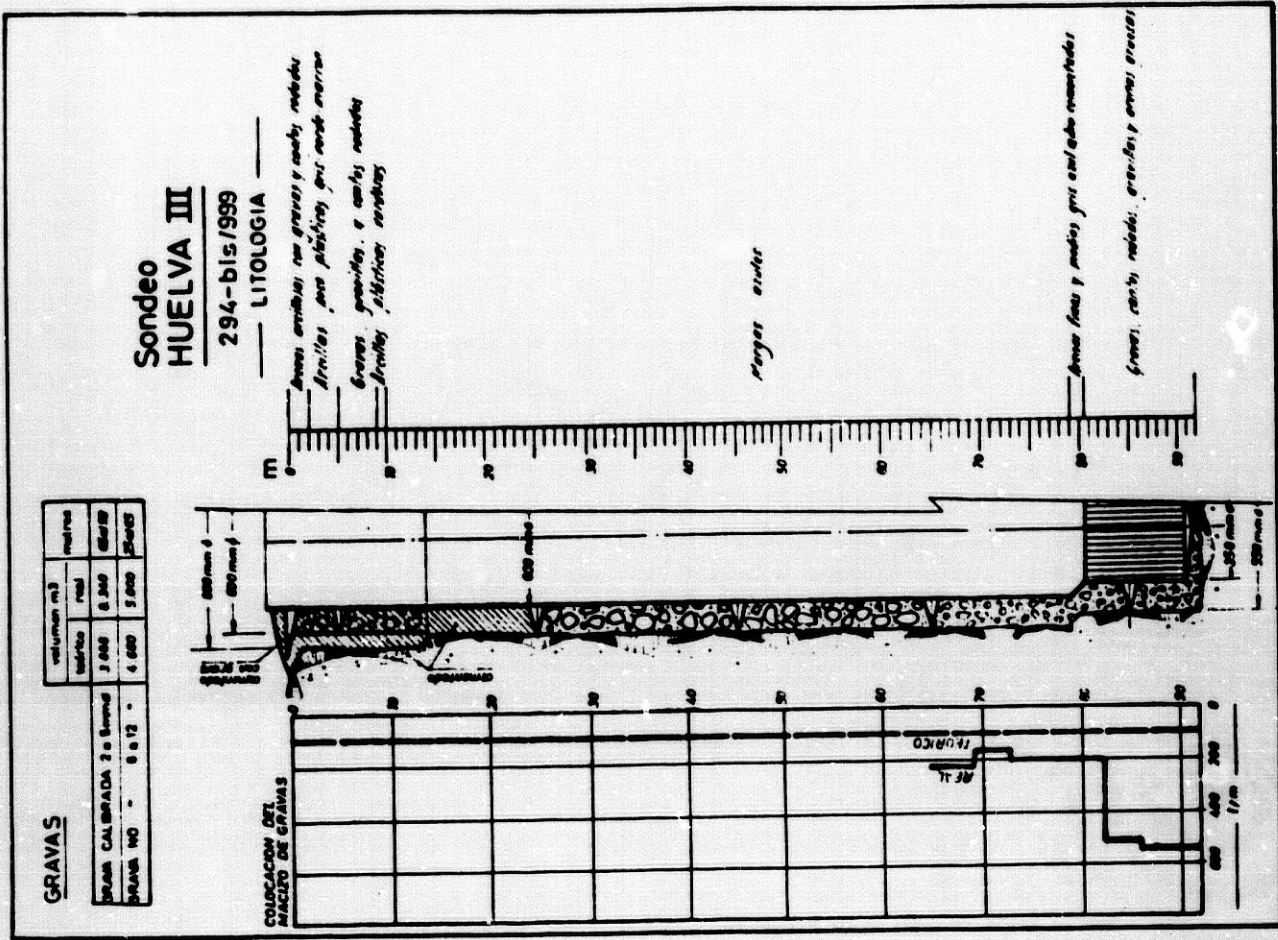


Figura 72

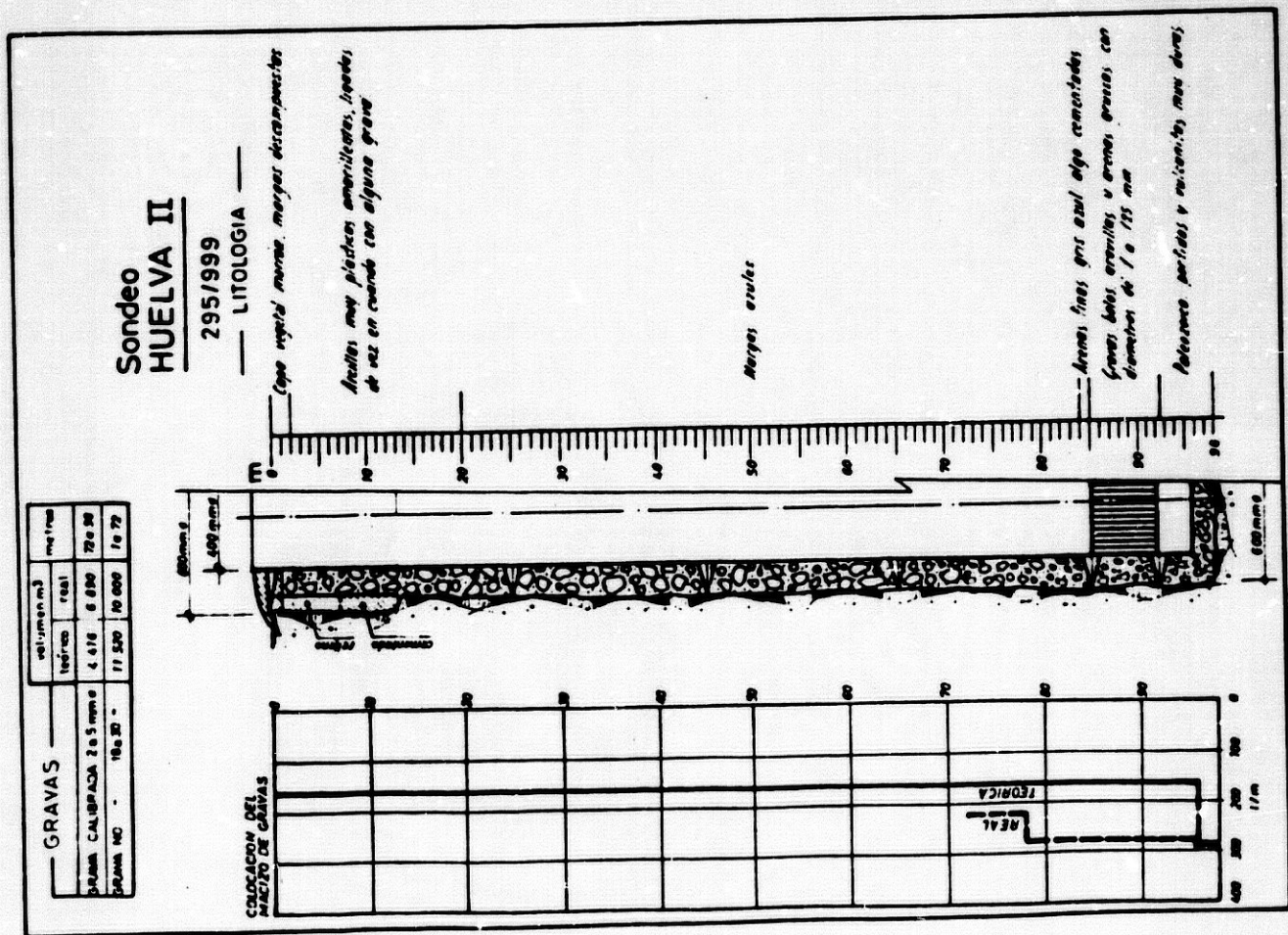


Figura 73

presento la situación, y columnas litológicas, de los sondeos controlados.

He basado el estudio de parámetros hidráulicos, en datos descenso-tiempo de 18 series, correspondientes a dos ensayos de bombeo, a caudal constante, y recuperación después del bombeo (tablas 32 y 33, Anejo 9). En las dos pruebas, las medidas del nivel se realizaron en el propio punto de bombeo y en varios piezómetros cercanos (figura 71), con lo cual he podido calcular el coeficiente de almacenamiento.

En el cuadro 53 indico los puntos en que se han realizado estos ensayos.

HOJA M.T.N. 1/50000	PUNTO DE CONTROL			COORDENADAS GEOGRAFICAS		TIPO DE CONTROL
	Pozo de bombeo	Pozo de observación	Distancia al pozo de bombeo (m)	Longitud	Latitud	
999	294-bis (sondeo Huelva- III)			3°13'31''	37°19'03''	Descenso- recupera- ción
		17	268	3°13'29''	37°19'16''	idem
		282	1560	3°13'01''	37°18'24''	idem
		283	1022	3°13'14''	37°18'37''	idem
		286	645	3°13'21''	37°18'56''	idem
		295	675	3°13'07''	37°19'22''	idem
	295 (son- deo Huel- va-II)	17 294-bis	550	3°13'07''	37°19'22''	idem
			675	3°13'29''	37°19'16''	idem
				3°13'21''	37°19'03''	idem

Cuadro 53. - Puntos con ensayo de bombeo y recuperación en el sistema acuífero profundo

Los tiempos empleados, en cada prueba, se reflejan en el cuadro 54.

TIPO DE ENSAYO							
BOMBEO (Q=cte.)				RECUPERACION			
Pozo de bombeo		Pozo de observación		Pozo de bombeo		Pozo de observación	
Nº	Tiempo de bombeo (horas)	Nº	Tiempo de observación (horas)	Nº	Tiempo de recupera- ción (horas)	Nº	Tiempo de observación (horas)
294bis	141,5	17	141,5	294bis	119	17	143
		282	141,5			282	24
		283	141,5			283	143
		286	141,5			286	143
		295	141,5			295	143
295	48	17	48	295	48	17	48
		294bis	48			294bis	48

Cuadro 54. - Ensayos hidráulicos efectuados en el sistema acuífero profundo (realizados por el IGME)

Los pozos utilizados en las pruebas (tanto de bombeo como de recupera-

ción), tienen profundidades comprendidas entre 92 y 100 metros; se trata de pozos completos, con rejilla en todo el espesor de la formación acuífera (conglomerados, gravas y arenas gruesas), que alcanzan el substrato impermeable.

El material acuífero corresponde a la unidad detrítica, permeable, del Mioceno superior (M_1), y su espesor varía entre 10 (sondeo número 17) y 14 metros (sondeo número 295).

Los pozos utilizados para el bombeo (números 294-bis y 295) son sondeos emplazados y dirigidos por el IGME, en febrero de 1978; fué operadora la empresa VEGARADA, con una perforadora WIRTH, modelo 8-3-A, de rotación a circulación inversa; los diámetros de perforación son de 550 y 600 milímetros, y ambas obras se equiparon con tubería metálica (350 y 400 milímetros ϕ) de abertura de puentecillo en la franja de filtro, y relleno de grava (con calibre de 2 a 5 mm ϕ en el anular de los filtros); la limpieza y desarrollo se llevó a cabo con válvula de pistón de 300 mm ϕ , dando pasadas a lo largo de los filtros durante una hora, y mediante aire comprimido durante dos horas y media, utilizando un compresor de 15 m³ y 7,5 kg/cm² de presión. La prueba de bombeo, para el aforo de ambos pozos, fué realizada con bomba eléctrica sumergible, tipo BRUG, de 50 C.V., con la aspiración a 55 (sondeo 294-bis) y 72 metros (sondeo 295), propiedad del IGME; la duración; la duración de la prueba fué de 248½ horas (141½ horas de bombeo y 143 horas de recuperación) en el pozo número 294-bis, y de 96 horas (mitad bombeo y mitad recuperación) para el pozo número 295. Las medidas de depresión fueron realizadas con sonda eléctrica, a través de tubería piezométrica de 1" ϕ , y las de caudal por el procedimiento del tubo de PITOT, con tubería de 6" ϕ y diafragma de 4"½ ϕ .

Los puntos empleados como pozos de observación, son obras perforadas antes del año 1978, con características técnicas similares a las que he indicado para los puntos de bombeo, y en buen estado de mantenimiento.

La presencia de materiales impermeables, a techo y muro de la formación acuífera, indica que ésta se va a comportar como acuífero confinado. Por tanto, únicamente voy a abordar la interpretación de estos dos ensayos hidráulicos, con la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial (horizontal).

- a) Primer ensayo hidráulico: bombeo en el pozo 294-bis y observación en los pozos números 17, 282, 283, 286, y 295

En este ensayo estudio el descenso y la recuperación en cinco piezómetros, como consecuencia del bombeo de $3926,8 \text{ m}^3/\text{día}$, durante $141\frac{1}{2}$ horas, en el pozo número 294-bis.

La situación de estos puntos la he representado en la figura 71.

En el cuadro 55 reflejo las principales características de los puntos utilizados.

CARACTERÍSTICAS	POZO DE BOMBEO	POZO DE OBSERVACION				
	P _b (294-bis)	P ₁ (17)	P ₂ (282)	P ₃ (283)	P ₄ (286)	P ₅ (295)
Cota (m)	6,5	12,33	3,36	4,86	4,38	20
Profundidad de la labor (m)	92	100	103	102	96	93
Número de tramos filtrantes	1	1	1	1	1	1
Longitud del filtro (m)	10	9	4	10	10	8
Colocación de la rejilla (del metro... al metro...)	81-91	84-93	92-96	85-95	84-94	85-93
Distancia al pozo de bombeo (m)	-	268	1560	1022	645	675
Situación respecto al pozo de bombeo		N	SE	SE	SE	NE

Cuadro 55.- Características de los puntos empleados en el ensayo de bombeo

En las figuras 74 a 79 represento las gráficas de descenso y ascenso, en función del tiempo, correspondientes a los datos del ensayo.

He realizado la interpretación por los métodos de THEIS y JACOB (in CUSTODIO, 1976), de acuerdo con la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial (horizontal).

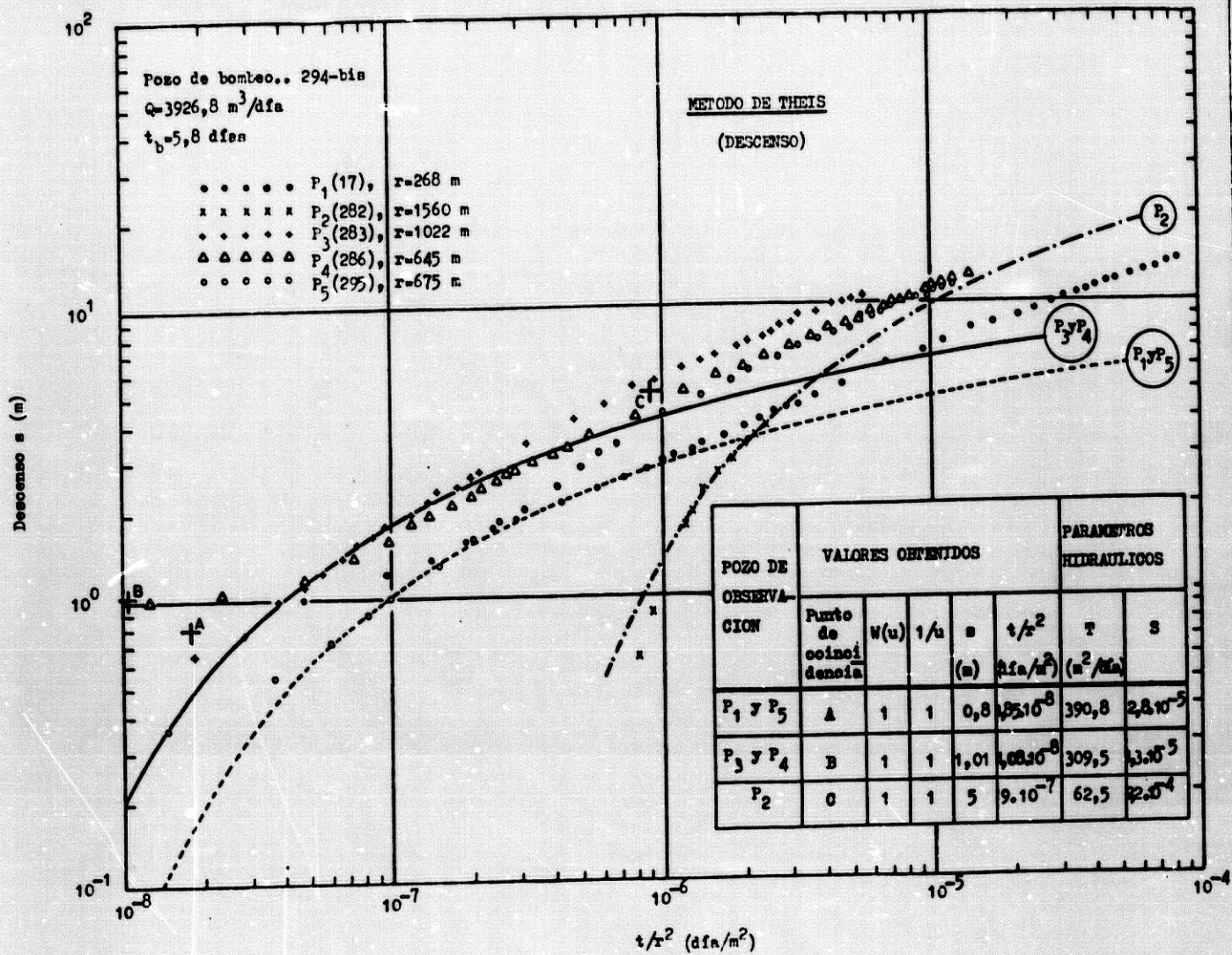


Figura 74

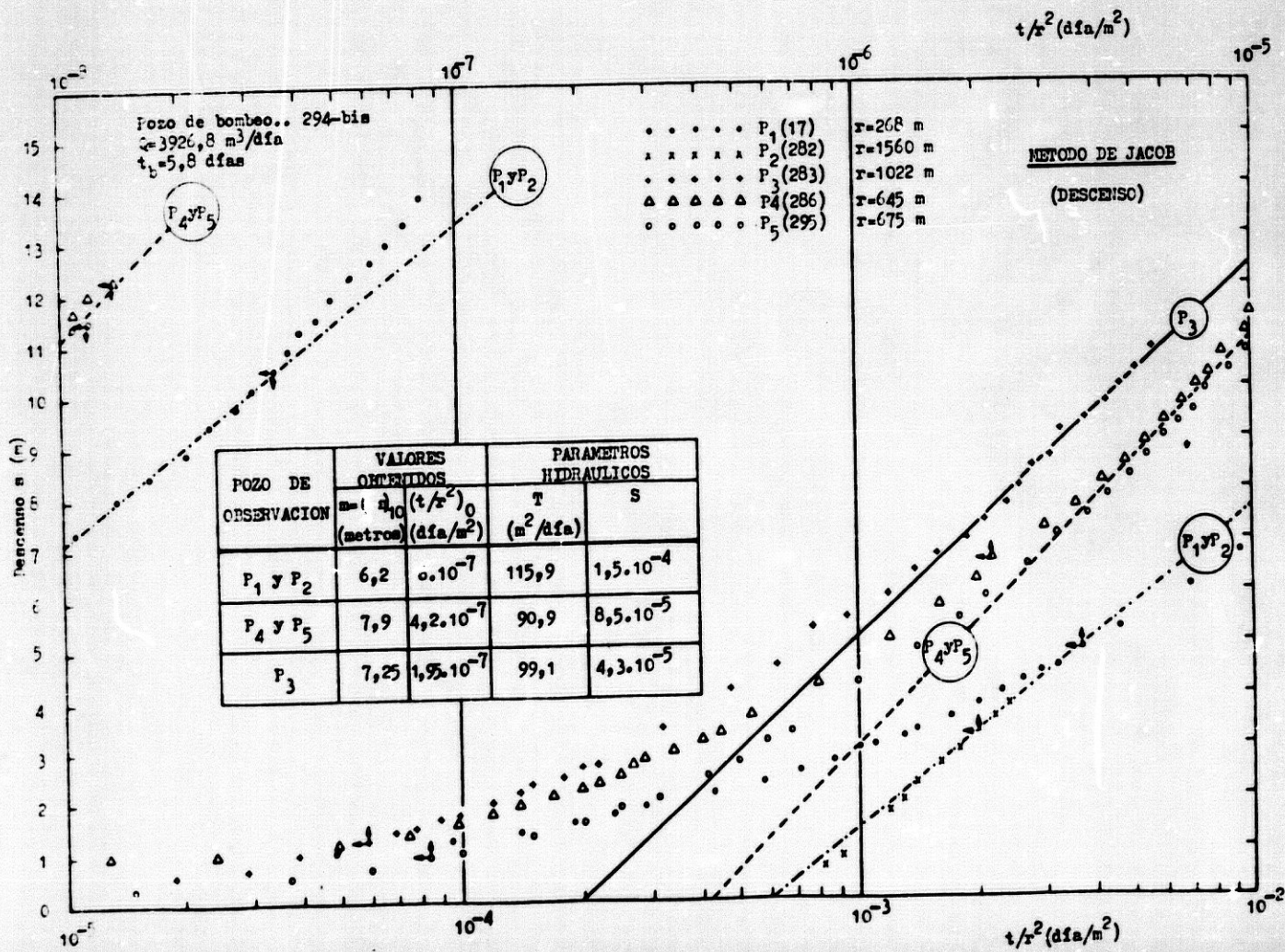
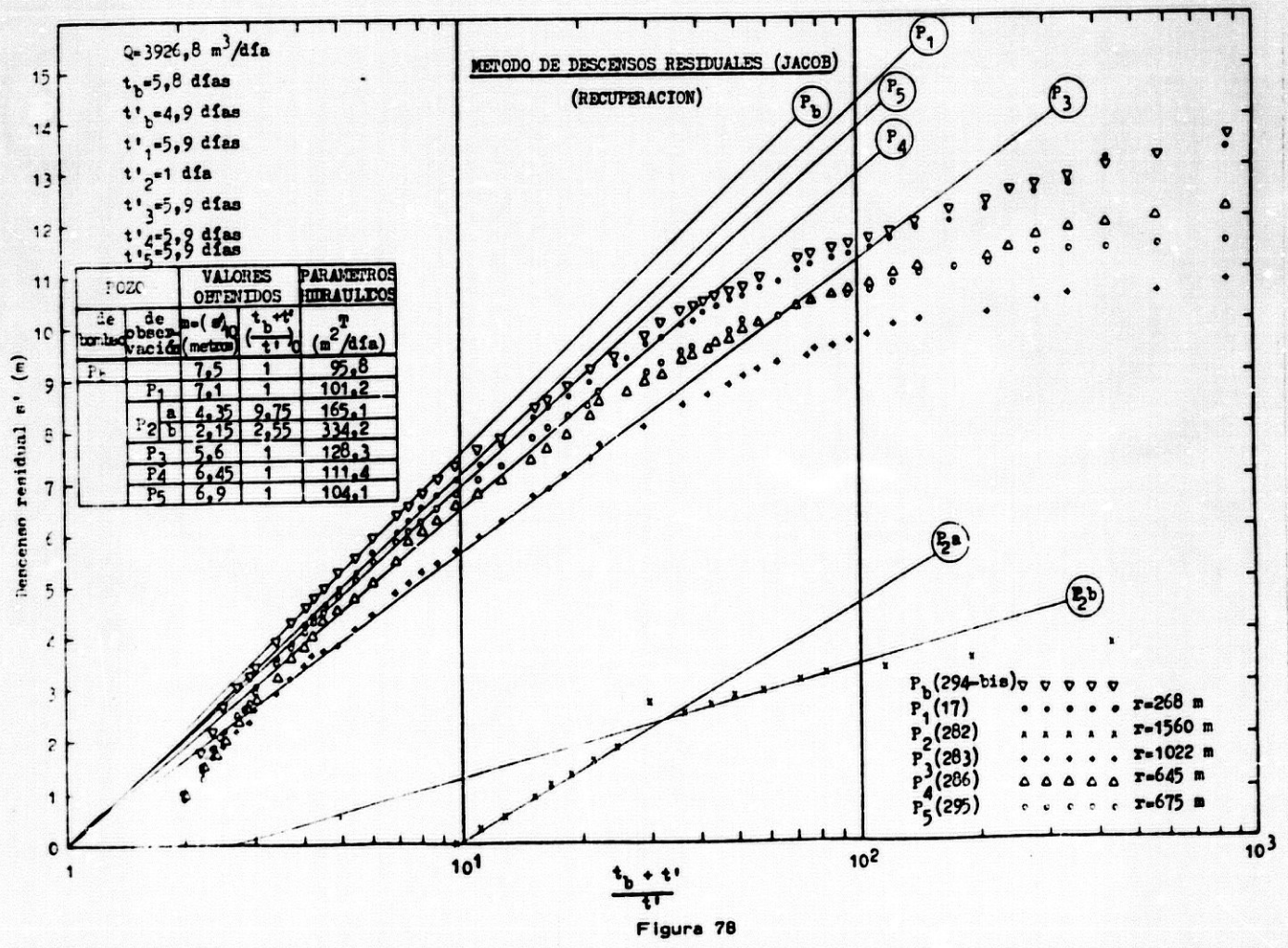
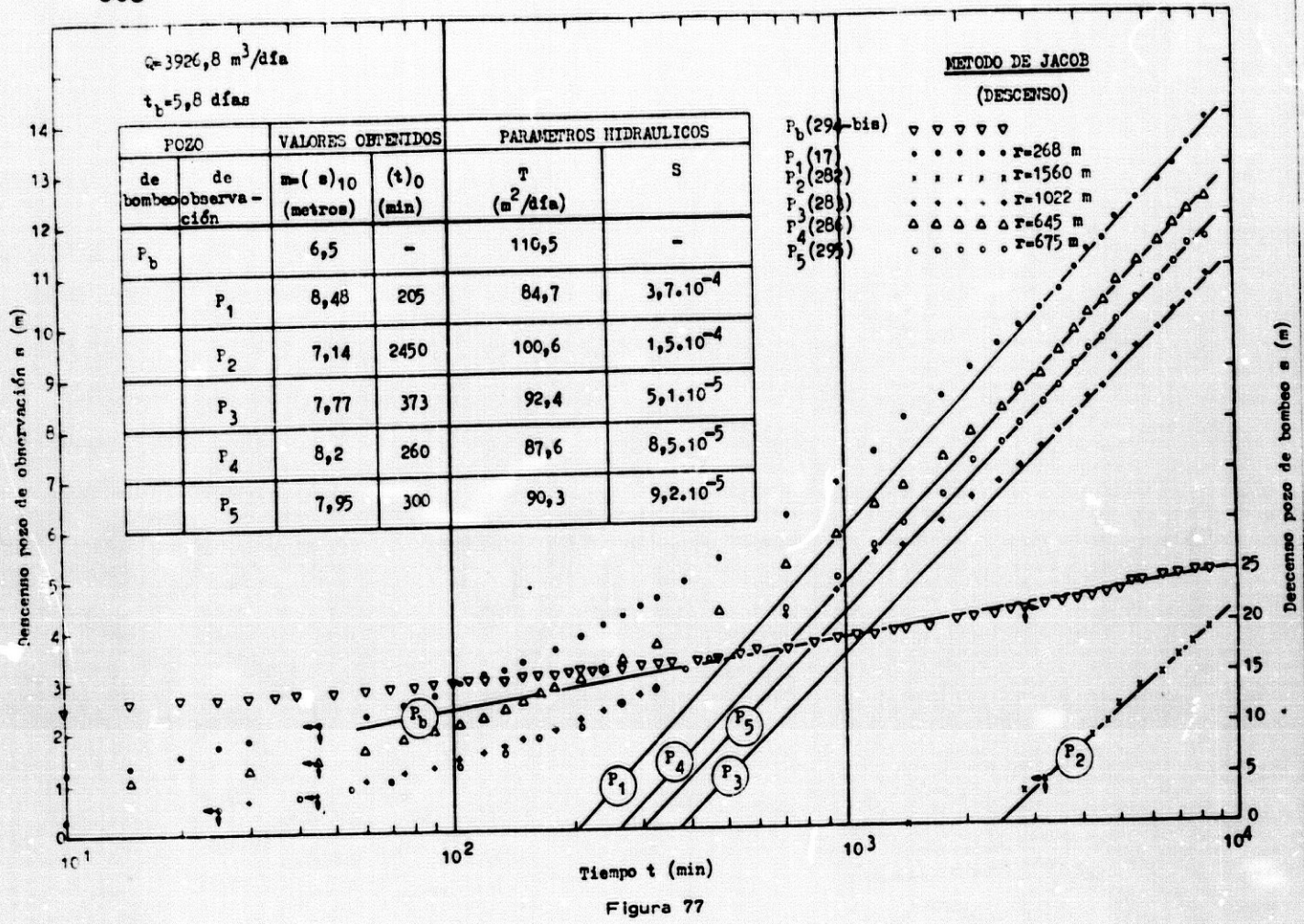


Figura 75



En el cuadro 56 reflejo los parámetros hidráulicos que he obtenido, de dicha interpretación.

PUNTO DE CONTROL	DESCENSO								RECUPERACION			
	THEIS				JACOB				THEIS		JACOB	
	Gráfica		Gráfica		Gráfica		Gráfica		Gráfica		Gráfica	
	log s-log t/r ²		log s-log t		s-log t/r ²		s-log t		log s _{obs} -log t'		s'-log $\frac{t_b + t'}{t'}$	
(figura 74)		(figura 76)		(figura 75)		(figura 77)		(figura 79)		(figura 78)		
T	S	T	S	T	S	T	S	T	S	T	S	
I _b	-	-	-	-	-	110	-	112	-	96	-	
P ₁	391	2,8.10 ⁻⁵	-	-	116	1,5.10 ⁻⁴	85	3,7.10 ⁻⁴	252	6,8.10 ⁻⁵	101	
P ₂	62	2,2.10 ⁻⁴	63	2,2.10 ⁻⁴	116	1,5.10 ⁻⁴	101	1,5.10 ⁻⁴	136	1,7.10 ⁻⁵	165	
P ₃	309	1,3.10 ⁻⁵	-	-	99	4,3.10 ⁻⁵	92	5,1.10 ⁻⁵	145	1,9.10 ⁻⁵	128	
P ₄	309	1,3.10 ⁻⁵	-	-	91	8,5.10 ⁻⁵	88	8,5.10 ⁻⁵	258	2,4.10 ⁻⁵	111	
P ₅	391	2,8.10 ⁻⁵	-	-	91	8,5.10 ⁻⁵	90	9,2.10 ⁻⁵	174	5,2.10 ⁻⁵	104	

T = transmisividad en m²/día
 S = coeficiente de almacenamiento
 r = distancia al pozo de bombeo en metros
 r₁ = 268
 r₂ = 1560
 r₃ = 1022
 r₄ = 645
 r₅ = 675

s = descenso
 t = tiempo
 s_{obs} = ascenso medido
 s' = descenso residual
 t_b = duración del bombeo
 t' = tiempo de recuperación

Cuadro 56. - Parámetros hidráulicos obtenidos en la interpretación del ensayo de bombeo

Por el método de THEIS, el valor de transmisividad obtenido oscila entre 62 y 391 m²/día, a partir de curvas de descenso, y entre 112 y 258 m²/día, en las gráficas de recuperación.

Por el método de JACOB, la transmisividad varía entre 85 y 116 m²/día, en el descenso, y entre 96 y 165 m²/día, en la recuperación.

Estos resultados ponen de manifiesto que la diferencia entre el valor máximo y mínimo de transmisividad, en los distintos puntos de observación, es mayor si se obtienen por ajuste gráfico, derivado del método de THEIS, que si se aplica la aproximación logarítmica de JACOB. Si tengo en cuenta que para valores de $u < 0,01$ ($u = r^2 S / 4Tt$) la curvatura de la gráfica tipo, de THEIS, es ya muy pequeña, y es difícil obtener un ajuste claro y único (CUSTODIO, 1976), y esto lo aplico a los piezómetros controlados en el ensayo, observo que en el punto P₂ ($u = 0,37$), el más alejado del pozo de bombeo ($r = 1560$ metros), es más fiable el valor de transmisividad

que he obtenido por el método de THEIS, y que en puntos más próximos al de bombeo (P_1 , P_3 , P_4 , y P_5), para los que se cumple que $u < 0,01$, tengo que considerar, como más reales, los valores de transmisividad que he obtenido por el método de JACOB.

Respecto al coeficiente de almacenamiento del acuífero, he de hacer, también, algunas consideraciones. Los valores de S , que he obtenido en la interpretación de las gráficas de descenso, oscilan entre $1,3 \cdot 10^{-5}$ y $2,2 \cdot 10^{-4}$, por el método de THEIS, y entre $4,3 \cdot 10^{-5}$ y $3,7 \cdot 10^{-4}$, por el método de JACOB. En las curvas de recuperación sólo he podido determinar el coeficiente de almacenamiento por el método de THEIS (a través de los ascensos teóricos; in CUSTODIO, 1976), obteniendo valores comprendidos entre $1,7 \cdot 10^{-5}$ y $6,8 \cdot 10^{-5}$. De acuerdo con lo que he dicho en el caso de la transmisividad, respecto a la influencia del valor de $u < 0,01$ en la fiabilidad de los valores obtenidos, para el piezómetro P_2 tengo que tomar como valor de S , más real, el que resulta de la aplicación del método de THEIS, mientras que, para el resto de los puntos de observación, es más fiable el valor de S obtenido por el método de JACOB.

De acuerdo con las consideraciones anteriores, puedo indicar que la transmisividad del acuífero, en el sector estudiado en el ensayo, oscila entre $87 \text{ m}^2/\text{día}$ (piezómetro P_2) y $128 \text{ m}^2/\text{día}$ (piezómetro P_3), y que estas variaciones dependen, en gran medida, del espesor de la formación acuífera (4 metros en el punto P_2 , y 10 metros en el punto P_3 ; la separación entre ambos puntos es de 538 metros). La permeabilidad es buena, y oscila entre $2,5 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$ en el punto P_2 , y $1,4 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$ en el P_3 , y la he obtenido a partir de datos de transmisividad y espesor del material acuífero. El coeficiente de almacenamiento varía entre $4,3 \cdot 10^{-5}$ (piezómetro P_3) y $3,7 \cdot 10^{-4}$ (piezómetro P_1).

El valor medio de transmisividad, en este sector, en base a los quince datos más fiables, referidos sólo a los pozos de observación P_1 a P_5 , es de $96 \text{ m}^2/\text{día}$.

El valor medio del coeficiente de almacenamiento, basado en once datos fiables, es de $1,2 \cdot 10^{-4}$, que es propio de acuífero confinado.

- b) Segundo ensayo hidráulico: bombeo en el pozo 295 y observación en los pozos números 17 y 294-bis

En este apartado realizo el análisis de datos de descenso y recuperación observados, durante 48 horas, en dos piezómetros, situados a 550 y 675 metros de un pozo, en el que se ha bombeado, durante dos días, a caudal constante de $3062,8 \text{ m}^3/\text{día}$.

La situación del pozo de bombeo P_b (999, número 295), y de los pozos de observación P_1 (999, número 17), y P_2 (999, número 294-bis), puede verse en la figura 71.

Las principales características de los puntos utilizados, en lo que se refiere, principalmente, a la posición del tramo filtrante en cada sondeo, figuran en el cuadro 57.

CARACTERISTICAS	POZO DE BOMBEO P_b (295)	POZO DE OBSERVACION	
		P_1 (17)	P_2 (294-bis)
Cota (m)	20	12,33	6,5
Profundidad de la labor (m)	93	100	92
Número de tramos filtrantes	1	1	1
Longitud del filtro (m)	8	9	10
Ubicación de la rejilla (del metro... al metro...)	85-93	84-93	81-91
Porcentaje del espesor del acuífero ocupado por el filtro	100	100	100
Distancia al pozo de bombeo (m)	-	550	675
Situación respecto al pozo de bombeo	-	WSW	SW

Cuadro 57.- Características principales de los puntos controlados en el ensayo de bombeo

En las figuras 80 a 85 he representado las curvas de descenso y ascenso en función del tiempo, con los datos obtenidos durante el ensayo.

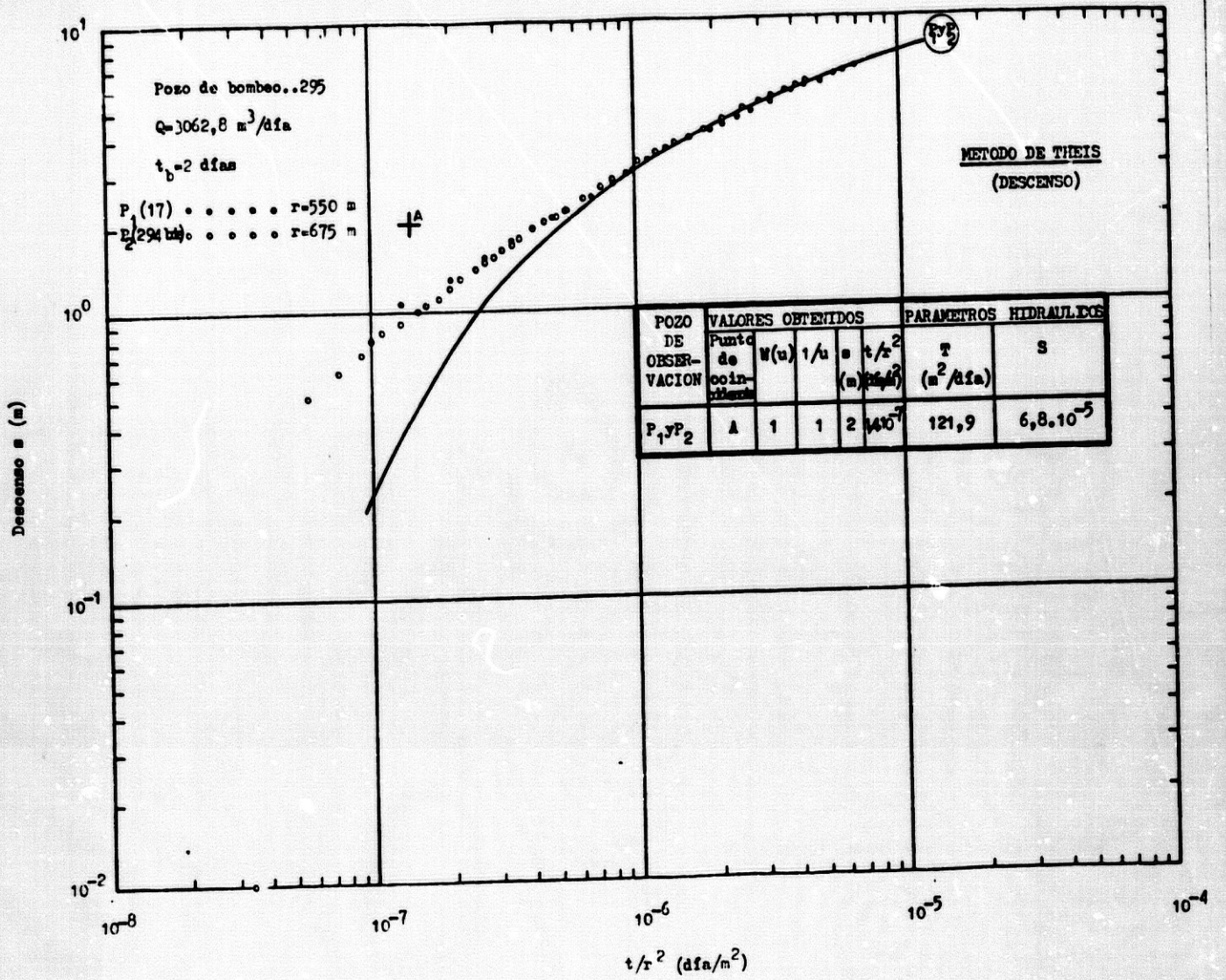


Figura 80

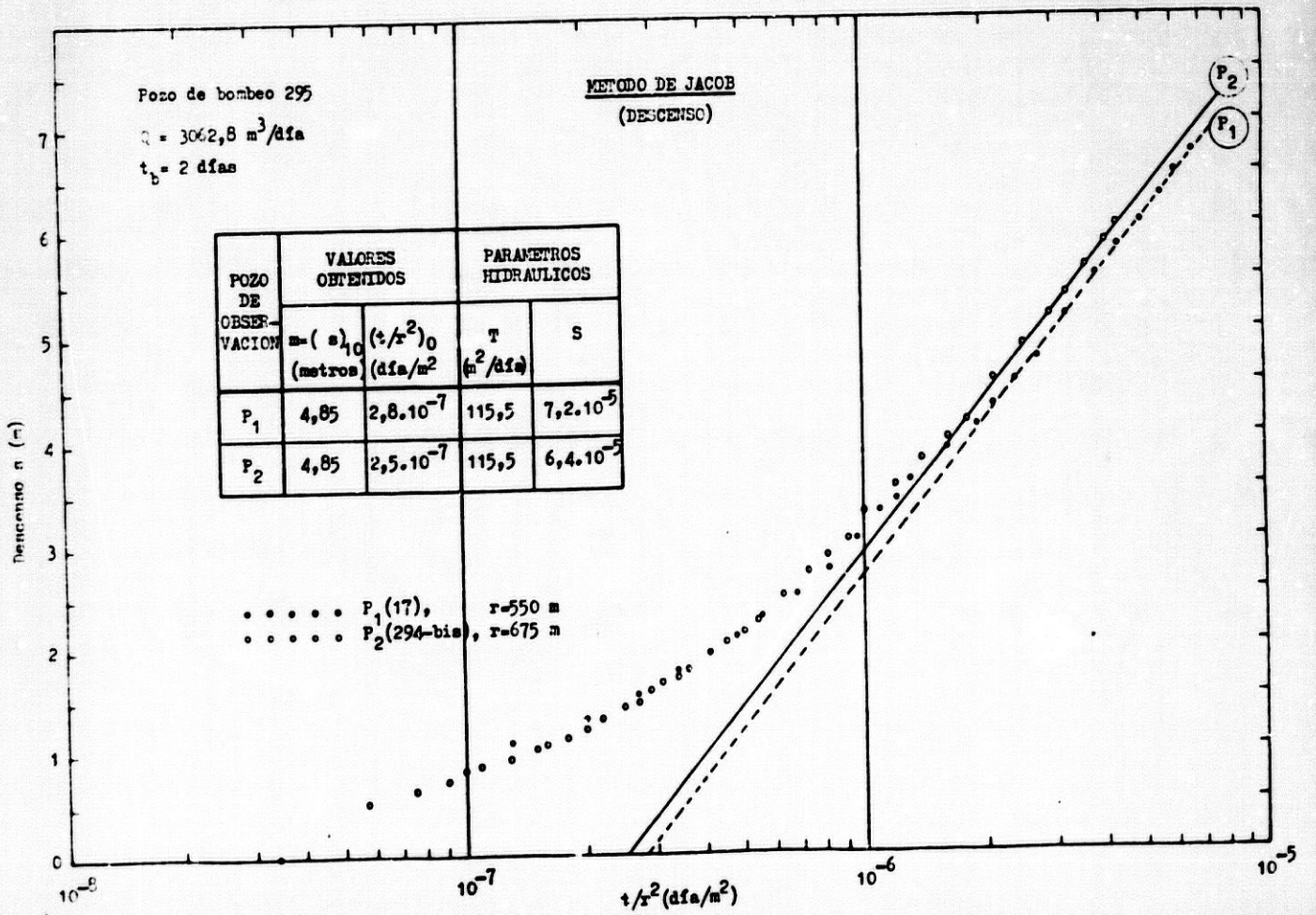


Figura 81

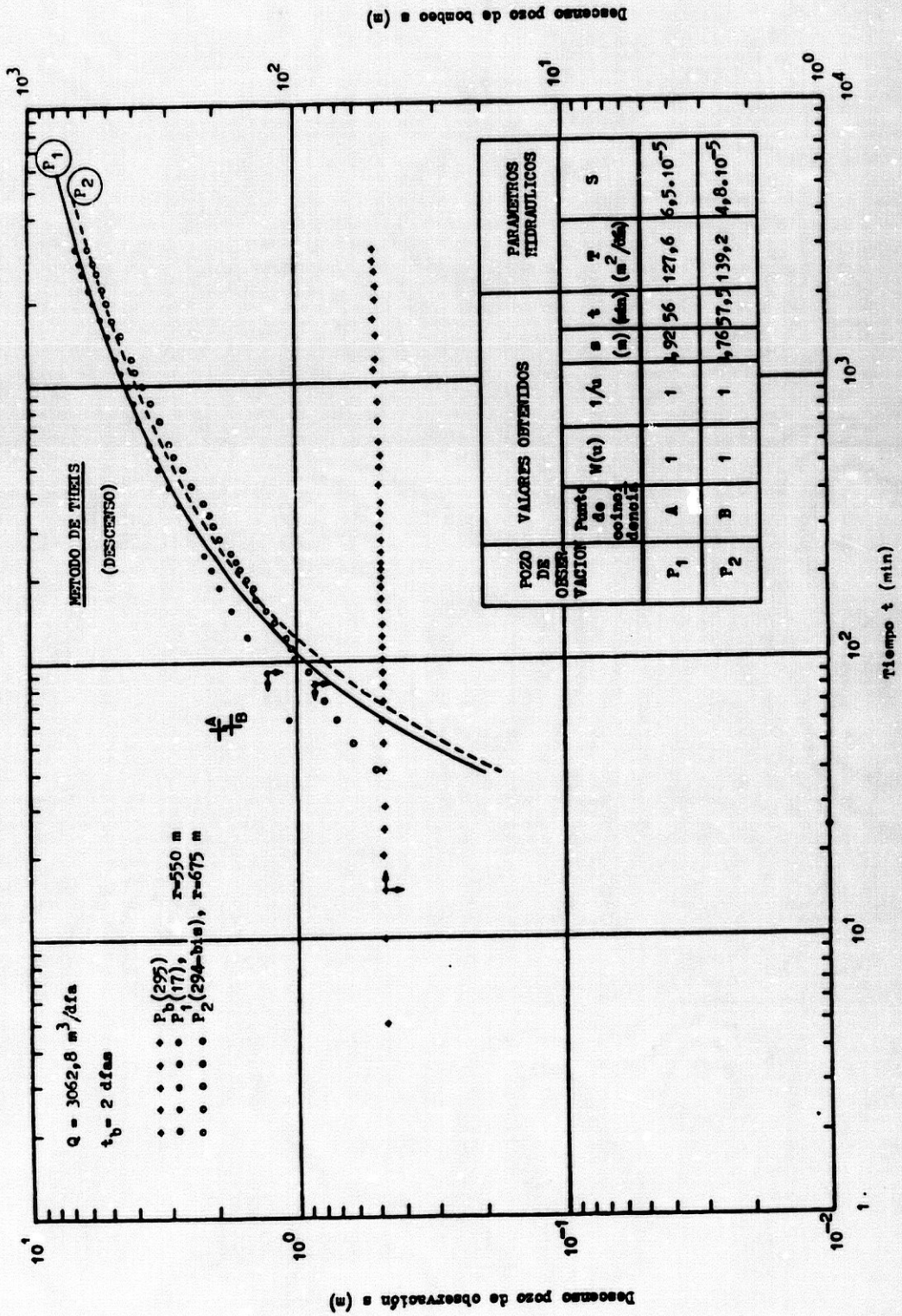
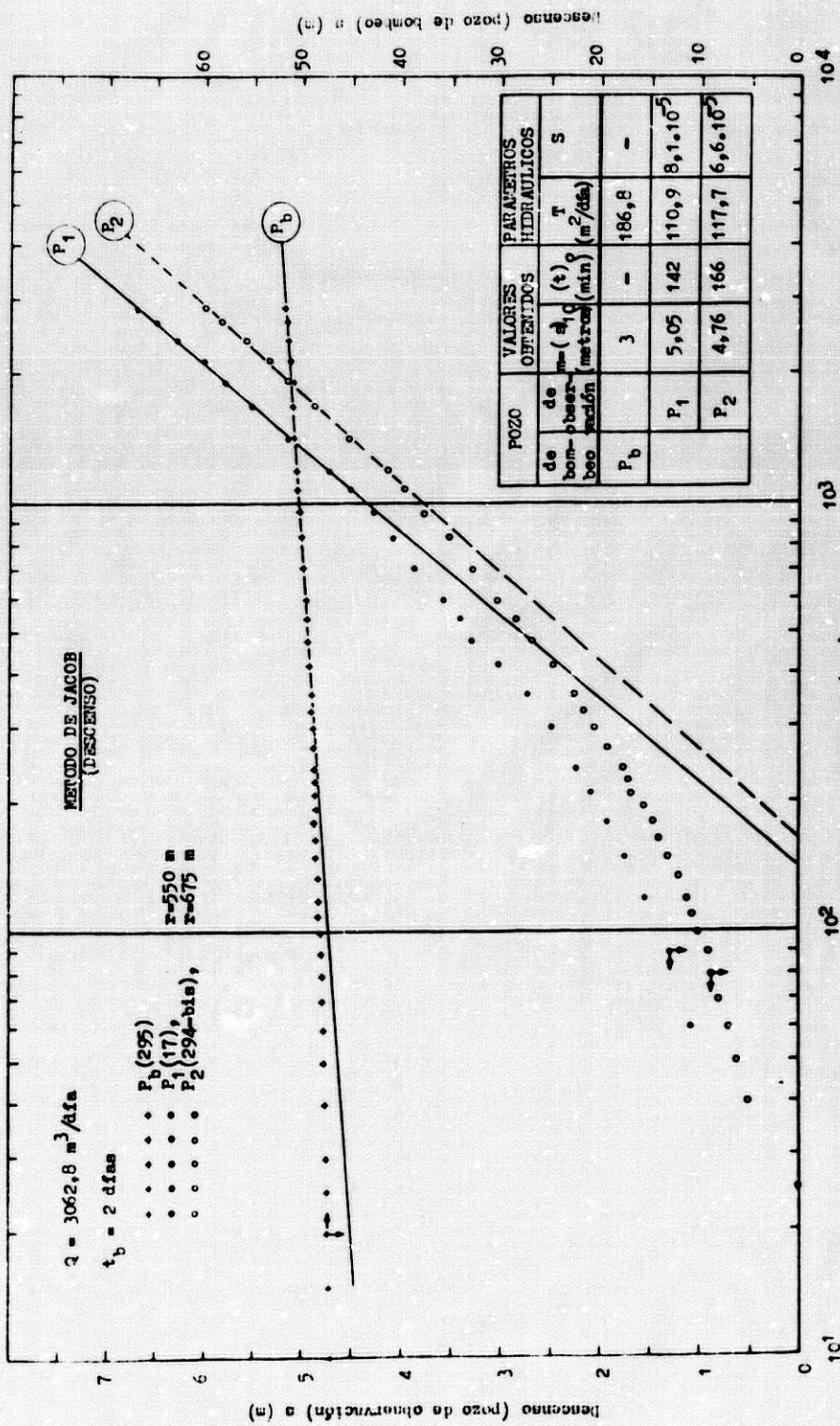


Figura 82



Tiempo t (min)
Figura 83

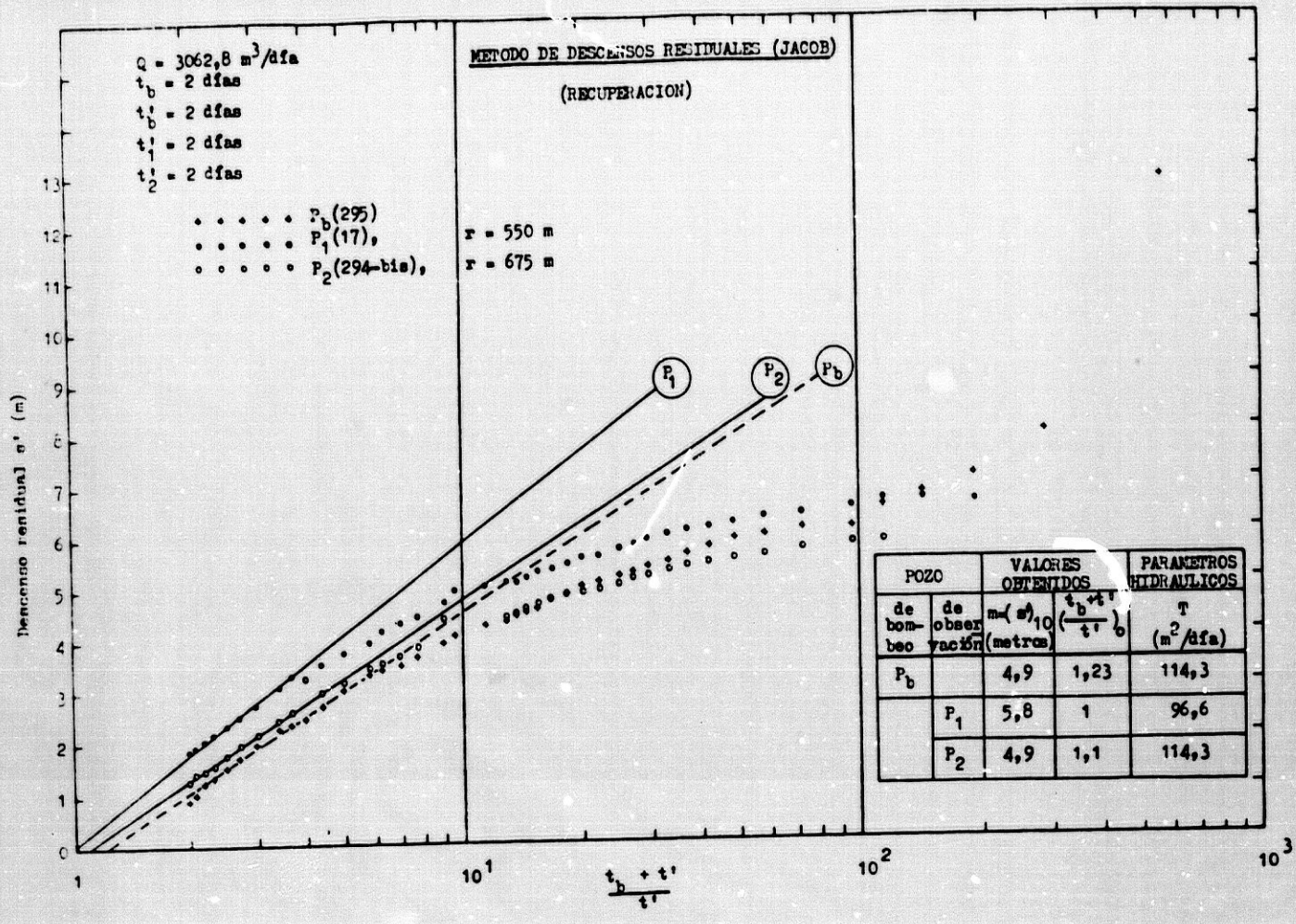


Figura 84

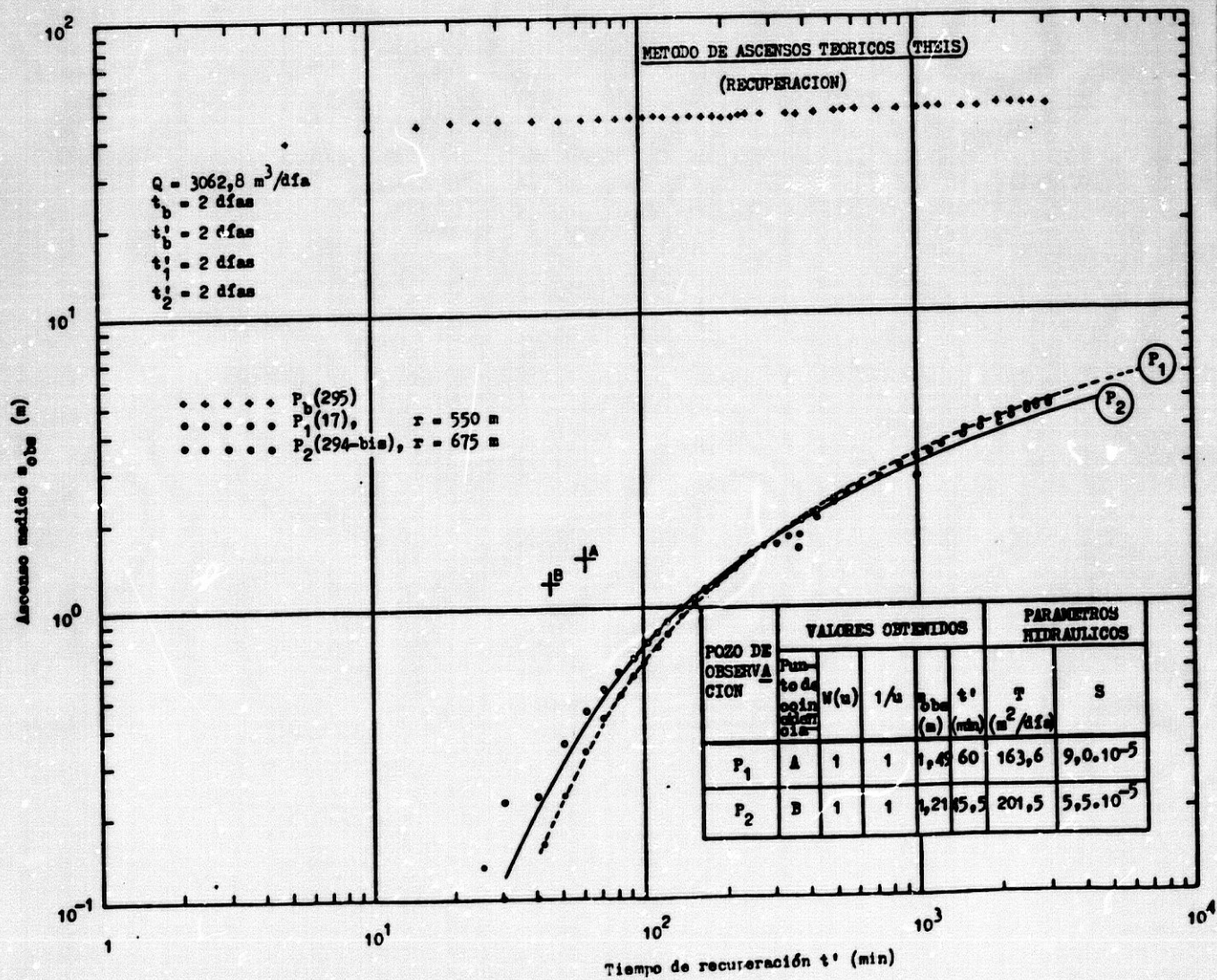


Figura 85

He realizado la interpretación para la hipótesis de acuífero cautivo con flujo radial (horizontal), según los métodos de coincidencia gráfica de THEIS, y de aproximación logarítmica de JACOB, indicados, anteriormente, en el primer ensayo.

En el cuadro 58 reflejo el valor de los parámetros hidráulicos que he obtenido en dicha interpretación.

PUNTO DE CONTROL	DESCENSO								RECUPERACION			
	THEIS				JACOB				THEIS		JACOB	
	Gráfica $\log s - \log t/r^2$ (figura 80)		Gráfica $\log s - \log t$ (figura 82)		Gráfica $s - \log t/r^2$ (figura 81)		Gráfica $s - \log t$ (figura 83)		Gráfica $\log s_{obs} - \log t'$ (figura 85)		Gráfica $s' - \log \frac{t_b + t'}{t'}$ (figura 84)	
	T	S	T	S	T	S	T	S	T	S	T	S
i_b	-	-	-	-	-	-	187	-	-	-	114	-
P_1	122	$6,8 \cdot 10^{-5}$	128	$6,5 \cdot 10^{-5}$	115	$7,2 \cdot 10^{-5}$	111	$8,1 \cdot 10^{-5}$	164	$9,0 \cdot 10^{-5}$	97	-
P_2	122	$6,8 \cdot 10^{-5}$	139	$4,8 \cdot 10^{-5}$	115	$6,4 \cdot 10^{-5}$	118	$6,6 \cdot 10^{-5}$	201	$5,5 \cdot 10^{-5}$	114	-

T = transmisividad en $m^2/día$
 S = coeficiente de almacenamiento
 r = distancia al pozo de bombeo en metros
 $r_1 = 550$
 $r_2 = 675$

s = descenso
 t = tiempo
 s_{obs} = ascenso medido
 s' = descenso residual
 t_b = duración del bombeo
 t' = tiempo de recuperación

Cuadro 58.- Parámetros hidráulicos obtenidos en la interpretación del ensayo de bombeo

He de resaltar que los valores de transmisividad y coeficiente de almacenamiento, obtenidos a partir de curvas de descenso, por el método de THEIS y el de JACOB, son del mismo orden en los dos pozos de observación, ya que, en ambos, el valor de u ($u = r^2 S / 4 T t$) es similar, y está muy próximo a 0,03 (0,021 para el piezómetro P_1 , y 0,031 para el piezómetro P_2), límite mínimo en la fiabilidad de aplicación del método de ajuste gráfico de THEIS. El valor de transmisividad oscila entre 111 (piezómetro P_1), y $139 m^2/día$ (piezómetro P_2), y el del coeficiente de almacenamiento entre $4,8 \cdot 10^{-5}$ (piezómetro P_2), y $8,1 \cdot 10^{-5}$ (piezómetro P_1).

En la interpretación de curvas de recuperación, he obtenido valores más

elevados de transmisividad por el método de THEIS, que por el de JACOB; así, para el piezómetro P_1 su valor oscila entre 97 (JACOB) y $164 \text{ m}^2/\text{día}$ (THEIS), y en el punto P_2 la transmisividad varía entre 114 (JACOB) y $201 \text{ m}^2/\text{día}$ (THEIS). El valor del coeficiente de almacenamiento, obtenido por el método de THEIS, oscila entre $5,5 \cdot 10^{-5}$ y $9,0 \cdot 10^{-5}$.

Según lo expuesto, anteriormente, puedo indicar que la transmisividad del acuífero, para el sector valorado, oscila entre $111 \text{ m}^2/\text{día}$ (piezómetro P_1) y $201 \text{ m}^2/\text{día}$ (piezómetro P_2). Teniendo en cuenta el valor de transmisividad y espesor de la formación acuífera en cada punto, deduzco que la permeabilidad del material es buena, y es de $1,4 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$ en el piezómetro P_1 , y de $2,4 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$ en el punto P_2 . El coeficiente de almacenamiento alcanza valores comprendidos entre $4,8 \cdot 10^{-5}$ (P_2) y $9,0 \cdot 10^{-5}$ (P_1).

El valor medio de transmisividad, en el sector en que se ha llevado a cabo la prueba de bombeo, según doce datos referentes a los dos pozos de observación, es de $129 \text{ m}^2/\text{día}$, y depende, principalmente, del espesor del material acuífero.

El valor medio del coeficiente de almacenamiento, referido a diez datos obtenidos en los dos puntos de observación, es de $6,7 \cdot 10^{-5}$, y es propio de acuífero confinado.

Como conclusión, de este epígrafe, puedo indicar que he utilizado el método de THEIS y el de JACOB para valorar ensayos hidráulicos (bombeo y recuperación), realizados en un grupo de seis pozos, que se encuentran situados en un sector muy próximo al límite oriental del área estudiada, con hipótesis de partida, basada en características geológicas, de acuífero cautivo con flujo radial (horizontal).

Los valores que he obtenido, para transmisividad y coeficiente de almacenamiento, en ambos métodos son, salvo excepciones, similares o del mismo orden; las escasas diferencias dependen, sobre todo, de la distancia entre el pozo de bombeo y el pozo de observación, habiendo comprobado

que, para distancias superiores a 1000 metros, el método de THEIS proporciona resultados más fiables que el de JACOB, el cual debe aplicarse para interpretar datos de puntos, situados a distancias del pozo de bombeo inferiores a ese valor. Las diferencias están influenciadas, también, por heterogeneidad en el seno de la formación acuífera, función de la variabilidad de granulometría y del grado de compactación y/o cementación de unos puntos a otros.

Estimo que el valor medio de transmisividad del acuífero, en el área abarcada por los ensayos, es $112 \text{ m}^2/\text{día}$, y depende, principalmente, del espesor del mismo (variable entre 4 y 10 metros).

La permeabilidad media del material acuífero, determinada a partir de datos de transmisividad y espesor medios, la considero como buena, y es $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$.

El valor medio del coeficiente de almacenamiento es $9,3 \cdot 10^{-5}$, propio de acuífero confinado, lo que confirma que el modelo físico del acuífero (cautivo) responde a la hipótesis de partida.

4.7. FUNCIONAMIENTO HIDRAULICO

En los epígrafes 4.1 a 4.6, he descrito los límites, naturaleza, y disposición de los materiales del sistema acuífero profundo, y las características geométricas e hidrogeológicas del acuífero que en él se localiza.

También he comprobado, por el valor del coeficiente de almacenamiento, lo que evidencian las características geológicas, y es que el acuífero responde, claramente, a un modelo típico de confinamiento.

Para completar su estudio, voy a analizar, en este epígrafe, los principales aspectos del funcionamiento hidráulico, que van a permitir establecer el modelo hidrodinámico de flujo natural.

Para comprender bien el funcionamiento hidráulico del acuífero, conviene recordar que está constituido por dos formaciones hidrogeológicas, de litología distinta (la inferior (J), caliza; y la superior (M_1), detrítica), pero que sólo en el 23 por 100 del área abarcada por el acuífero están presentes, y yuxtapuestas, ambas unidades (sector meridional del área estudiada), mientras que en el 77 por 100 restante faltan los materiales calizos (J).

Aunque el sentido general del flujo subterráneo no se ve afectado por esta peculiar disposición geométrica, de los materiales acuíferos, la forma en que éste tiene lugar es distinta en unos y otros.

El estudio de la superficie piezométrica (epígrafe 4.6.1) puso de manifiesto que el sentido generalizado del flujo es del norte hacia el sur (plano 19).

Los materiales detríticos (M_1) caracterizan el medio poroso, en general continuo, y las rocas calizas (J) el medio fisurado, cuyo papel hidrogeológico es comparable al anterior (medio poroso equivalente), ya que está afectado por una amplia red de microfisuras interconectadas, con karstificación escasa o nula. No existe, o por lo menos no se ha puesto aún de manifiesto, ni con sondeos ni en afloramiento, una red kárstica, típica de un medio fisurado discontinuo, en el que el desarrollo de grandes canales constituye la principal vía de circulación de las aguas subterráneas y, por lo tanto, un factor determinante del comportamiento hidráulico.

De acuerdo con estas características, el sistema de circulación en el acuífero responde a la modalidad de flujo lateral, desde áreas de recarga (alimentación) hacia áreas de descarga (drenaje). Es un sistema de flujo regional, lento e impuesto por la topografía (relieves paleozoicos al norte, y océano al sur), y por la propia estructura y disposición de los materiales acuíferos.

En la figura 86 represento el esquema, simplificado, de flujo en el acuífero, basado en el modelo conceptual de acuífero confinado.

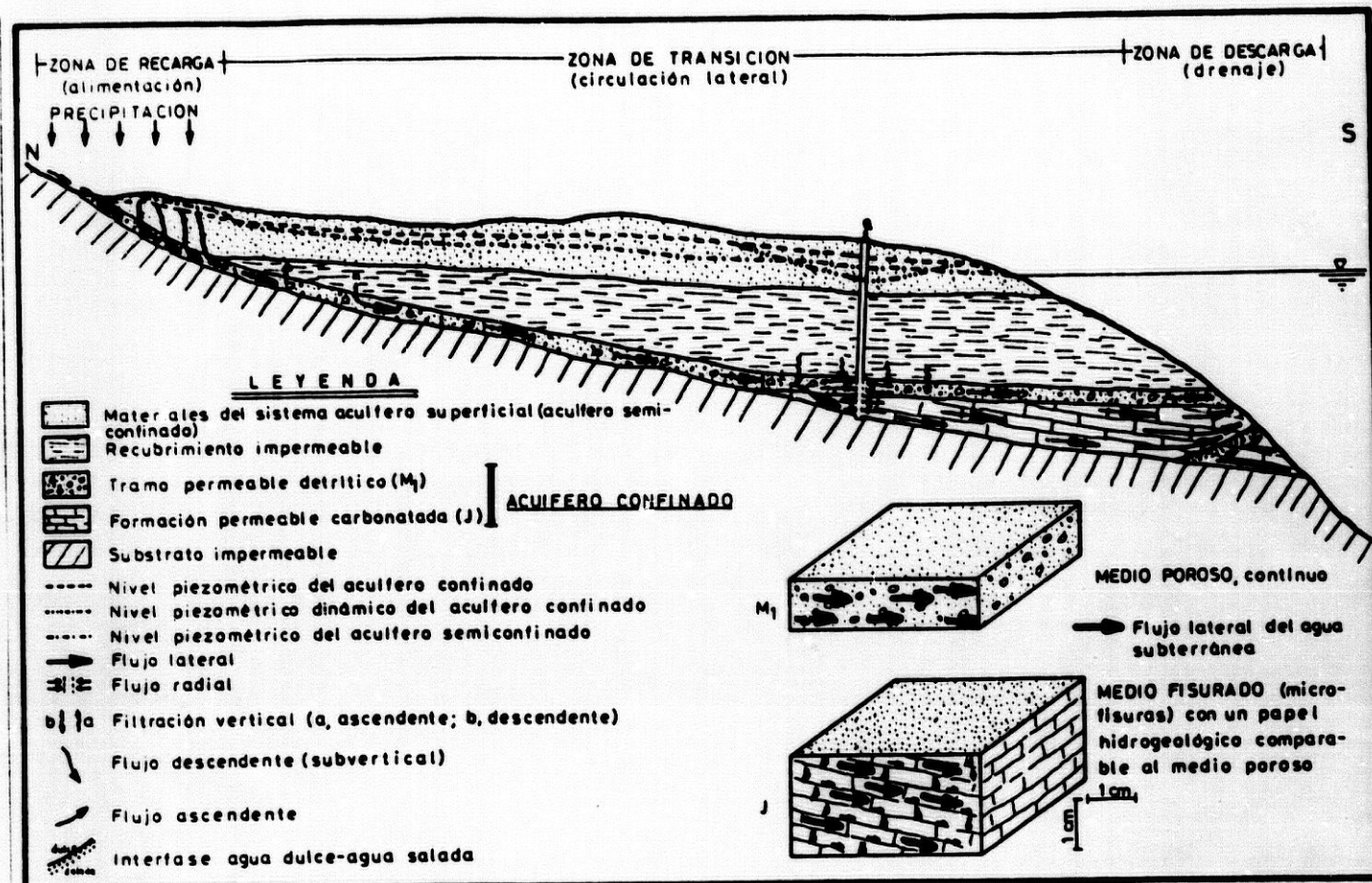


Figura 86.- MODELO DE FUNCIONAMIENTO HIDRODINAMICO, simplificado, del acuífero cautivo (sistema acuífero profundo)

Del análisis de dicha figura deduzco que el flujo lateral implica, a escala regional, la existencia de tres componentes:

- La descendente ó flujo subvertical, que caracteriza el área de alimentación del acuífero.

En ella predomina la infiltración eficaz, procedente de las precipitaciones sobre el área de afloramiento, la infiltración procedente de la escorrentía superficial sobre el substrato impermeable, y el drenaje profundo del sistema acuífero superior, a través de la superficie de contacto de los dos acuíferos.

- La componente lateral ó flujo lateral propiamente dicho, que caracteriza el área de transición ó de circulación preferente del agua subterránea.

En ella probablemente tengan lugar intercambios lentos entre acuífero superficial y profundo, por filtración vertical ascendente o descendente (la primera debe predominar), en aquellos sectores en que el recubrimiento impermeable (arcillas y margas) tenga poco espesor o esté ausente, intercambios que serán función de la diferencia de carga hidráulica de ambos acuíferos, y de la permeabilidad del medio.

También es el sector en el que tiene lugar el drenaje artificial del acuífero, por medio de extracciones en pozos; este drenaje es intenso en determinadas áreas, principalmente en el área meridional (cercañas de Huelva, Aljaraque, Isla Cristina, etc.), y da lugar a depresiones, locales, de la superficie piezométrica, a flujos radiales en el entorno de las obras de captación y, posiblemente, a la presencia de filtración vertical por goteo ("leakage"), procedente de los materiales del recubrimiento impermeable, debida al efecto de compactación de los mismos como consecuencia del bombeo en el acuífero infrayacente.

- Por último, la componente ascendente del flujo caracteriza el área de drenaje natural del acuífero, y viene impuesta por la presencia del Océano Atlántico y la interfase agua dulce-agua salada.

La yuxtaposición de las dos formaciones hidrogeológicas, en el sector meridional del área estudiada, lleva consigo el aumento de la sección de flujo, lo que se traduce en una separación mayor entre isopiezas (en ausencia de barreras impermeables) en el sentido del flujo, y en que deben aumentar los valores de permeabilidad, transmisividad, y capacidad de almacenamiento, en este sector, en comparación con el resto del área, en donde sólo se presenta el tramo detrítico (M_1). No dispongo de pruebas de bombeo en sondeos, que puedan confirmar este aspecto, por lo que la hipótesis la mantengo en vías de investigación, para tratar de solucionarla cuando existan datos al respecto, obtenidos en obras de captación bien proyectadas.

En resumen, aunque la estructura del acuífero es compleja, por la presen-

cia de dos formaciones hidrogeológicas de litología diferente, el funcionamiento hidráulico del mismo es relativamente simple (predomina el flujo lateral), y responde al modelo conceptual de acuífero confinado.

Considero como área de recarga el sector septentrional del sistema, y como mecanismo de la recarga, la infiltración eficaz, procedente del agua de lluvia y de la escorrentía superficial del substrato impermeable aflorante. El reducido afloramiento calizo de Ayamonte representa la única posibilidad de alimentación directa, a partir de precipitaciones, del acuífero (formación hidrogeológica caliza, J) en el área investigada.

El área de descarga natural viene definida por la presencia del Océano Atlántico (interfase agua dulce-agua salada, cuya posición es aún poco conocida).

Finalmente, establezco un área intermedia ó de transición, donde tiene lugar la circulación activa (flujo lateral) de aguas subterráneas, y su captación mediante pozos profundos (en general de más de 100 metros). Efectos de filtración vertical, cuya importancia desconozco, pueden tener lugar, también, en este área, y originar un intercambio entre el acuífero superficial y el profundo, en los sectores en que ambos están en contacto, o bien pueden traducirse en un goteo ("leakage"), a partir de materiales del recubrimiento impermeable, hacia el acuífero, en las inmediaciones a las obras de captación del mismo, si la permeabilidad del medio lo permite.

Por último, considero que la permeabilidad, transmisividad, y capacidad de almacenamiento, deben aumentar de valor en áreas en que las dos formaciones acuíferas aparecen yuxtapuestas (sector meridional), pero no dispongo de datos para comprobarlo.

CALIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

1. INTRODUCCION

Para el aprovechamiento de las aguas subterráneas, del área estudiada, no basta con conocer solamente sus formas de yacimiento, distribución, modelos de funcionamiento hidrodinámico, y posibilidades de captación, sino que también es necesario saber qué calidad tienen, para poder así orientar su empleo con fines diversos, pero principalmente con vistas al consumo humano, agrícola e industrial. También es muy importante, a fin de plantear su administración, el conocer su estado de deterioro por la contaminación, en caso de que exista, o la facilidad a contaminarse (vulnerabilidad).

Una primera aproximación, cualitativa, de la calidad se obtiene conociendo la litología del acuífero, puesto que el quimismo del agua depende, en parte, de la interacción entre las fases sólida y acuosa, que se produce en el acuífero.

En este capítulo trataré de cuantificar la calidad del agua subterránea, en las dos unidades acuíferas presentes en el subsuelo del área estudiada, atendiendo a la normativa vigente en la actualidad, expuesta por la OMS (1964) y por el CAE (1967, 1982), si bien refiriéndome sólo a las características físicas y químicas que han de poseer las aguas para consumo humano. No trataré los aspectos microbiológicos, puesto que dependen de la interacción del agua con la biosfera, y se salen del ámbito del estudio que persigo con la Tesis Doctoral.

Estudiaré, también, la calidad de las aguas para uso agrícola, según la

clasificación del USSLS (1954, in CATALAN, 1969), que tiene en cuenta el SAR y la conductividad del agua.

Finalmente expondré, de forma sintetizada, el grado de vulnerabilidad a la contaminación de las unidades acuíferas estudiadas.

2. CARACTERISTICAS FISICO-QUIMICAS DE LAS AGUAS

2.1. GENERALIDADES

Para el tratamiento de los aspectos apuntados en el epígrafe anterior, me baso en datos de 103 análisis fisico-químicos realizados^(x) en muestras recogidas en 18 puntos acuíferos, en el período comprendido entre julio de 1979 y octubre de 1982. Cada punto dispone, por término medio, de cinco análisis con el fin de determinar la evolución de la calidad del agua en ese intervalo de tiempo (Anejo 10).

La toma de muestras, llevada a cabo por técnicos de Compañía General de Sondeos, S. A., y en la que he colaborado, se ha efectuado en botellas de plástico, previo enjuague con agua del punto muestreado. El tiempo transcurrido entre la toma de la muestra y su análisis ha sido del orden de dos semanas y, excepcionalmente, de mes y medio.

Los parámetros e iones analizados son diversos, pero principalmente los siguientes:

- conductividad a 25°C, expresada en $\mu\text{mhos/cm}$,

(x) Estos análisis han sido realizados por el Centro de Análisis de Aguas, S. A. de Murcia, en el marco del Plan Nacional de Gestión y Conservación de Acuíferos (IGME), y me han sido cedidos, amablemente, por la División del IGME de Sevilla, colaboración que agradezco.

- total de sólidos disueltos (TSD), expresado en mg/l,
- pH,
- dureza, expresada en grados franceses,
- relación de adsorción de sodio (SAR),
- aniones (cloruro, sulfato, bicarbonato, nitrato y nitrito), expresados en mg/l, meq/l, y % de meq/l, y
- cationes (sodio, potasio, calcio, magnesio y litio), expresados en mg/l, meq/l, y % de meq/l.

Otras determinaciones han sido las de contenido en anhídrido carbónico libre, punto de congelación, carbonato sódico residual, relación de calcio, porcentaje de sodio, dureza total, dureza permanente, dureza temporal, índice de cambio de base (i. c. b.) e índice de desequilibrio (i. d. d.). Esporádicamente se ha determinado el contenido en boro, flúor y amonio.

La temperatura del agua sólo se ha medido en escasas ocasiones (en 6 puntos) in situ, y varía entre 16 y 19,5°C, para el acuífero superficial, y entre 19 y 20°C, para el acuífero profundo.

De los puntos muestreados, 12 controlan las características físico-químicas de aguas procedentes del acuífero superficial (semiconfinado multicapa, M₃-PI-Q), 5 las del acuífero profundo (confinado, M₁-J), y 1 punto (998, número 156) controla aguas que son mezcla de las procedentes de ambos acuíferos (Anejo 10).

2.2. ACUIFERO SUPERFICIAL

2.2.1. Características físicas

- Conductividad

La conductividad eléctrica expresa la capacidad del agua para conducir la electricidad. Dicho parámetro es función del contenido total en sales de las aguas y aumenta con éste.

Los valores medidos en esta unidad hidrogeológica oscilan entre 240 (998, número 111) y 8058 (999, número 169) micromhos/cm, a 25°C. La mayor parte de las muestras no superan los 800 micromhos/cm.

La relación entre conductividad y total de sólidos disueltos (TSD) se refleja, de forma gráfica, en la figura 87. Se puede observar que los puntos se alinean bastante bien, según una recta de ecuación:

$$\text{conductividad} = 1,47 \cdot \text{TSD} - 33$$

conductividad, en micromhos/cm, y

TSD, en mg/l.

He realizado la correlación, con datos de conductividad y TSD de 48 muestras, recogidas en 12 puntos acuíferos durante 3 años; el coeficiente de correlación obtenido es 0,97.

La variación de la conductividad en el espacio no es muy acusada, y, de forma general, aumenta en el sentido del flujo (de norte a sur), alcanzando los valores más elevados en la parte meridional del área estudiada, y con-

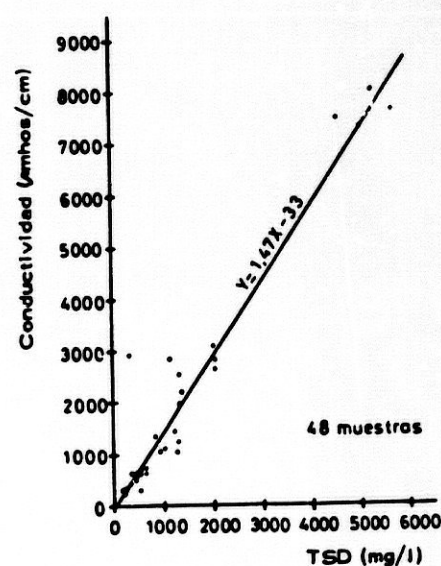


Figura 87. - Relación entre conductividad y total de sólidos disueltos (TSD) en aguas del acuífero superficial

cretamente en el sector comprendido al sur del eje Cartaya-Lepe-La Rondela, como consecuencia de un mayor contenido en sales de las aguas, hecho que analizaré más adelante.

La evolución de la conductividad en el tiempo se ha seguido, en los doce puntos acuíferos, durante el período 1979 a 1982; en el 50 por 100 de los puntos (números 8, 43, 163, 180, 190 y 237) tiende a mantenerse constante, en 4 puntos (números 17, 111, 177 y 294) disminuye, y en los dos restantes (números 169 y 239) aumenta. Los valores medios varían entre 359 (número 111) y 5443 (número 169) micromhos/cm. El valor medio de conductividad, para un total de 48 medidas, en el período 1979 a 1982, es de 1339 micromhos/cm.

2.2.2. Características químicas

- a) Total de sólidos disueltos: TSD

Al igual que la conductividad eléctrica, el TSD es variable de un punto a otro, y en el mismo punto.

El valor más elevado corresponde al punto número 169 (18/2/81), ubicado en las cercanías de Cartaya, con algo más de 5600 mg/l, y el más bajo al número 180 (20/5/82), situado 7,5 kilómetros al NE del anterior, con casi 191 mg/l. Es notable el incremento en sentido NE a SW, es decir con la proximidad al mar, sentido que es similar al del flujo subterráneo entre los dos puntos.

En la figura 87 represento los valores del TSD en relación con la conductividad de las aguas. En ella se puede observar que de las 48 muestras analizadas, 31 no superan los 700 mg/l, y tan sólo 8 superan 1500 mg/l. Son, pues, aguas de concentración salina baja a media.

En las figuras 88 y 89 he representado la variación del TSD en el tiempo, para los 12 puntos acuíferos, en base a datos obtenidos (cuatro muestreos

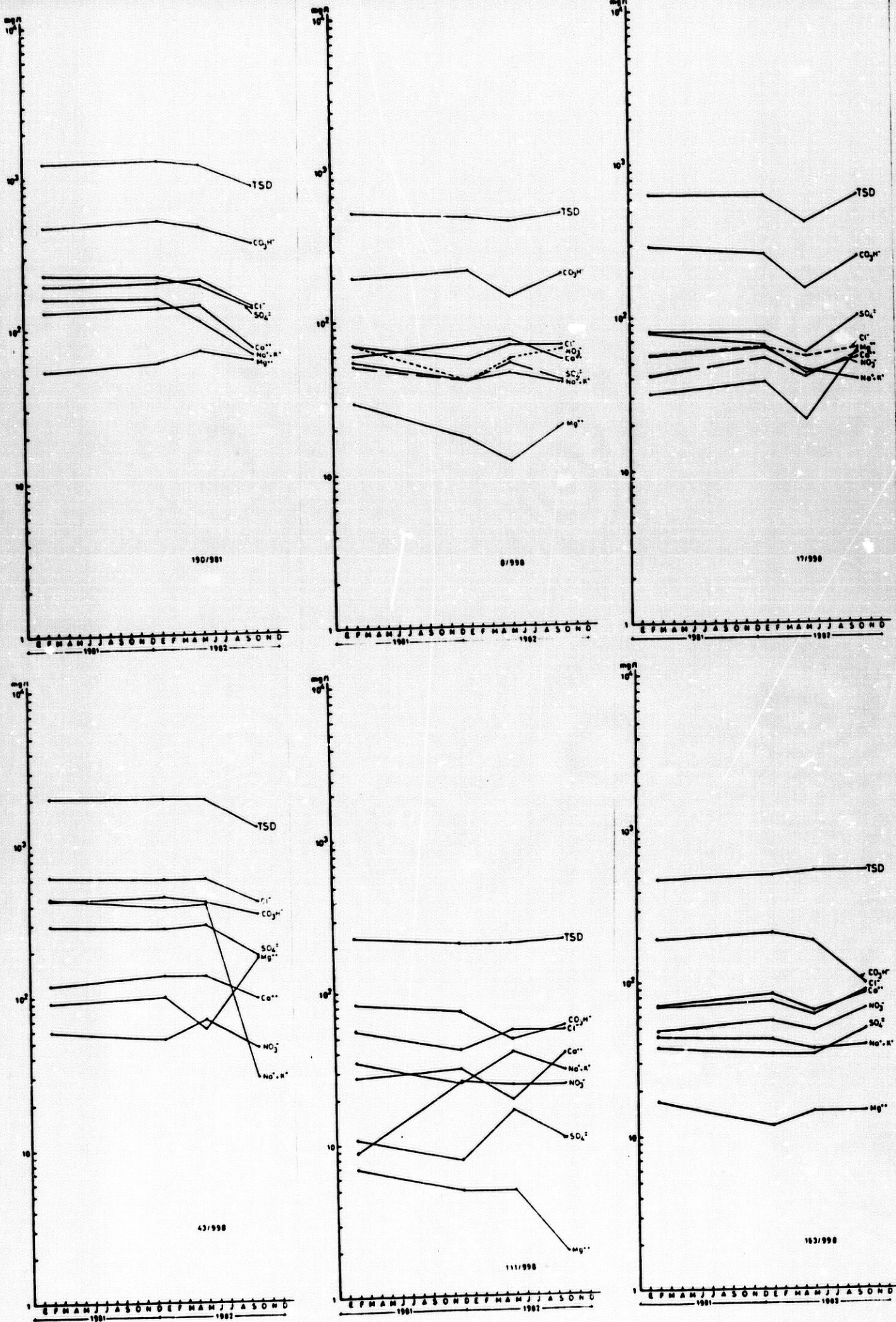


Figura 88.- Evolución en el tiempo de las características físico-químicas de las aguas de seis puntos que captan el acuífero superficial

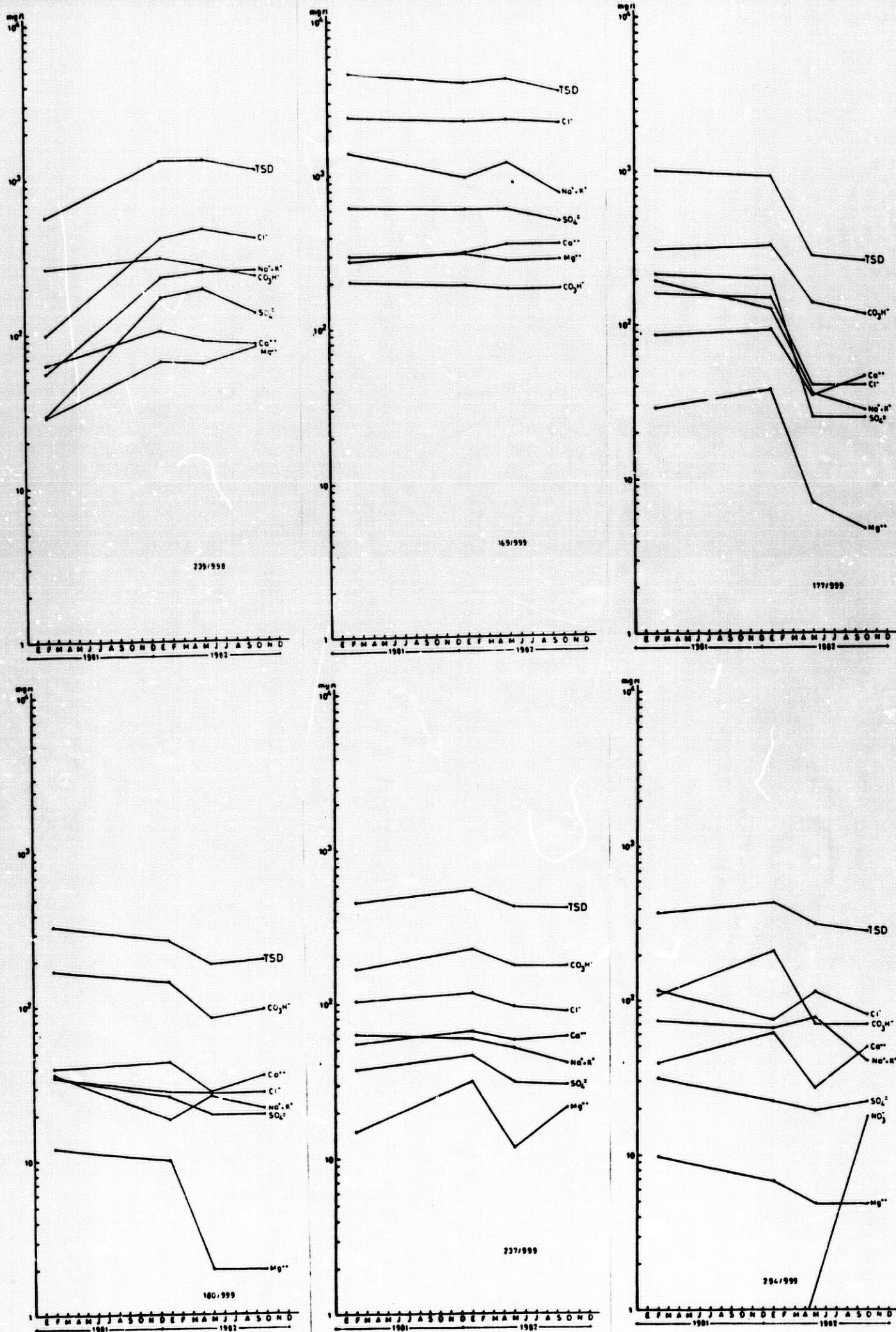


Figura 89.- Evolución en el tiempo de las características físico-químicas de las aguas de seis puntos que captan el acuífero superficial

en cada punto) para el período entre febrero de 1981 y octubre de 1982. Aunque este periodo es corto para poner de manifiesto una tendencia clara de este parámetro, se puede observar que, en general, tiende a mantenerse constante o a descender ligeramente, excepto en el punto 239, en el que experimenta un ascenso brusco (564 mg/l el 18/2/81, y 133 mg/l el 19/2/82) ligado a incremento de salinidad, y en el punto 177, donde desciende acusadamente (968 mg/l el 26/1/82, y 398 mg/l el 24/5/82) debido a la infiltración rápida del agua de lluvia en el acuífero (el punto está ubicado en área de alimentación), después de las precipitaciones de febrero y marzo de 1982 (superaron los 80 milímetros en la estación pluviométrica de Cartaya). El valor medio del TSD es de 1066 mg/l.

- b) pH

La determinación del valor del pH no se ha efectuado en campo, en el momento de recoger las muestras, sino posteriormente en laboratorio, por lo que el valor obtenido puede tener variaciones más o menos importantes con el pH real de las aguas de la unidad (HEM, 1970).

El valor del pH así determinado, varía entre 5,9 (número 111) y 8,8 (número 8). El 73 por 100 de las muestras analizadas (48) tienen pH comprendido entre 6,5 y 7,5, y sólo en dos puntos (números 8 y 177) el pH es superior a 8.

Para un mismo punto el pH varía en el tiempo. El valor máximo de esta variación, para el período estudiado (1979/1982), es de dos unidades (número 8), y el mínimo de 0,3 unidades (número 190). El valor medio del pH, para este período, deducido a partir de datos de 57 análisis, es de 7,3.

- c) Contenido iónico

Antes de pasar a estudiar los distintos iones presentes en las aguas de la unidad, es necesario considerar que la representatividad de una muestra, recogida en un lugar y fecha determinada, está influida por ciertos facto-

res que afectan a la composición química de las aguas (infiltración (cantidad y calidad), litología del material acuífero, tiempo de contacto agua-roca, parámetros hidráulicos, fenómenos modificadores, intervención humana, etc.), y hacen que ésta varíe, tanto en el espacio como en el tiempo, amén de los errores analíticos e imprecisiones.

El campo de variación del contenido de las aguas, en los diferentes iones, se refleja en el diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF (figura 90), para un total de 68 muestras analizadas.

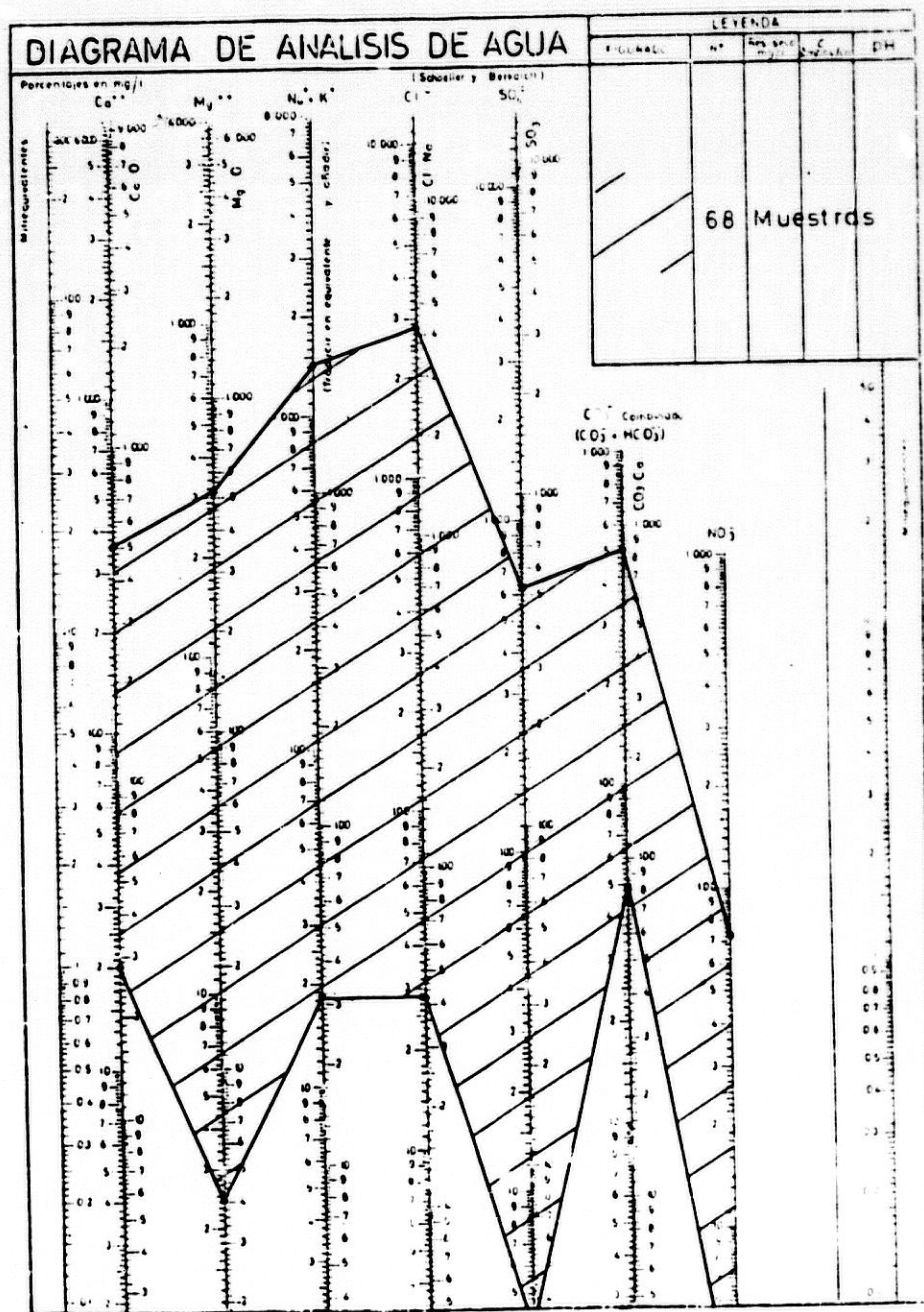


Figura 90. - Diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF (acuífero superficial)

Se puede observar (figura 90) que la concentración (en mg/l) de los distintos iones, varía de forma importante (en menor grado para el ión bicarbonato que para el resto), y puede quedar multiplicada por diez, e incluso por cien (caso de los iones magnesio, sodio más potasio, y cloruro).

Asímismo, he representado los puntos en un diagrama de PIPER (1944) (figura 91). En él se pone de manifiesto la preponderancia de los iones

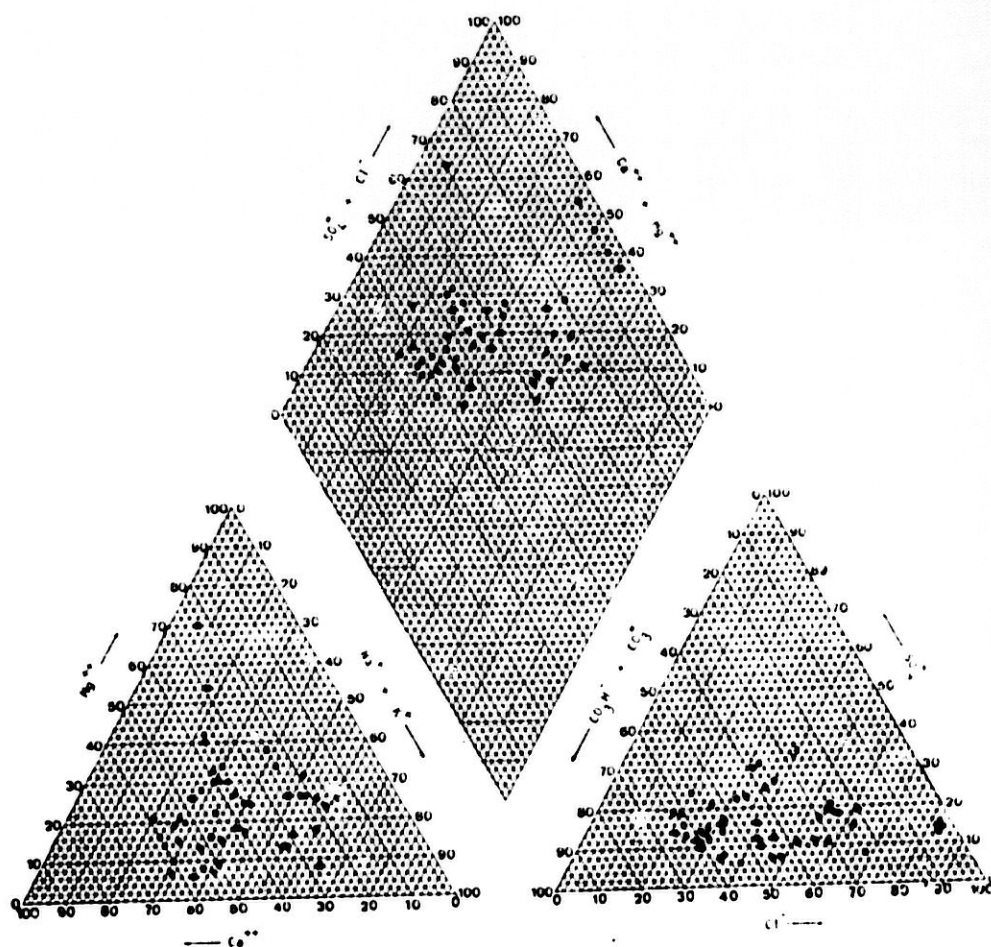


Figura 91.- Representación en diagrama de PIPER de aguas del acuífero superficial (12 puntos acuíferos, 48 muestras)

calcio-bicarbonato y sodio más potasio-cloruro.

En lo que respecta a la facies química de las aguas, el diagrama de PIPER muestra cómo el grueso de las mismas quedan comprendidas dentro de

bicarbonatadas cálcicas y cloruradas cálcicas; también existen algunos puntos que tienen aguas cloruradas sódicas (números 43, 169 y 239). Desde el punto de vista de la clasificación geoquímica por los iones dominantes (CUSTODIO, 1976), las aguas de esta unidad hidrogeológica corresponden al grupo 5-e^(x), es decir, sus facies son bicarbonatadas cloruradas cálcico-sódicas.

Según se desprende de los análisis químicos realizados para un mismo punto, en tiempos distintos, la concentración de los diferentes iones varía de un análisis a otro. En las figuras 88 y 89 he representado, gráficamente, la variación en el tiempo (para los años 1981 y 1982) de la composición de las aguas, de esta unidad, en los doce puntos controlados. Aunque el período de tiempo es muy corto, como para poner de manifiesto la tendencia de esta variación en los diferentes puntos, se observa que, de forma general, en unos la concentración en iones aumenta (número 239) en el tiempo, en otros disminuye (números 177, 180 y 190), y en algunos tiende a mantenerse constante (números 8, 17, 163, 169 y 237); en el resto (números 43, 111 y 294) no se manifiesta una relación clara.

Con el fin de tener idea de conjunto de la composición de las aguas y de su evolución espacial, he representado los resultados obtenidos en diagramas de STIFF (1951), modificados, (figura 92). En cada punto figura el valor de la concentración (en meq/l) de los iones principales, según los datos de análisis correspondientes a muestras recogidas el 20 de octubre de 1982. Observando el mapa de la figura 92 se pone de manifiesto que, de forma general, la concentración aumenta de norte a sur, o sea, en el mismo sentido en que tiene lugar el flujo subterráneo. Este aumento es moderado (mayor para los iones calcio y bicarbonato, que para el resto), excepto en el sector definido por el eje Cartaya-Lepe-La Redondela, en el

(x) El número 5 indica que $r \text{CO}_3\text{H}^- > r \text{Cl}^- > r \text{SO}_4^{=}$. La letra e indica que $r \text{Ca}^{++} > r \text{Na}^+ > r \text{Mg}^{++}$ ($r = \text{meq/l}$)

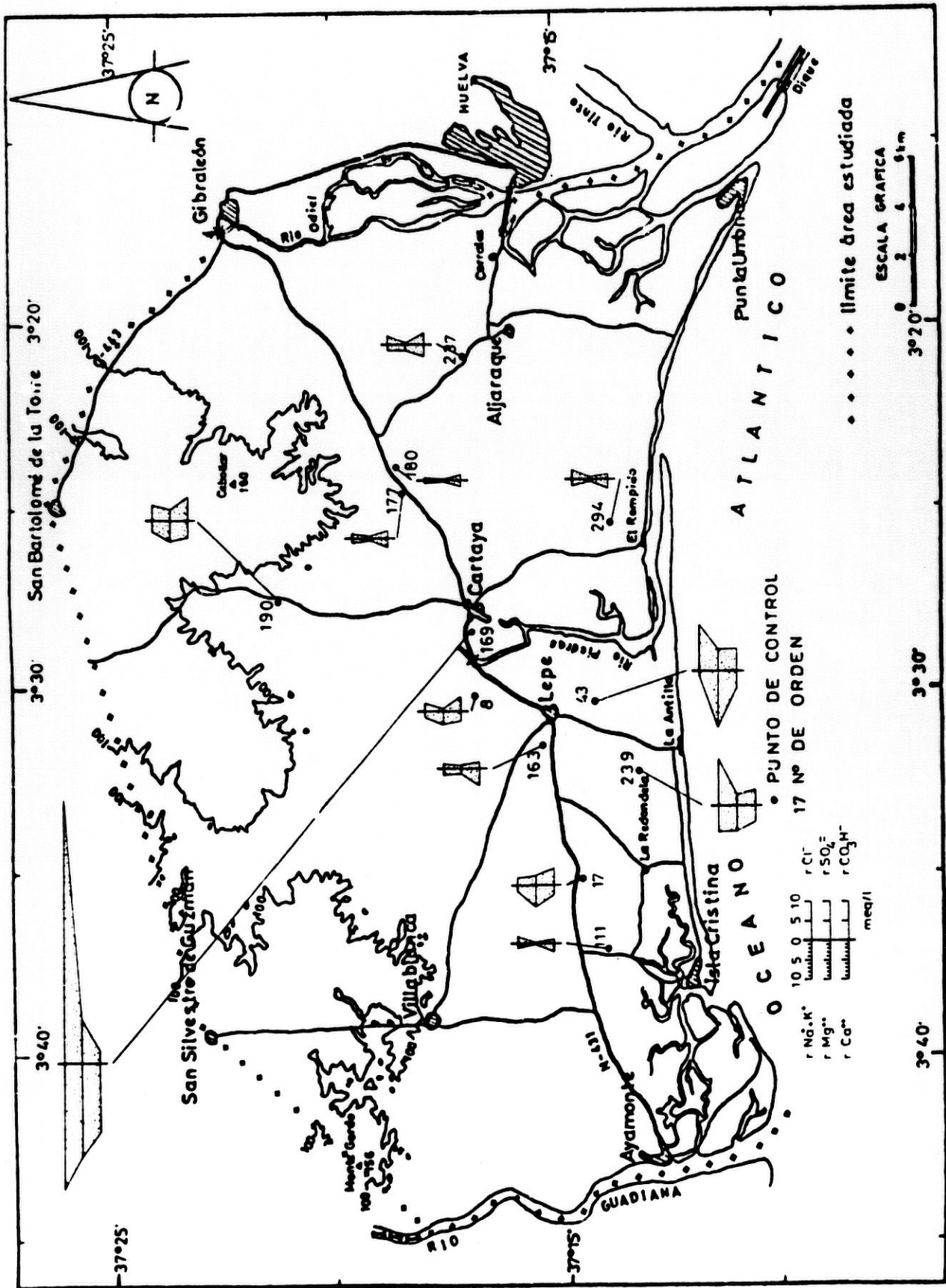


Figura 92.- Diagramas de STIFF (modificados) de aguas del acuífero superficial (datos correspondientes a octubre de 1982)

cual experimenta un incremento brusco la concentración de todos los iones, pero muy especialmente el sodio y los cloruros, hecho que podría estar ligado a una posible afección marina en el sector, como más adelante indicaré. Las elevadas concentraciones que muestran las aguas del punto número 169 (13,7 metros de profundidad) se interpretan como debidas no sólo a mezcla con aguas marinas, sino también a fenómenos de lixiviación de sedimentos tipo marisma (el pozo está ubicado en el extremo norte de las marismas del río Piedras), y a disolución de yesos y sales asociadas a margas azules infrayacentes que, por la profundidad de la obra, han debido de ser alcanzadas.

Como he señalado anteriormente, el aumento del contenido salino desde el interior del área hacia la costa (sector Cartaya-Lepe-La Redondela) permite atribuir como origen más probable de la salinidad, la mezcla de agua del acuífero con agua marina, hipótesis que es compartida por MARTIN-MACHUCA^(x) (comunicación personal, que agradezco).

Entre las relaciones iónicas que mejor indican la presencia de intrusión marina (CUSTODIO, 1976) están las siguientes: $r \text{Mg}^{++} / r \text{Ca}^{++}$ y $r \text{Cl}^- / r \text{CO}_3\text{H}^-$. Para el agua del mar la relación $r \text{Mg}^{++} / r \text{Ca}^{++}$ vale alrededor de 5, y la relación $r \text{Cl}^- / r \text{CO}_3\text{H}^-$ varía entre 20 y 50. Para las aguas continentales $r \text{Mg}^{++} / r \text{Ca}^{++}$ varía entre 0,3 y 1,5, y $r \text{Cl}^- / r \text{CO}_3\text{H}^-$ entre 0,1 y 5. En el área estudiada, para el período 1980/1981, el valor medio de la relación $r \text{Mg}^{++} / r \text{Ca}^{++}$ es de 0,73 (1,39 para la media de los puntos números 43, 169 y 239, en el mismo período), y el valor medio de la relación $r \text{Cl}^- / r \text{CO}_3\text{H}^-$ es de 3,02 (9,31 para la media de los tres puntos antes indicados). En el cuadro 59 reflejo los valores obtenidos en los diferentes puntos de control, durante el período indicado.

Estos valores vienen a corroborar lo expuesto, ya que la relación

(x) Ingeniero Jefe de la División del IGME en Sevilla

$r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++}$ aumenta con la proximidad al mar, al pasar de 0,73 (valor medio) a 1,39 en el sector Cartaya-Lepe-La Redondela (puntos números 43, 169 y 239). La relación $r \text{Cl}^-/r \text{CO}_3\text{H}^-$ es, también, muy expresiva, ya que pasa de 3,02 (valor medio) a 9,31 para el mismo sector.

Con la finalidad de visualizar espacialmente el posible efecto de afección marina en el sector indicado, he representado gráficamente estas relaciones (y el contenido en cloruros), con datos de análisis correspondientes a octubre de 1982.

En las figuras 93, 94 y 95 reflejo los mapas hidrogeoquímicos obtenidos; en ellos presento las isofleas que marcan la evolución espacial de las relaciones $r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++}$ y $r \text{Cl}^-/r \text{CO}_3\text{H}^-$, y del contenido en cloruros en las aguas de la unidad.

Se observa que, claramente, se corrobora, de forma gráfica, lo que anteriormente he expuesto. La relación $r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++}$ (figura 93) alcanza los valores más elevados al sur de Lepe ($r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++} = 3$, en el punto número 43); las isofleas son concéntricas y aparecen deformadas, con su máximo alargamiento en dirección NE-SW. La relación $r \text{Cl}^-/r \text{CO}_3\text{H}^-$ (figura 94) presenta su máximo valor al este de La Redondela ($r \text{Cl}^-/r \text{CO}_3\text{H}^- = 3$, en el punto número 239), y las isofleas se disponen con un alto grado de paralelismo entre sí y con respecto a la línea de costas, aumentando

Nº	Fecha	$r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++}$	$r \text{Cl}^-/r \text{CO}_3\text{H}^-$
8	13/2/81	0,80	0,62
"	26/1/82	0,39	0,44
"	20/5/82	0,26	0,83
"	20/10/82	1,14	0,58
17	18/2/81	0,65	0,33
"	26/1/82	0,94	0,40
"	20/5/82	0,81	0,61
"	20/10/82	1,85	0,42
43	18/2/81	1,26	2,41
"	26/1/82	1,20	2,23
"	20/5/82	0,74	2,45
"	21/10/82	3,00	2,06
111	18/2/81	0,42	1,14
"	19/1/82	0,25	1,00
"	20/5/82	0,40	2,00
"	21/10/82	0,10	1,60
163	18/2/81	0,30	0,62
"	27/1/82	0,22	0,61
"	20/5/82	0,35	0,50
"	21/10/82	0,27	1,44
169	18/2/81	1,70	13,52
"	26/1/82	1,62	22,80
"	20/5/82	1,27	24,72
"	13/10/82	1,35	21,66
177	19/2/81	0,54	0,83
"	26/1/82	0,66	0,70
"	24/5/82	0,33	0,50
"	20/10/82	0,16	0,60
180	18/2/81	0,50	0,35
"	26/1/82	0,36	0,33
"	20/5/82	0,14	0,57
"	19/10/82	0,11	0,50
190	18/2/81	0,66	0,71
"	26/1/82	0,71	0,60
"	20/5/82	0,83	0,76
"	20/10/82	1,00	0,66
237	18/2/81	0,42	1,06
"	27/1/82	0,76	0,89
"	20/5/82	0,33	0,93
"	19/10/82	0,56	0,80
239	18/2/81	0,75	0,62
"	19/2/82	1,03	2,30
"	20/5/82	1,17	2,95
"	21/10/82	1,59	3,00
294	18/2/81	0,40	1,80
"	27/1/82	0,18	0,61
"	20/5/82	0,28	2,02
"	20/10/82	0,15	2,00
MEIA.....		0,73	3,02

Cuadro 59.- Valores de las relaciones iónicas utilizadas como indicadores de la presencia de afección marina (acuífero superficial)

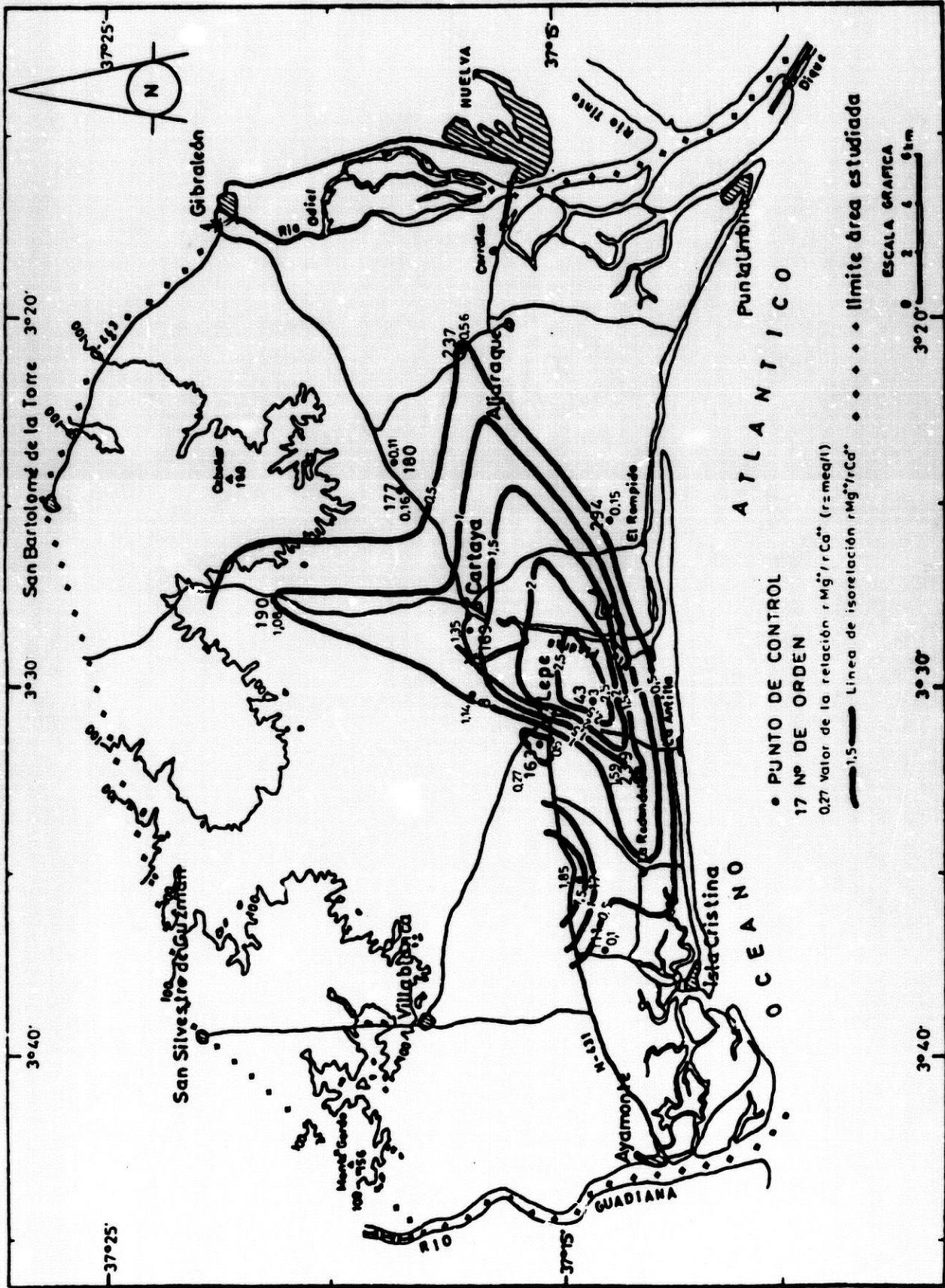


Figura 93. - Mapa de isorelación magnesio/calcio en el acuífero superficial (octubre 1962)

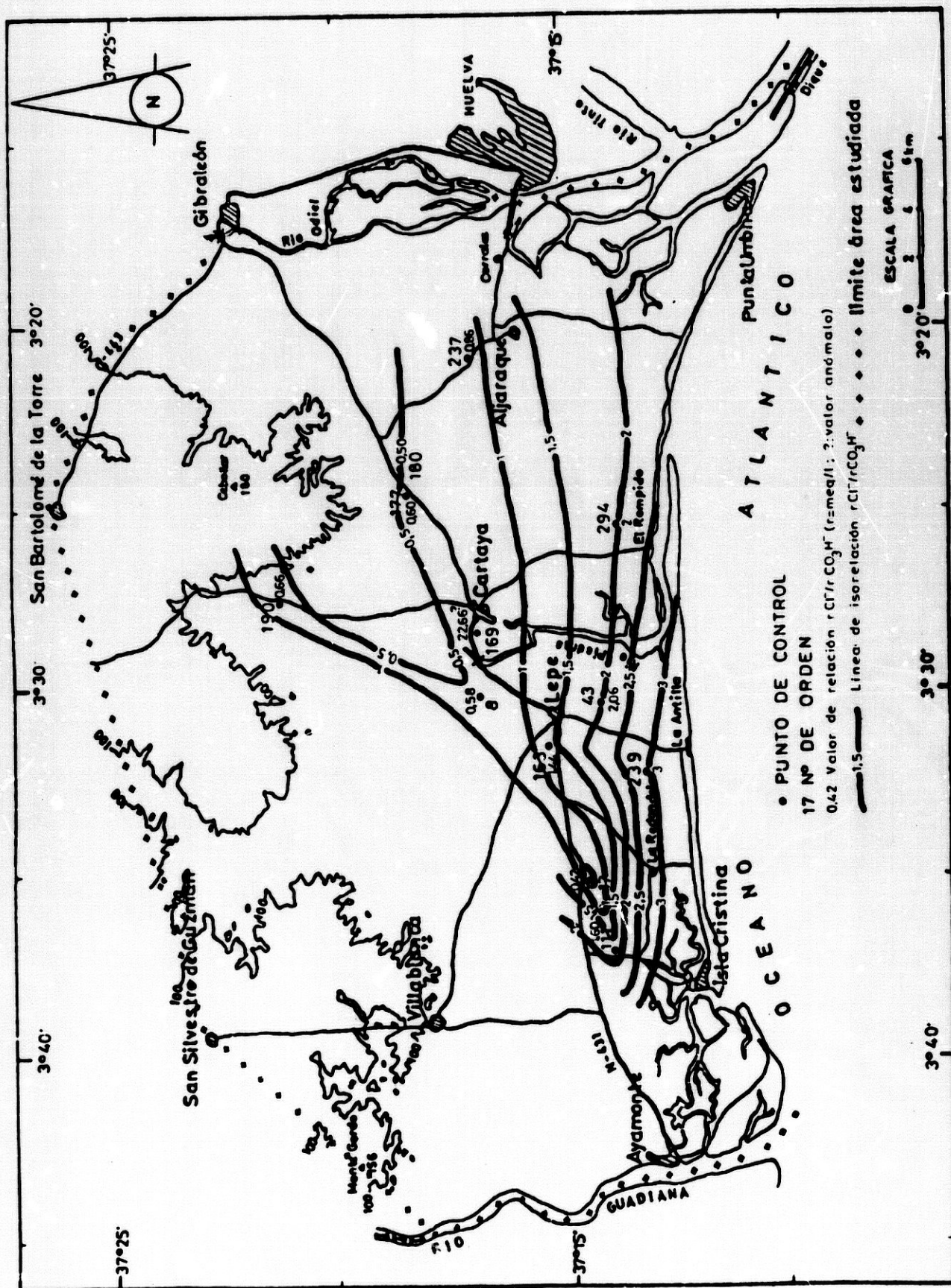


Figura 94.- Mapa de isorelación cloruros/bicarbonatos en el acuífero superficial (octubre 1982)

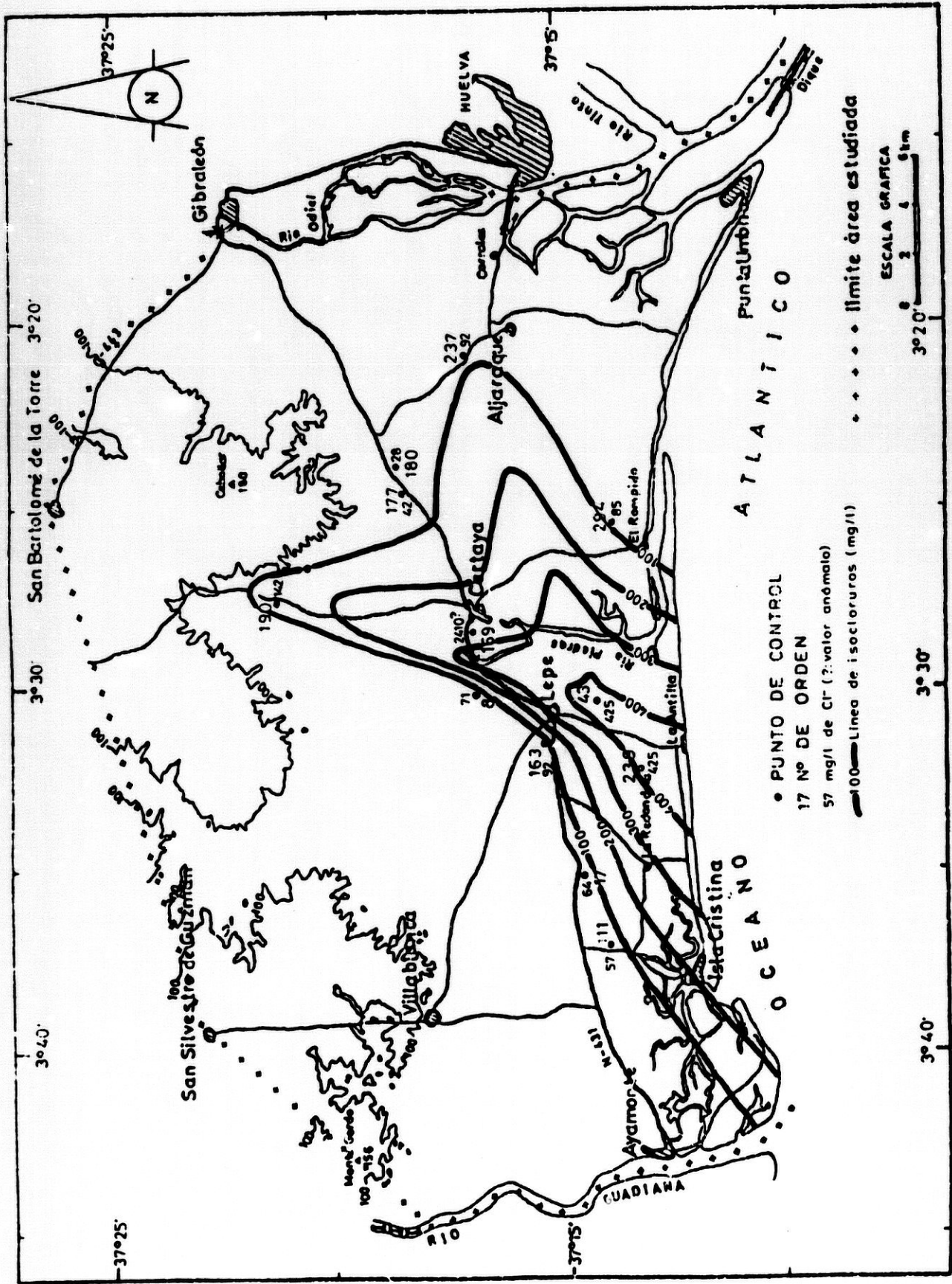


Figura 95. - Mapa de contenido en cbruros en el acifero superficial (octubre 1982)

su valor hacia el mar. El mapa de isocontenido en cloruros (figura 95) completa lo que he indicado con anterioridad. La concentración en cloruros más alta se alcanza en los puntos 43 y 239 (425 mg/l), y las isóneas aparecen deformadas, con su alargamiento en dirección NE-SW.

Todo lo anterior (elevación del contenido en cloruros, de la relación $r \text{Mg}^{++} / r \text{Ca}^{++}$, y de la relación $r \text{Cl}^- / r \text{CO}_3\text{H}^-$) pone de manifiesto que es probable que exista afección marina en el sector Cartaya-Lepe-La Redondela, y principalmente en los dos últimos.

Quiero concluir este epígrafe indicando que es aconsejable el que, los organismos encargados de la gestión de las aguas subterráneas en la provincia de Huelva, realicen una campaña hidrogeológica de detalle en el sector costero Lepe-La Redondela-La Antilla (incluso hasta Cartaya), en la que se lleven a cabo controles detallados de las características físico-químicas de aguas subterráneas y superficiales, y de niveles piezométricos, con la finalidad de establecer mapas piezométricos e hidrogeoquímicos precisos del mismo, y determinar, así, el área de influencia de la posible afección o intrusión marina, y el grado en que se está produciendo.

También, en la línea de este estudio hidrogeológico de detalle, se debería realizar una campaña de prospección geofísica en el sector, con la finalidad de definir exactamente la geometría del acuífero en ese área, y localizar, y conocer, la posición de la interfase en el subsuelo.

2.3. ACUIFERO PROFUNDO

2.3.1. Generalidades

Como indiqué en el epígrafe 2.1, el número de puntos analizados, en esta unidad, es sólo de cinco. De ellos, dos (números 65 y 217) captan la formación hidrogeológica superior, detrítica (M_1), y tres (números 15, 27 y 237) la formación hidrogeológica inferior, caliza (J). Tres puntos (números 27, 65 y 217) se encuentran situados en el sector oriental del área