



**Escola de Camins**  
Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports  
UPC BARCELONATECH

## Interpretación de ensayos de trazadores en medio heterogéneo anisótropo

Trabajo realizado por:

**David Rogelio Grandal Rejo**

Dirigido por:

**Xavier Sánchez-Vila**

Máster en:

**Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos**

Barcelona, **septiembre de 2018**

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental

**TRABAJO FINAL DE MÁSTER**



ESCOLA TÈCNICA SUPERIOR D'ENGINYERS DE CAMINS, CANALS I PORTS DE  
BARCELONA  
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

# INTERPRETACIÓN DE ENSAYOS DE TRAZADORES EN MEDIO HETEROGÉNEO ANISÓTROPO

David Rogelio Grandal Rejo

Tutor  
Prof. Dr. Xavier Sánchez-Vila

Trabajo Final de Máster

Grupo de Hidrogeología  
Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental

Septiembre 2018



---

**AGRADECIMIENTOS**

A mi tutor, Xavi, por haberme dado la oportunidad de trabajar este año con él, por guiarme en materia desconocida, por conseguir hacer fácil lo difícil y por haberme propiciado un ambiente de trabajo inmejorable.

Al personal de ENRESA, en concreto a May López, a Arturo Ramón (Westinghouse) y demás personal que participa en el proyecto de El Cabril, por integrarme como uno más del equipo de trabajo y compartir su conocimiento, además de a ayudarme suministrando toda la información requerida.

A mis compañeras de despacho, Laura y Carme, y todos los compañeros del grupo de Hidrogeología, por su incansable paciencia respondiendo dudas que iban surgiendo a lo largo de este trabajo, por los consejos recibidos y por los avisos que muchas veces se adelantaban a posibles problemas futuros.

A Cristina, Pau, Gemma y demás amigos y compañeros de la universidad, que, aunque empezamos a tomar caminos distintos, siempre se puede contar con vosotros cuando se os necesita.

A mi compañera de viaje, por apoyarme en las horas bajas, por hacerme ver mi día a día con otro punto de vista, por ser capaz de restarle valor a lo carente de importancia y ponérselo a lo que realmente lo tiene, y por, sencillamente, hacerme feliz.

Por último, pero no por ello menos importante, a mi familia: las palabras simplemente no reflejan lo que significa vuestro incondicional apoyo.



---

**RESUMEN**

En el ámbito de la Hidrogeología se presenta fundamental comprender las teorías de flujo y transporte. Ambas teorías están ampliamente estudiadas para el caso en que el terreno sea homogéneo e isótropo, es decir, el continuo es un mismo material con mismas propiedades en todas las direcciones. La práctica demuestra que la realidad se aleja de esta situación ideal, y, por tanto, se deberán estudiar otras teorías más complejas.

La presente tesis de máster se centra en la exploración las teorías de flujo y transporte aplicadas a un caso real: el Centro de Almacenamiento de El Cabril, situado en la provincia de Córdoba. Este emplazamiento ha sido foco de estudio desde finales de 1980, debido a la necesidad de estar correctamente caracterizado. La elección de esta localización fue debida a la baja permeabilidad del sustrato rocoso de la sierra de El Cabril, amén de otros factores como la lejanía a núcleos de población o la existencia de una antigua cantera minera.

Partiendo de un modelo hidrogeológico existente de la zona de dos de las celdas de almacenamiento de residuos radiactivos de baja y muy baja actividad, se pretende ampliar la escala temporal del modelo, así como mejorar, a base de calibración, el valor de los parámetros que gobiernan el sistema. Este estudio mostrará una marcada anisotropía vertical, que, en muchos casos, se aleja de un comportamiento intuitivo del terreno.

Una vez estudiado el comportamiento de las redes de flujo, se acomete el comportamiento de transporte en el medio. Para ello, se reinterpretarán una serie de ensayos de trazadores realizados en la década de los 90.

Finalmente, los resultados de ambos estudios buscan un mejor entendimiento del sistema, así como una correcta caracterización de los parámetros del medio.

**Palabras clave:** hidrogeología, flujo, transporte de solutos, anisotropía, ensayo de trazadores, modelos numéricos.





---

**ABSTRACT**

Within the Hydrogeology field, it is fundamental to understand flow and transport theories. Both theories are highly developed for the case of homogeneous and isotropic soil, *id est*, continuum medium is composed by the same material with the same properties along all the directions. Experience shows up that reality moves away from this ideal case, and, therefore, more complex theories should be accounted for.

This master thesis is focused on the exploration of flow and transport theories applied to a real case: the disposal site of El Cabril, located on the Córdoba province. This location has been studied since the 80s, due to the necessity of being properly characterised. Location choice was due to the low permeability of the El Cabril mountain rock substratum, among other factors such as the distance to population settlements or the previous existence of a mining quarry.

Starting from an existent hydrogeological model of two of the storage cells composed by low and very low radioactive level waste, it is expected to extend the model temporal scale as well as, throughout calibration processes, to get better parameter values that govern the system. The study will display a noticeable vertical anisotropy which, in many cases, moves away from the intuitive field behaviour.

Once the flow network behaviour is characterised, the transport behaviour of the medium is considered. For this purpose, a series of tracer tests carried out in the 90s will be re-interpreted.

Finally, results from both studies seek for a better system understanding, other than a proper characterisation of the medium parameters.

**Keywords:** hydrogeology, flow, solute transport, anisotropy, tracer test, numerical modelling.



**ÍNDICE GENERAL:**

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....	1
1.1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.2. MOTIVACIÓN / OBJETIVO PRINCIPAL.....	2
1.3. OBJETIVOS.....	2
1.3.1. Objetivos generales.....	2
1.3.2. Objetivos específicos.....	2
1.4. ORGANIZACIÓN .....	3
CAPÍTULO 2 ESTADO DEL CONOCIMIENTO .....	5
2.1. INTRODUCCIÓN .....	5
2.2. HIDRÁULICA DE ACUÍFEROS .....	5
2.2.1. Conceptos básicos .....	5
2.2.2. Ley de Darcy .....	7
2.2.3. Ecuación general de flujo .....	8
2.3. MODELIZACIÓN DEL FLUJO .....	9
2.4. TRANSPORTE DE SOLUTOS EN AGUAS SUBTERRÁNEAS .....	13
2.4.1. Procesos de transporte de solutos.....	13
2.4.2. Ecuación general de transporte .....	16
2.4.3. Ensayos de trazadores.....	18
2.5. MODELIZACIÓN DEL TRANSPORTE.....	21
CAPÍTULO 3 DESCRIPCIÓN DEL EMPLAZAMIENTO.....	23
3.1. INTRODUCCIÓN .....	23
3.2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL .....	24
3.2.1. Secuencia Litoestratigráfica .....	24
3.2.2. Estructura .....	25
3.2.3. Metamorfismo .....	25

3.3.	ENCUADRE GEOLÓGICO LOCAL.....	26
3.4.	HIDROGEOLOGÍA DE LA PLATAFORMA ESTE.....	27
3.5.	RED DE VIGILANCIA HIDROGEOLÓGICA .....	28
3.5.1.	Niveles piezométricos .....	28
3.5.2.	Datos meteorológicos .....	29
3.5.3.	Estaciones de aforo y usos del agua.....	29
CAPÍTULO 4 TRATAMIENTO DE DATOS .....		31
4.1.	INTRODUCCIÓN .....	31
4.2.	BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO Y CÁLCULOS DE INFILTRACIÓN .....	31
4.2.1.	Datos meteorológicos .....	32
4.2.2.	Obtención de la función de tiempo de la recarga natural .....	34
4.2.3.	Observaciones en los sondeos .....	35
4.3.	ENSAYOS DE TRAZADORES.....	36
CAPÍTULO 5 MODELO NUMÉRICO DE FLUJO .....		43
5.1.	INTRODUCCIÓN .....	43
5.2.	MALLA DEL MODELO.....	43
5.3.	CONDICIONES DE CONTORNO: ELEMENTOS DE RECARGA Y DESCARGA DEL DOMINIO 46	
5.3.1.	Recarga natural .....	46
5.3.2.	Caudales subterráneos.....	47
5.3.3.	Subdrenes de la Celda 29 y Celda 30.....	47
5.3.4.	Arroyos y ríos.....	48
5.4.	CALIBRACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO .....	49
5.4.1.	Conductividad hidráulica.....	50
5.4.2.	Coeficiente de almacenamiento específico .....	56
5.4.3.	Término fuente.....	58
5.5.	RESULTADOS DEL MODELO: PIEZOMETRÍAS.....	59

---

CAPÍTULO 6 MODELO NÚMÉRICO DE TRANSPORTE.....	63
6.1. INTRODUCCIÓN .....	63
6.2. SELECCIÓN DEL MODELO .....	63
6.3. CONDICIONES DE CONTORNO, CONDICIONES INICIALES E INPUT DATA .....	65
6.4. CALIBRACIÓN DE LOS PARÁMETROS.....	66
6.5. RESULTADOS DEL MODELO: POROSIDAD .....	75
6.6. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y DISCUSIÓN DE LOS PARÁMETROS .....	75
CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES .....	83
7.1. INTRODUCCIÓN .....	83
7.2. CONCLUSIONES GENERALES .....	83
7.3. CONCLUSIONES ESPECÍFICAS .....	84
7.4. FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN .....	87
REFERENCIAS.....	89



**ÍNDICE DE FIGURAS:**

Figura 2.1. Discretización 2D en celdas. ....	10
Figura 2.2. Esquema de un medio con doble porosidad.....	16
Figura 2.3. Ensayo de flujo radial convergente.....	19
Figura 2.4. Utilización de varios trazadores en un mismo ensayo.....	19
Figura 3.1. Situación del Centro de Almacenamiento de El Cabril.....	24
Figura 3.2. Corte geológico del dominio de Sierra Albarrana.....	25
Figura 3.3. Distribución espacial del metamorfismo regional en el dominio de Sierra Albarrana.....	26
Figura 3.4. Mapa geológico del entorno de la Plataforma Este (ENRESA).....	27
Figura 3.5. Plano de la Plataforma Este: Celda 29 y Celda 30 (ENRESA).....	29
Figura 4.1. Precipitación diaria del año hidrológico 2016-2017 [mm].....	33
Figura 4.2. Temperatura diaria del año hidrológico 2016-2017 [°C]. ....	33
Figura 4.3. Precipitación vs Recarga del periodo de simulación (1992-2017) [m/7días].....	35
Figura 4.4. Situación de los sondeos en el modelo numérico. Se resalta en granate la ubicación de los nuevos sondeos S3016 y S3017.....	36
Figura 4.5. Localización de las parcelas S33 (azul) y S401 (verde). ....	37
Figura 4.6. Evolución de la concentración normalizada de los trazadores en la parcela S33.....	38
Figura 4.7. Evolución de la concentración normalizada de los trazadores en la parcela S401... ..	39
Figura 4.8. Evolución de la concentración de los trazadores en la parcela S33 (escala log-log). ..	40
Figura 4.9. Evolución de la concentración de los trazadores en la parcela S401 (escala log-log).....	41
Figura 5.1. Malla bidimensional (izquierda) y base geo-referenciada solapada con la geología (derecha). ....	44
Figura 5.2. Interpolación de la topografía en la capa superficial del modelo. Se indica la posición de las celdas 29 y 30.....	45
Figura 5.3. Perspectiva aérea de la topografía. Se observa cómo se altera la topografía original debido a la construcción de las celdas. ....	46
Figura 5.4. Mapa de zonificación de la recarga natural. ....	47

Figura 5.5. Proyección de los subdrenes de las celdas 29 y 30 en la malla 2D. Se proyectan los pozos de observación para facilitar la ubicación espacial de los subdrenes. ....	48
Figura 5.6. Funciones de tiempo de los arroyos y ríos.....	49
Figura 5.7. Zonas de conductividad hidráulica del bloque superficial (bloque 1).....	51
Figura 5.8. Zonas de conductividad hidráulica del bloque subsuperficial (bloque 2).....	51
Figura 5.9. Zonas de conductividad hidráulica de los bloques profundos (bloques 3 y 4). ....	52
Figura 5.10. Anisotropía de la conductividad hidráulica. Valores superiores a la unidad indican una mayor conductividad en la dirección N-S con respecto a la E-W, en coordenadas giradas 21° dirección oeste respecto al norte. ....	55
Figura 5.11. Zonas de almacenamiento específico del bloque superficial (bloque 1). ....	56
Figura 5.12. Zonas de almacenamiento específico del bloque subsuperficial (bloque 2). ....	57
Figura 5.13. Zonas de almacenamiento específico de los bloques profundos (bloques 3 y 4)...	57
Figura 5.14. Piezometría en planta correspondiente a 30 de septiembre de 2017. Se dibuja la piezometría correspondiente al bloque 2.....	59
Figura 5.15. Ubicación en planta de las secciones transversales W-E (color verde) y de la sección longitudinal N-S (color azul), donde se realizan las piezometrías.....	60
Figura 5.16. Superficie piezométrica, a fecha 30 de septiembre de 2017, a lo largo del perfil transversal que pasa por el eje de la Celda 29.....	60
Figura 5.17. Superficie piezométrica, a fecha 30 de septiembre de 2017, a lo largo del perfil transversal que pasa por el eje de la Celda 30.....	61
Figura 5.18. Superficie piezométrica, a fecha 30 de septiembre de 2017, a lo largo del perfil longitudinal que pasa por las celdas. ....	61
Figura 5.19. Perspectiva de los niveles piezométricos a día 30 de septiembre de 2017.....	62
Figura 6.1. Localización de los sondeos de las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha), expresada en base a las coordenadas del modelo local de la Plataforma Este.....	64
Figura 6.2. Calibración de la curva de llegada del sondeo S410 (Rhodamina).....	67
Figura 6.3. Calibración de la curva de llegada del sondeo S411 (Zinc). ....	67
Figura 6.4. Calibración de la curva de llegada del sondeo S412 (Yodo).....	68
Figura 6.5. Calibración de la curva de llegada del sondeo S413 (Amino G.).....	68
Figura 6.6. Calibración de la curva de llegada del sondeo S414 (Eosina). ....	69
Figura 6.7. Calibración de la curva de llegada del sondeo S402 (Yodo).....	69



---

Figura 6.8. Calibración de la curva de llegada del sondeo S403 (Zinc). .....	70
Figura 6.9. Calibración de la curva de llegada del sondeo S404 (Amino G.). .....	70
Figura 6.10. Calibración de la curva de llegada del sondeo S405 (Rhodamina). .....	71
Figura 6.11. Calibración de la curva de llegada del sondeo S410 (Rhodamina). Escala log-log..	71
Figura 6.12. Calibración de la curva de llegada del sondeo S411 (Zinc). Escala log-log.....	72
Figura 6.13. Calibración de la curva de llegada del sondeo S412 (Yodo). Escala log-log. ....	72
Figura 6.14. Calibración de la curva de llegada del sondeo S414 (Eosina). Escala log-log.....	72
Figura 6.15. Calibración de la curva de llegada del sondeo S403 (Zinc). Escala log-log.....	73
Figura 6.16. Calibración de la curva de llegada del sondeo S404 (Amino G.). Escala log-log. ....	73
Figura 6.17. Calibración de la curva de llegada del sondeo S405 (Rhodamina). Escala log-log..	73
Figura 6.18. Calibración de la curva de llegada del sondeo S411 (Zinc) ajustando la cola. Escala log-log.....	74
Figura 6.19. Calibración de la curva de llegada del sondeo S412 (Yodo) ajustando la cola. Escala log-log.....	74
Figura 6.20. Distribución espacial del tiempo medio de llegada [h] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).....	76
Figura 6.21. Distribución espacial de la velocidad de los poros [m/h] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha). .....	77
Figura 6.22. Distribución espacial del coeficiente de dispersión [m <sup>2</sup> /h] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha). .....	78
Figura 6.23. Distribución espacial del coeficiente de transferencia de masa [h <sup>-1</sup> ] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).....	79
Figura 6.24. Distribución espacial de la ratio de porosidades [-] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha). .....	80
Figura 6.25. Distribución espacial de la porosidad [-] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha). .....	81



**ÍNDICE DE TABLAS:**

Tabla 1.1. Resumen de los objetivos del presente TFM.....	3
Tabla 4.1. Trazadores empleados en las parcelas S33 y S401.....	37
Tabla 4.2. Tasa de recuperación de los ensayos de trazadores. ....	39
Tabla 5.1. Cálculo de la cota de las diferentes capas de la malla. $z_i$ corresponde a la cota topográfica obtenida en el modelo digital del terreno.....	45
Tabla 5.2. Valores calibrados de la conductividad hidráulica en el bloque 1 [m/día]. ....	52
Tabla 5.3. Valores calibrados de la conductividad hidráulica en el bloque 2 [m/día]. ....	53
Tabla 5.4. Valores calibrados para la conductividad hidráulica en los bloques 3 y 4 [m/día]. ...	54
Tabla 5.5. Valores de coeficiente de almacenamiento específico ( $S_s$ ).....	58
Tabla 5.6. Parámetros de zonificación de recarga. ....	59
Tabla 6.1. Tiempo medio de llegada de los trazadores y primera aproximación de la velocidad de los poros.....	66
Tabla 6.2. Parámetros del modelo de transporte de los sondeos S411 y S412 ajustando la cola de las curvas de llegada. ....	74
Tabla 6.3. Resumen de los parámetros y resultados de los modelos de transporte. ....	75



**LISTADO DE VARIABLES:**

$A$	Área de la sección [ $L^2$ ].
$\underline{\underline{A}}$	Matriz de conductancias [ $L^2T^{-1}$ ].
$b$	Espesor del acuífero [ $L$ ].
$\underline{b}$	Vector del término fuente/sumidero [ $L^3T^{-1}$ ].
$c$	Concentración de soluto [ $ML^{-3}$ ].
$c_{in}$	Concentración de soluto en la fase inmóvil [ $ML^{-3}$ ].
$c_m$	Concentración de soluto en la fase móvil [ $ML^{-3}$ ].
$C$	Conductancia [ $L^2T^{-1}$ ].
$CC$	Capacidad de campo [–].
$d$	Distancia [ $m$ ].
$\underline{\underline{D}}$	Matriz de almacenamiento [ $L^2$ ].
	Tensor de dispersión [ $L^2T^{-1}$ ].
$D_L$	Dispersión longitudinal [ $L^2T^{-1}$ ].
$D_m$	Coefficiente de difusión molecular [ $L^2T^{-1}$ ].
$D_T$	Dispersión transversal [ $L^2T^{-1}$ ].
$e_R$	Espesor radicular [ $L$ ].
$f$	fracción de adsorción [–].
$g$	Aceleración de la gravedad [ $LT^{-2}$ ].
$h$	Altura o nivel piezométrico [ $L$ ].
$\underline{h}$	Vector solución de niveles piezométricos [ $L$ ].
$h_0$	Nivel piezométrico inicial [ $L$ ].
$k$	Permeabilidad intrínseca del suelo [ $L^2$ ].
$\underline{\underline{K}}$	Tensor de conductividad hidráulica [ $LT^{-1}$ ].
$K_d$	Coefficiente de distribución para adsorción lineal [ $L^3T^{-1}$ ].
$L$	Longitud característica [ $L$ ].

---

$L_{AB}$	Longitud $\overline{AB}$ [L].
$m_r$	Masa recuperada del ensayo de trazadores [M].
$M_A$	Flujo másico por advección [ $ML^{-2}T^{-1}$ ].
$M_{DM}$	Flujo másico por difusión molecular [ $ML^{-2}T^{-1}$ ].
$M_{DH}$	Flujo másico por dispersión hidrodinámica [ $ML^{-2}T^{-1}$ ].
$M_s$	Masa del esqueleto sólido [M].
$p$	Presión [ $ML^{-1}T^{-2}$ ].
$P$	Precipitación [ $L^3L^{-2}$ ].
$PMP$	Punto de marchitez permanente [-].
$\underline{q}$	Velocidad o flujo de Darcy [ $LT^{-1}$ ].
$Q$	Caudal [ $L^3T^{-1}$ ].
$Q_{in}$	Caudal de entrada [ $L^3T^{-1}$ ].
$Q_{out}$	Caudal de salida [ $L^3T^{-1}$ ].
$r$	Coordenada radial [L].
	Recarga [ $LT^{-1}$ ]
$R$	Radio [L].
	Retardo [-].
$RAU$	Reserva de agua útil [-].
$s$	Descenso de niveles piezométricos [L].
$s_r$	Grado de saturación [-].
$S$	Coefficiente de almacenamiento [-].
$S_s$	Coefficiente de almacenamiento específico [ $L^{-1}$ ].
$t_0$	Tiempo medio de llegada [T].
$t_{AB}$	Tiempo de tránsito de A a B [T].
$T$	Transmisividad [ $L^2T^{-1}$ ].
$T_{m\acute{a}x}$	Temperatura máxima [°C].

---

---

$T_{media}$	Temperatura media [ $^{\circ}\text{C}$ ].
$T_{mín}$	Temperatura mínima [ $^{\circ}\text{C}$ ].
$v$	Velocidad real del flujo [ $LT^{-1}$ ].
$V$	Volumen [ $L^3$ ].
$V_p$	Volumen de poros [ $L^3$ ].
$V_t$	Volumen total [ $L^3$ ].
$V_w$	Volumen de agua [ $L^3$ ].
$w$	Término fuente [ $T^{-1}$ ].
$z$	Cota [ $L$ ].
$\alpha$	Coeficiente de transferencia de masa [ $T^{-1}$ ].
	Compresibilidad del medio [ $LT^2M^{-1}$ ].
	Dispersividad [ $L$ ].
$\underline{\underline{\alpha}}$	Tensor de dispersividad [ $L$ ].
$\alpha_L$	Dispersividad longitudinal [ $L$ ].
$\alpha_T$	Dispersividad transversal [ $L$ ].
$\beta$	Compresibilidad del agua [ $LT^2M^{-1}$ ].
	Ratio de porosidades [–].
$\gamma$	Peso específico [ $ML^{-2}T^{-2}$ ].
$\gamma_l$	Término de producción de orden cero para la fase líquida [ $ML^{-3}T^{-1}$ ].
$\gamma_s$	Término de producción de orden cero para la fase absorbida (sólida) [ $MM^{-1}T^{-1}$ ].
$\theta$	Coeficiente de reparto para integración numérica [–].
	Contenido volumétrico de agua [ $L^3L^{-3}$ ].
$\theta_{in}$	Contenido volumétrico de agua en la fase inmóvil [ $L^3L^{-3}$ ].
$\theta_m$	Contenido volumétrico de agua en la fase móvil [ $L^3L^{-3}$ ].
$\lambda$	Constante de desintegración radiactiva [ $T^{-1}$ ].
$\mu$	Viscosidad dinámica [ $ML^{-1}T^{-1}$ ].

---

---

$\mu_l$	Coefficiente de decaimiento de primer orden para la degradación del soluto en la fase líquida [ $T^{-1}$ ].
$\mu_s$	Coefficiente de decaimiento de primer orden para la degradación del soluto en la fase absorbida [ $T^{-1}$ ].
$\rho$	Densidad [ $ML^{-3}$ ].
$\rho_b$	Densidad del suelo o <i>bulk density</i> [ $ML^{-3}$ ].
$\rho_d$	Densidad seca o <i>dry density</i> [ $ML^{-3}$ ].
$\rho_s$	Densidad de las partículas sólidas [ $ML^{-3}$ ].
$\rho_w$	Densidad del agua [ $ML^{-3}$ ].
$\sigma_t$	Desviación estándar de la curva de llegada [ $T$ ].
$\phi$	Porosidad total [–].
$\phi_{in}$	Porosidad en la fase inmóvil [–].
$\phi_m$	Porosidad en la fase móvil [–].
$\omega$	Coefficiente de transferencia de masa adimensional [–]. Humedad [–].
$\omega_0$	Humedad inicial [–].



## CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

### 1.1. INTRODUCCIÓN

El Centro de Almacenamiento de El Cabril es la instalación de almacenamiento de residuos radiactivos de muy baja, baja y media actividad de España. Se trata de un centro de almacenamiento de residuos en superficie, y está ubicada en el término municipal de Hornachuelos, en la provincia de Córdoba.

El Cabril consistió originalmente en un conjunto de 28 celdas ubicadas en dos plataformas en la zona excavada del Cerro de los Morales para el almacenamiento de Residuos de Baja y Media Actividad (RBMA). En los últimos años se ha ampliado, mediante el diseño y la implementación parcial del centro para el tratamiento y almacenamiento de Residuos de Baja y Muy Baja Actividad (RBBA). Esta ampliación consiste en un conjunto de 4 celdas que conformarían la Plataforma Este. Hasta el momento, se han construido las dos primeras celdas, ubicadas más al sur de la plataforma y numeradas, de sur a norte, como Celda 29 y Celda 30.

En relación a la modelación hidrogeológica de la zona, se dispone de un modelo tridimensional de carácter regional que presenta un alto refinamiento próximo a las Plataformas Norte y Sur. A medida que se ha incrementado la caracterización geológica y tras la perforación de nuevos sondeos, así como la ejecución de nuevos ensayos hidráulicos, se ha mejorado el conocimiento del entorno de la Plataforma Este. La ejecución de las obras, que introducen elementos de carácter antrópico al sistema, unida a este nuevo conocimiento de la zona de almacenamiento RBBA ha resultado en la necesidad de realizar un nuevo modelo hidrogeológico local de detalle en el entorno de las celdas 29 y 30.

El modelo de detalle de la Plataforma Este presenta, desde un punto de vista geológico, una identificación más minuciosa de las litologías del dominio, mostrando una mayor discretización

de la zona RBBA. Desde un punto de vista técnico, se continúa con la metodología adoptada para el modelo regional (UPC, 2011), con ánimo de continuidad. Para el proceso de calibración del modelo, se han empleado los sondeos históricos perforados desde la década de los 90 hasta la actualidad, así como la incorporación de nuevos sondeos perforados recientemente –cuyas series temporales resultan, consecuentemente, más cortas–, con el fin de aumentar el conocimiento del entorno modelado. Una primera versión del modelo de detalle de la Plataforma Este se mostró en el informe (UPC, 2014), centrándose en el entorno de la celda 29.

## 1.2. MOTIVACIÓN / OBJETIVO PRINCIPAL

El presente Trabajo de Fin de Máster (TFM) viene motivado por la necesidad intrínseca de caracterizar correctamente la hidrogeología de una zona de almacenamiento de residuos radiactivos. No obstante, la especial naturaleza geológica de la finca de El Cabril dota a este trabajo de un mayor interés.

La geología se dispone en planta, fundamentalmente, con una orientación girada  $21^\circ$  respecto al norte geográfico y en dirección oeste (N21W). Las estructuras litológicas de Sierra Albarrana son heterogéneas y a menudo fracturadas. La anisotropía geológica influirá consiguientemente en el comportamiento del medio. Así pues, el reto de este Trabajo de Fin de Máster consistirá en la comprensión y la interpretación hidrogeológicas –principalmente las teorías de flujo y transporte– adaptadas al medio heterogéneo, anisótropo y fracturado de El Cabril.

## 1.3. OBJETIVOS

Los objetivos de este TFM se dividirán en dos: por una parte, unos objetivos más amplios, de carácter general; y, por otra parte, unos objetivos específicos.

### 1.3.1. Objetivos generales

Los dos grandes objetivos generales a los que se pretende dar respuesta en este trabajo son los siguientes:

1. Analizar las teorías de flujo y transporte y comprender las diferencias en función de la isotropía o anisotropía del medio.
2. Entender el comportamiento del sistema de El Cabril.

### 1.3.2. Objetivos específicos

Para llevar a cabo los objetivos generales nombrados, se plantean los siguientes objetivos específicos:

- a. Interpretar los modelos de transporte a partir de los ensayos de trazadores.
- b. Desarrollar una metodología que permita interpretar los ensayos de trazadores en medio anisótropo.
- c. Analizar la red de vigilancia hidrogeológica del Centro de Almacenamiento de Residuos Radiactivos Sólidos de Sierra Albarrana.
- d. Aumentar la serie temporal del modelo de detalle de la Plataforma Este.
- e. Calibrar el modelo de flujo para obtener los parámetros que rigen el sistema.
- f. Calibrar el modelo de transporte para obtener los parámetros de gobierno.

Los objetivos listados se resumen en la siguiente tabla:

Objetivos generales	Objetivos específicos
1. Analizar las teorías de flujo y transporte	a. Interpretación de los ensayos de trazadores
	b. Metodología para la interpretación de dichos ensayos
2. Entender el comportamiento del sistema de El Cabril	c. Red de vigilancia hidrogeológica
	d. Ampliación de la serie temporal del modelo de flujo
	e. Calibración de los parámetros de flujo
	f. Calibración de los parámetros de transporte

Tabla 1.1. Resumen de los objetivos del presente TFM.

#### 1.4. ORGANIZACIÓN

A continuación, se muestra la estructuración del cuerpo del presente TFM, que se organiza de acuerdo a los siguientes capítulos y apartados.

En el actual capítulo *Introducción y Objetivos* se introduce el tema del que versará el trabajo, definiendo la motivación que ha llevado a realizarlo, así como los objetivos que se buscan.

En el segundo capítulo *Estado del Conocimiento* se cubrirá un repaso de la bibliografía revisada, un contexto y antecedentes, además de las teorías que se necesitarán.

La *Descripción del Emplazamiento* se analizará en el capítulo 3, poniendo especial hincapié en las singularidades del caso que compete.

El cuarto capítulo desarrolla el análisis y *Tratamiento de Datos*, en relación a la información recibida por parte de ENRESA sobre el balance hidrometeorológico y los ensayos de trazadores.

El *Modelo Numérico de Flujo* se abarcará en el quinto capítulo, exponiendo las características de los elementos de contorno, así como el proceso de calibración llevado a cabo para la determinación de los parámetros que gobiernan el sistema.

En el capítulo 6, *Modelo Numérico de Transporte*, se reinterpretan los ensayos de trazadores realizados en la década de los 90, buscando modelos que expliquen el comportamiento del medio de El Cabril.

El séptimo y último capítulo sirve para sintetizar las *Conclusiones* obtenidas en la realización de este trabajo.



## CAPÍTULO 2 ESTADO DEL CONOCIMIENTO

### 2.1. INTRODUCCIÓN

El segundo capítulo pretende dar cabida al estado del arte o del conocimiento, así como la revisión bibliográfica llevada a cabo para la redacción de esta tesina. Dado que los dos bloques fundamentales del trabajo se corresponden con las teorías de flujo y transporte, el capítulo también cubrirá esta distinción: por una parte, se tratará la hidráulica de acuíferos – imprescindible para entender el flujo en el medio subterráneo–; y, por otra parte, se revisará el transporte de solutos en aguas subterráneas.

### 2.2. HIDRÁULICA DE ACUÍFEROS

#### 2.2.1. Conceptos básicos

Existen formaciones geológicas capaces de almacenar y transportar agua, los acuíferos. Estas formaciones transmiten el agua subterránea a través de las grietas o poros del terreno, permitiendo la explotación del agua de manera sencilla y económica. Si la conductividad hidráulica del medio disminuye, es decir, baja la capacidad de transmitir o mover agua, se nombra acuitardo; mientras que, si la formación geológica no es capaz de transmitir agua en absoluto, se denomina acuicludo, y simplemente almacena agua subterránea.

Estas designaciones son meramente cualitativas, ya que, dependiendo del uso del suelo, un mismo medio puede resultar “poco permeable” para unos –por ejemplo, si se quiere la explotación para agua de abastecimiento–, y “muy permeable” para otros –p. ej.: si se estudian las posibles filtraciones de un vertido accidental–.

Para entender el concepto de que un terreno sea más o menos transmisivo, se deben introducir primero una serie de conceptos elementales. El medio natural está compuesto por tres fases de la materia: sólida, líquida y gaseosa. La fracción sólida es la que comprende el esqueleto del terreno, la que forman las partículas y agregados; mientras que las fracciones líquida y gaseosa conforman lo que se denomina poros. Así pues, se define la porosidad  $\phi$  como la relación entre el volumen de poros  $V_p$  y el volumen total de control:

$$\phi = \frac{V_p}{V} \quad (2.1)$$

Prestando atención al contenido de agua en el terreno, se introduce el término de saturación de un suelo  $s_r$ , que es la proporción del volumen de agua  $V_w$  en los poros. Es decir, si todo el volumen de los poros está ocupado por agua, no hay fase gaseosa y el terreno está saturado de agua (grado de saturación igual a 1); si el terreno está totalmente seco, el grado de saturación valdría 0.

$$s_r = \frac{V_w}{V_p} \quad (2.2)$$

Así pues, se diferencia entre terreno saturado ( $s_r = 1$ ) y terreno no saturado cuando, además de agua en los poros, también hay la presencia de aire u otros fluidos.

Además de los contenidos volumétricos, también puede interesar los contenidos másicos. Para ello se necesitará definir una cierta densidad. Se distingue entre: densidad del agua  $\rho_w$ , densidad del sólido  $\rho_s$ , densidad seca  $\rho_d$  y densidad del suelo o densidad aparente  $\rho_b$ . La densidad del agua se suele considerar  $1000 \text{ kg/m}^3$ , mientras que la densidad del sólido suele ser superior a  $2000 \text{ kg/m}^3$ . La densidad seca, *dry density*, se refiere a la densidad de un volumen representativo inalterado y seco, es decir:

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad (2.3)$$

Por último, la densidad del suelo, *bulk density*, se refiere a la densidad de un volumen representativo inalterado y con su contenido de agua. Para convertir los contenidos volumétricos en contenidos másicos, bastará con aplicar la pertinente densidad.

En un suelo, se observa que, a partir de una cierta profundidad, los poros se encuentran totalmente llenos de agua. Esta división permite distinguir dos zonas: la zona superior no saturada y la zona inferior saturada. A esta separación se le denomina nivel piezométrico o freático, y es la superficie en la que la presión se iguala con la presión atmosférica.

La mecánica de fluidos expone que la energía de un fluido (energía por unidad de peso) depende de su presión, su cota y su velocidad (trinomio de Bernouilli):

$$h = \frac{p}{\gamma} + z + \frac{v^2}{2g} \quad (2.4)$$

La energía del fluido por unidad de peso, *hydraulic head*, tiene dimensiones de longitud  $[L]$ , y se expresa habitualmente en metros sobre el nivel del mar (msnm). En hidrología subterránea, las velocidades de circulación del agua son muy lentas, por lo que el término cinético de (2.4) se desprecia frente a los otros dos del trinomio.

El movimiento se producirá, así pues, desde puntos de mayor nivel energético a puntos de menor nivel energético. Esta energía se denomina nivel piezométrico o altura piezométrica  $h(\underline{x}, t)$  y es una de las variables fundamentales de la hidrogeología. Representa un campo, ya que la variable de estado varía en tiempo y en espacio, y es un potencial, puesto que su gradiente deriva en un flujo de agua. Estos conceptos se analizarán en mayor detalle en el epígrafe siguiente.

### 2.2.2. Ley de Darcy

El ingeniero francés Henry Darcy describió en el siglo XIX las características del movimiento del agua a través de un medio poroso. El experimento de Darcy consiste en colocar dos depósitos a distinta altura ( $\Delta h$ ) conectados por una tubería de una cierta sección  $A$  y longitud  $L$  rellena de medio poroso. Se observa que el caudal  $Q$  que circula debido a la diferencia energética de los dos depósitos es proporcional a la diferencia de niveles y a la sección e inversamente proporcional a la longitud de la tubería, relacionados a través de una cierta constante  $K$  llamada conductividad hidráulica:

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L} \quad (2.5)$$

En vez de en términos de caudal  $[L^3T^{-1}]$ , se suele escribir (2.5) en términos de velocidad o flujo de Darcy  $[LT^{-1}]$ :

$$q = \frac{Q}{A} = K \cdot \frac{\Delta h}{L} \quad (2.6)$$

Donde el término  $\Delta h/L$  significa el gradiente de niveles piezométricos. Por tanto, la forma correcta de escribir (2.6) sería de manera vectorial:

$$\underline{q} = -\underline{K} \cdot \nabla h \quad (2.7)$$

El signo menos indica que la dirección del flujo es contraria a la dirección del gradiente, *id est*, el agua fluye desde niveles piezométricos altos hacia niveles piezométricos bajos.

La conductividad hidráulica  $K [LT^{-1}]$  se define matemáticamente como un tensor de segundo orden simétrico, y es una característica intrínseca del suelo y del fluido que circula. En una dirección puede expresarse como:

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} \quad (2.8)$$

Donde  $k$  es la permeabilidad intrínseca del suelo  $[L^2]$ ,  $g$  es la aceleración de la gravedad  $[LT^{-2}]$ , y  $\rho$  y  $\mu$  son la densidad  $[ML^{-3}]$  y la viscosidad dinámica del fluido  $[ML^{-1}T^{-1}]$ , respectivamente.

La conductividad hidráulica indica una mayor o menor resistencia al paso del fluido a través del medio. Es decir, un terreno poco permeable necesitará una mayor diferencia de niveles para permitir el flujo de agua que un terreno más permeable.

Cabe destacar que el flujo de Darcy  $q$  no es la velocidad real del agua, sino que es el caudal que circula a través de una determinada sección. La velocidad real del agua  $v$  sería el promedio de todas las velocidades en los poros del medio. Ambas velocidades se pueden relacionar mediante la porosidad:

$$v = \frac{q}{\phi} \quad (2.9)$$

### 2.2.3. Ecuación general de flujo

A partir los conceptos revisados anteriormente, se puede entender la ecuación general del flujo como el resultado de plantear un balance de masas en un volumen de control tal que las entradas menos las salidas equivalen a la variación que se almacena en el medio. Se trata de ecuación diferencial cuya variable de estado es el nivel piezométrico  $h$ :

$$-\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.10)$$

Recordando la relación (2.7), la ecuación (2.10) puede reescribirse como sigue:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.11)$$

Donde  $S_s$  se denota como coeficiente de almacenamiento específico  $[L^{-1}]$ . Este parámetro mide las variaciones de la densidad del agua y los cambios de la porosidad del terreno, y puede calcularse en términos de la compresibilidad del medio  $\alpha$  y de la compresibilidad del agua  $\beta$ :

$$S_s = \rho g (\alpha + \beta \phi) \quad (2.12)$$



De manera conceptual, el coeficiente de almacenamiento específico puede entenderse como la cantidad de agua cedida o absorbida por unidad de volumen de acuífero al variar en una unidad el nivel piezométrico.

Para su resolución, la ecuación (2.11) necesita unas condiciones iniciales y unas condiciones de contorno, y sólo se puede resolver de manera analítica para casos específicos muy simplificados. Para casos más complejos, será necesario apoyarse en los métodos numéricos.

### 2.3. MODELIZACIÓN DEL FLUJO

La continua evolución de la computación permite resolver ecuaciones complejas, como la ecuación general de flujo, con relativa sencillez. Dos de los métodos más usados actualmente para resolver este, y otros problemas de ingeniería, son el Método de las Diferencias Finitas y el Método de los Elementos Finitos (FDM y FEM, por sus siglas en inglés).

Aparte de los dos mencionados, existen otros métodos para discretizar el dominio de un problema, como: los volúmenes finitos, elementos de contorno, métodos espectrales, Galerkin discontinuo o la malla libre, entre otros.

Los métodos de elementos finitos y diferencias finitas siguen un mismo esquema: se analiza el problema físico, se realiza un modelo conceptual en el que se entiende el comportamiento del medio, se discretiza el dominio en celdas o en elementos, se resuelve el problema y, finalmente, se compara la simulación con observaciones.

El nombre que comparten ambos métodos viene dado porque simplifican el medio continuo en un número finito de celdas o elementos discretos.

El problema de flujo de la presente tesina se realiza con el código comercial MODFLOW (USGS, 2005) que se basa en el Método de las Diferencias Finitas. En el método FDM se discretiza el dominio del problema en una retícula o malla rectangular (en 2D) o paralelepípedica (en 3D), quedando ésta formada por una serie de filas y columnas (en 2D, extendida a profundidades en 3D). Cada una de estas divisiones se denomina celda, y la variable de estudio (nivel piezométrico) se asignará al centro de cada celda. La conductividad hidráulica se asigna a cada celda.

La plasmación de las ecuaciones diferenciales sobre el dominio discretizado, lleva a un sistema de ecuaciones lineales cuya solución serán, precisamente, los valores de la altura piezométrica en el centro de las celdas para cada intervalo de tiempo.

Uno de los problemas que presentan las diferencias finitas es que la malla no sigue el contorno, sino que presenta esa forma característica “escalonada”. La única manera de ajustar la malla a contornos irregulares es mediante refinamiento, es decir, hacer el tamaño de las celdas más pequeño aumentando el número de filas y columnas de la discretización.

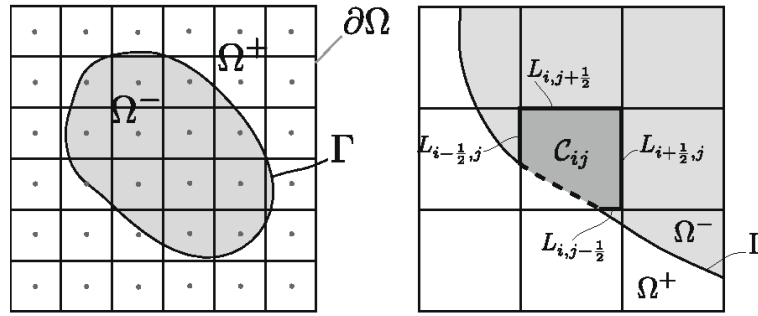


Figura 2.1. Discretización 2D en celdas.

Tomando la ecuación (2.5), se obtiene que el caudal que fluye desde la celda  $i$  hacia la celda  $j$  es:

$$Q_{i,j} = -K_{i,j} \cdot A_{i,j} \cdot \left[ \frac{dh}{dx} \right]_{i,j} \cong K_{i,j} \cdot A_{i,j} \cdot \frac{h_i - h_j}{L_{i,j}} \quad (2.13)$$

Por simplicidad se agruparán términos y se denotará por conductancia  $C [L^2 T^{-1}]$  a:

$$C_{i,j} = \frac{K_{i,j} \cdot A_{i,j}}{L_{i,j}} \quad (2.14)$$

Considerando el problema sencillo, en el caso 1D, una celda intermedia  $j$  precedida por una celda  $i$  y seguida de una celda  $k$ , y tomando la ecuación (2.11), se puede realizar el balance hídrico para la celda  $j$ :

$$Q_{in} - Q_{out} = C_{i,j} \cdot (h_i - h_j) - C_{j,k} \cdot (h_j - h_k) = S_j \cdot A_j \cdot \frac{dh_j}{dt} \quad (2.15)$$

A la anterior expresión hay que añadir los términos fuente/sumidero, que son elementos del sistema que introducen agua en el acuífero –por ejemplo, recarga de lluvia o de otro acuífero contiguo– o extraen agua del acuífero –por ejemplo, el caudal de un pozo de bombeo o un dren–. Deberán introducirse en el balance hídrico con las dimensiones pertinentes de caudal.

En relación a las condiciones de contorno del problema, se pueden presentar 3 de los casos más característicos:

- Condición Dirichlet, o de nivel prescrito: se conoce la solución del problema  $h$  en una celda. Se aplica por ejemplo en las celdas ubicadas en un contorno donde un río tiene un caudal relativamente alto respecto al flujo de intercambio con el acuífero.
- Condición de von Neumann, o de flujo prescrito: se conoce la derivada de la solución, es decir, el flujo, en una celda del contorno. Un ejemplo particular, pero habitual, de este tipo sería un borde impermeable (flujo nulo).

- Condición mixta (a veces denominada de Cauchy, aunque no es una notación universalmente aceptada): se aplica si el flujo en una celda también depende del valor de la solución en la celda. Un ejemplo de condición mixta sería un arroyo o un elemento drenante.

Volviendo al ejemplo 1D de las 3 celdas  $i, j$  y  $k$ , si se supone una recarga uniforme  $w$  y bordes impermeables, se puede realizar el balance de agua para cada una de las celdas reagrupando en función de la solución del problema  $h_i, h_j$  y  $h_k$ :

$$\begin{aligned}
 C_{i,j} \cdot h_i - C_{i,j} \cdot h_j + S_i \cdot A_i \cdot \frac{dh_i}{dt} &= w \cdot A_i \\
 -C_{i,j} \cdot h_i + (C_{i,j} + C_{j,k}) \cdot h_j - C_{j,k} \cdot h_k + S_j \cdot A_j \cdot \frac{dh_j}{dt} &= w \cdot A_j \\
 -C_{j,k} \cdot h_j + C_{j,k} \cdot h_k + S_k \cdot A_k \cdot \frac{dh_k}{dt} &= w \cdot A_k
 \end{aligned} \tag{2.16}$$

Que escrito de manera matricial resulta en:

$$\begin{bmatrix} C_{i,j} & -C_{i,j} & 0 \\ -C_{i,j} & C_{i,j} + C_{j,k} & -C_{j,k} \\ 0 & -C_{j,k} & C_{j,k} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} h_i \\ h_j \\ h_k \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} S_i \cdot A_i & 0 & 0 \\ 0 & S_j \cdot A_j & 0 \\ 0 & 0 & S_k \cdot A_k \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \frac{dh_i}{dt} \\ \frac{dh_j}{dt} \\ \frac{dh_k}{dt} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} w \cdot A_i \\ w \cdot A_j \\ w \cdot A_k \end{bmatrix} \tag{2.17.a}$$

Y de manera compacta se puede denotar como:

$$\underline{\underline{A}} \cdot \underline{h} + \underline{\underline{D}} \cdot \frac{d\underline{h}}{dt} = \underline{b} \tag{2.17.b}$$

Donde la matriz  $\underline{\underline{A}} \in \mathbb{R}^{n^\circ \text{ celdas} \times n^\circ \text{ celdas}}$  expresa las conductancias entre celdas (y por tanto es una matriz altamente vacía, lo que permite tratamientos numéricos específicos), la matriz  $\underline{\underline{D}} \in \mathbb{R}^{n^\circ \text{ celdas} \times n^\circ \text{ celdas}}$  es diagonal, y expresa los coeficientes de almacenamiento entre celdas, el vector  $\underline{b} \in \mathbb{R}^{n^\circ \text{ celdas} \times 1}$  representa el término fuente/sumidero, y los vectores  $\underline{h}$  y  $d\underline{h}/dt$  son los vectores correspondientes a la solución y su derivada temporal, respectivamente.

Una vez la discretización espacial está realizada, se debe incorporar la discretización temporal. Para ello, se aproxima el valor de la derivada temporal:

$$\frac{dh}{dt} \cong \frac{h(t + \Delta t) - h(t)}{\Delta t} \tag{2.18}$$

Sin embargo, al introducir (2.18) en (2.17.b) surge la cuestión de en qué intervalo de tiempo se evalúan los niveles piezométricos. En función de la respuesta se tienen tres opciones:

- Integración explícita. Se evalúan los niveles en el intervalo actual:  $\underline{h}(t)$ .
- Integración implícita. Se evalúan los niveles en el intervalo temporal siguiente:  $\underline{h}(t + \Delta t)$ .
- Integración mixta. Se pondera la contribución de los dos intervalos:  $\theta \cdot \underline{h}(t + \Delta t) + (1 - \theta) \cdot \underline{h}(t)$ , siendo  $\theta$  un número comprendido entre  $0 \leq \theta \leq 1$ . Si  $\theta = 0$ , se recupera la integración explícita; si  $\theta = 1$ , se recobra la integración implícita.

El método explícito es más sencillo de programar, sin embargo, resulta condicionalmente estable, esto es, para una determinada discretización espacial  $\Delta x$  o para un determinado paso de tiempo  $\Delta t$  la solución puede no converger. En el caso bidimensional, la condición de estabilidad es:

$$\frac{T}{S} \left( \frac{\Delta t}{\Delta x^2} + \frac{\Delta t}{\Delta y^2} \right) \leq \frac{1}{2} \quad (2.19)$$

Donde  $T$  es la transmisividad del medio (integral de las conductividades hidráulicas  $K$  a lo largo de la coordenada  $z$ ) y  $S$  es el coeficiente de almacenamiento. De (2.19) se deduce que, si se emplea el método explícito, el paso de tiempo  $\Delta t$  debe ser lo suficientemente pequeño para que garantice la condición de estabilidad y, por tanto, la solución al problema converja.

El método se inicia con la condición inicial de la ecuación diferencial  $h(t = 0)$ , y a partir de ahí, despejando la ecuación (2.17.b), se pueden calcular los sucesivos pasos de tiempo como:

$$\underline{h}(t + \Delta t) = \underline{h}(t) + \Delta t \cdot \underline{D}^{-1} \cdot \left( \underline{b} - \underline{A} \cdot \underline{h}(t) \right) \quad (2.20)$$

La otra alternativa es emplear la formulación implícita, que es estable, aunque requiere de mayor complejidad para programar. Nuevamente, despejando (2.17.b), resultaría:

$$\left( \underline{A} + \frac{1}{\Delta t} \cdot \underline{D} \right) \cdot \underline{h}(t + \Delta t) = \underline{b} + \frac{1}{\Delta t} \cdot \underline{D} \cdot \underline{h}(t) \quad (2.21)$$

Que es un sistema lineal de ecuaciones del tipo  $\underline{A} \cdot \underline{x} = \underline{b}$ , y que puede resolverse mediante el método de los gradientes conjugados o mediante el método de Gauss, por ejemplo. Es decir, en cada paso temporal será necesario resolver un nuevo sistema lineal de ecuaciones con la solución obtenida del paso anterior.

El desarrollo matemático de las diferencias finitas puede seguirse a través de dos caminos: desde un punto de vista físico con la ley de Darcy y el balance hídrico, o mediante el desarrollo de Taylor de las derivadas de la ecuación de flujo.

$$f(x + \Delta x) = f(x) + \Delta x \cdot f'(x) + O(\Delta x^2) \quad (2.22)$$

Despejando el valor de la derivada se obtiene:

$$f'(x) = \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} + O(\Delta x) \quad (2.23)$$

Si extendemos el desarrollo de la función al siguiente término:

$$f(x + \Delta x) = f(x) + \Delta x \cdot f'(x) + \frac{\Delta x^2}{2} \cdot f''(x) + O(\Delta x^3) \quad (2.24)$$

$$f(x - \Delta x) = f(x) - \Delta x \cdot f'(x) + \frac{\Delta x^2}{2} \cdot f''(x) + O(\Delta x^3)$$

Sumando y despejando de las dos expresiones anteriores (2.24), resulta el valor de la segunda derivada de la función:

$$f''(x) = \frac{f(x + \Delta x) + f(x - \Delta x) - 2f(x)}{\Delta x^2} + O(\Delta x^2) \quad (2.25)$$

Sustituyendo estas aproximaciones de las derivadas en la ecuación general del flujo (2.11), se llega igualmente a las ecuaciones en diferencias finitas deducidas en este epígrafe.

## 2.4. TRANSPORTE DE SOLUTOS EN AGUAS SUBTERRÁNEAS

### 2.4.1. Procesos de transporte de solutos

El agua subterránea lleva en disolución una multitud de compuestos químicos, que, a menudo, reaccionan entre ellas o con el medio. Por este motivo, será necesario profundizar en cómo se desplazan estos compuestos químicos. El transporte de solutos depende del propio medio, del flujo, de las características del soluto en sí, de su comportamiento disuelto (Custodio & Llamas, 1983). Se repasarán, así pues, los principales procesos de transporte.

El primero de ellos es la **advección** (o convección si el plano de estudio es el vertical), que es movimiento de las partículas debido al flujo del agua propiamente dicho. El soluto es "arrastrado" a una velocidad real del flujo  $v$  (ver ecuación (2.9)).

Si la concentración de soluto en el agua  $c$  [ $ML^{-3}$ ] es conocida, se puede calcular el flujo másico por advección  $M_A$  [ $ML^{-2}T^{-1}$ ] como el producto de la velocidad y la concentración:

$$M_A = v \cdot c \quad (2.26)$$

Si sólo se considera el fenómeno de advección, se puede definir el tiempo de tránsito  $t_{AB}$  [T] como el tiempo que debe transcurrir para que el soluto vaya desde un punto  $A$  a un punto  $B$ :

$$t_{AB} = \frac{L_{AB}}{v} = \frac{L_{AB} \cdot \phi}{q} = \frac{L_{AB} \cdot \phi}{K \cdot |\nabla h|} \quad (2.27)$$

La expresión (2.27) es válida en caso de que la velocidad real del flujo sea constante, como, por ejemplo, en el caso de un flujo-pistón. Si la velocidad real  $v$  es variable, como, por ejemplo, en el caso de flujo radial, se debe introducir la expresión de descensos de Thiem (Villanueva & Iglesias, 1984) e integrar el volumen del cilindro de agua:

$$t_{AB} = \int_A^B dt = \int_A^B \frac{dr}{v} = \int_0^R \frac{2\pi b\phi r}{Q} dr = \frac{\pi b\phi R^2}{Q} \quad (2.28)$$

Que representa el tiempo necesario para que una partícula situada en el borde imaginario de un cilindro de control  $A$  sea extraída bombeando un caudal  $Q$  hasta la superficie. Ese cilindro de control delimitado entre el borde  $A$  y el eje  $B$  tendría un volumen de agua  $V = \pi b\phi R^2$ .

Otro de los procesos de transporte es la **difusión molecular**, que, fruto del segundo principio de la termodinámica, genera un movimiento aparentemente aleatorio. El sistema tiende a un estado de entropía mayor, luego existirá un cierto flujo másico desde las zonas de mayor concentración hacia las de menor concentración. Se trata de un movimiento Browniano, donde el flujo másico se rige mediante la ley de Fick:

$$M_{DM} = -D_m \cdot \nabla c \quad (2.29)$$

El coeficiente de difusión molecular  $D_m$  [ $L^2T^{-1}$ ] depende del soluto y del disolvente. De (2.29) se deduce que, si no hay variación de concentración  $\nabla c = 0$ , no habrá flujo másico por difusión molecular.

El tercero de los procesos de transporte se conoce como **dispersión hidrodinámica**, y es consecuencia de la variabilidad de la velocidad del agua en los medios porosos. Dentro de un poro, el perfil de velocidades no es homogéneo, del mismo modo que no lo es en una sección de una tubería. Asimismo, en el medio hay cambios de material o granulometrías diferentes, conjuntamente con la variabilidad de los espacios intergranulares, que presentan distinto tamaño y orientación.

La acción conjunta de los fenómenos de advección y difusión molecular dan lugar a este proceso de dispersión hidrodinámica. Físicamente, no es un nuevo proceso, sino que es el resultado de combinar los dos primeros con la variabilidad del campo de velocidades puntualmente en todas las escalas. Al ser un proceso que depende la velocidad del flujo, sólo se producirá cuando el agua subterránea esté en movimiento, y su expresión matemática viene dada por:

$$M_{DH} = -\frac{\alpha \cdot q}{\phi} \cdot \nabla c \quad (2.30)$$

Donde  $\alpha [L]$  es la dispersividad. Si se refiere al sistema macroscópico, la dispersividad presenta características tensoriales:

$$\underline{\underline{\alpha}} = \begin{bmatrix} \alpha_L & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_T & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_T \end{bmatrix} \quad (2.31)$$

Siendo  $\alpha_L$  y  $\alpha_T$  la dispersividad longitudinal (dirección del flujo) y transversal, respectivamente. Aunque la escala puede ser distinta, los efectos de la difusión molecular y de la dispersión hidrodinámica son muy parecidos; por ello se tiende a agrupar los dos procesos. Cuando la velocidad del flujo es alta, también lo será la dispersión hidrodinámica, y dominará sobre la difusión molecular. Mientras que, si la velocidad de flujo es baja, la difusión molecular será la dominante.

Otro de los fenómenos de transporte es la **adsorción instantánea reversible**, que se trata del proceso en que el que se observa que el soluto llega con un cierto retardo respecto al flujo subterráneo. Esto se debe a que una fracción de la masa del soluto se adsorbe por el terreno de manera reversible, disolviéndose de nuevo al flujo de agua.

Se define como fase móvil al soluto cuando se mueve con la velocidad  $v$  del agua, y como fase inmóvil al soluto cuando se mueve con una velocidad  $v_{in} = 0$ , es decir, cuando está adsorbido por el sólido. Por tanto, la media de velocidades sería inferior al caso de no existir adsorción. El retardo  $R$  es la relación entre el tiempo que tarda un soluto que sufre adsorción instantánea reversible en llegar a un punto respecto a un soluto que no la sufriría. Varía, pues, entre  $1 \leq R < \infty$ .

Estas consideraciones implican que el retardo no afecta a la ecuación de transporte en el sentido que el soluto “se mueve” bajo la ecuación de transporte –según los procesos de advección, difusión... – y, eventualmente, “se fija” al sólido anulándose el transporte, para continuar, más adelante, de nuevo bajo la ecuación de transporte. Para un tiempo dado  $t$ , el soluto que llega retardado se desplazará una distancia  $x/R$ , siendo  $x$  la distancia que alcanzaría un soluto que no sufra adsorción instantánea reversible.

Otro de los fenómenos de transporte se produce cuando la adsorción no es instantánea, produciendo fenómenos de cinética química. Así pues, se denomina **difusión en la matriz** cuando ciertas partículas de soluto pueden moverse en el esqueleto sólido del medio, siendo inaccesible para el flujo de disolvente.

Este tipo de fenómeno se asocia a los llamados modelos de doble porosidad: una porosidad advectiva o móvil, por la que el flujo circula (fase móvil); y una porosidad difusiva o inmóvil, que es inaccesible al flujo, pero por la que el soluto puede moverse por difusión molecular, pero no por advección.

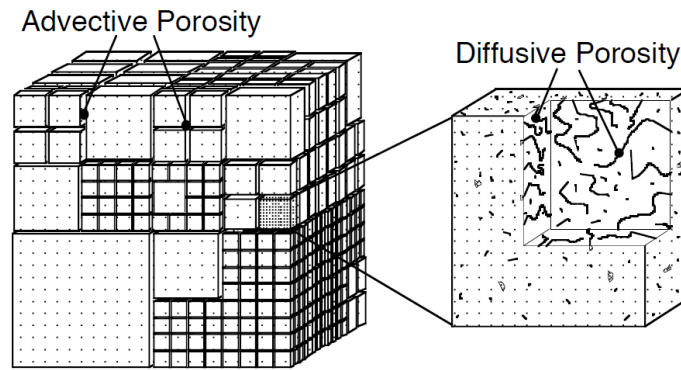


Figura 2.2. Esquema de un medio con doble porosidad.

De este modo, la trayectoria de esas partículas abandona el flujo de agua, desplazándose a través de la matriz del terreno, para, más adelante desplazarse de nuevo en el agua. Se observará, pues, una primera llegada del soluto conservativo (aquel que no sufre la difusión en la matriz) y una larga cola del soluto que llega muy retrasado.

En acuíferos en medio fracturado, el proceso de difusión en la matriz puede llegar a ser muy importante, ya que el compuesto químico puede penetrar por fisuras o microfisuras inaccesibles al flujo de agua.

Por último, cuando el soluto es radiactivo, se produce otro proceso llamado **desintegración radiactiva**. Se trata de la disminución progresiva en el tiempo de la cantidad de soluto en el medio. Por tanto, los picos de concentración en el tiempo son más bajos que los de un soluto estable.

#### 2.4.2. Ecuación general de transporte

De manera análoga a la ecuación de flujo, se deben plantear todos los flujos másicos de manera que su variación por unidad de volumen de acuífero sea equivalente a la variación temporal del almacenamiento. Es decir, realizar la ecuación de balance.

Es la llamada Ecuación de Advección-Dispersión, ADE, por sus siglas en inglés, o CDE, si son procesos de convección en vez de advección (experimentos columna, por ejemplo):

$$-\nabla \cdot (\phi(M_A + M_{DM} + M_{DH})) = \frac{\partial}{\partial t} (\phi c) \quad (2.32)$$

A la que se puede añadir un término fuente/sumidero de soluto si lo hubiese. Desarrollando (2.32) con las expresiones descritas en (2.26), (2.29) y (2.30) y agrupando términos, se obtiene:

$$-\underline{q} \cdot \nabla c + \phi \nabla \cdot (\underline{D} \nabla c) = \phi \frac{\partial c}{\partial t} \quad (2.33.a)$$



El primer término de (2.33.a) representa la advección y el segundo término representa la acción combinada de la difusión molecular y la dispersión hidrodinámica. El tensor  $\underline{\underline{D}}$  [ $L^2T^{-1}$ ] se denomina simplídicamente dispersión, y agrupa los dos procesos de transporte:

$$\underline{\underline{D}} = \begin{bmatrix} D_L & 0 & 0 \\ 0 & D_T & 0 \\ 0 & 0 & D_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \phi D_m + \alpha_L |\underline{q}| & 0 & 0 \\ 0 & \phi D_m + \alpha_T |\underline{q}| & 0 \\ 0 & 0 & \phi D_m + \alpha_T |\underline{q}| \end{bmatrix} \quad (2.34)$$

Donde los términos  $D_L$  y  $D_T$  se refieren a la dispersión longitudinal y transversal, respectivamente. De este modo, y suponiendo un flujo  $\underline{q}$  únicamente en la dirección  $x$  (longitudinal), la ADE resulta:

$$-q_x \frac{\partial c}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + D_T \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} = \phi \frac{\partial c}{\partial t} \quad (2.33.b)$$

Se pueden realizar modificaciones en la ADE para implementar los últimos tres procesos descritos en el epígrafe anterior. Si se introduce el proceso de adsorción instantánea reversible en la ecuación, ésta se deriva:

$$-q_x \frac{\partial c}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + D_T \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} = \phi R \frac{\partial c}{\partial t} \quad (2.33.c)$$

Donde  $R$  es el coeficiente de retardo que puede calcularse como:

$$R = 1 + \frac{(1 - \phi)\rho_s}{\phi} K_d = 1 + \frac{\rho_b}{\phi} K_d \quad (2.35)$$

Siendo  $\rho_s$  la densidad de las partículas sólidas [ $ML^{-3}$ ],  $\rho_b$  la densidad del suelo [ $ML^{-3}$ ], y  $K_d$  el coeficiente de distribución para adsorción lineal [ $L^3M^{-1}$ ].

Para implementar la desintegración radiactiva, basta con incorporar la constante de desintegración radiactiva del soluto  $\lambda$ :

$$-q_x \frac{\partial c}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + D_T \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - \lambda c = \phi \frac{\partial c}{\partial t} \quad (2.33.d)$$

Sin embargo, el proceso de difusión en la matriz resulta más complejo de tratar y se deben acoplar dos ecuaciones diferenciales para resolverlo: una ecuación para la concentración en la fase móvil  $c_m$  y otra para la concentración en la fase inmóvil  $c_{in}$ .

$$-q_x \frac{\partial c_m}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 c_m}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 c_m}{\partial y^2} + D_T \frac{\partial^2 c_m}{\partial z^2} = \phi \frac{\partial c_m}{\partial t} + \phi \beta \frac{\partial c_{in}}{\partial t} \quad (2.33.e)$$

$$\frac{\partial c_{in}}{\partial t} = \alpha(c_m - c_{in})$$

Este acoplamiento viene dado por los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$ , que son el coeficiente de transferencia de masa [ $T^{-1}$ ] y el ratio de porosidades entre las fases [–], respectivamente. Aunque según autores se definen de maneras ligeramente diferente (Haggerty & Gorelick, 1995) y (Carrera et al., 1998).

### 2.4.3. Ensayos de trazadores

Un trazador se define como la energía o materia transportada por las aguas subterráneas que permite obtener información sobre la dirección, velocidad o ambas características del movimiento del agua, y, por tanto, la de un potencial contaminante que pudiese ser transportado por ésta (Sánchez-Vila & Vázquez-Suñé, 2009). De este modo, las observaciones pueden permitir la caracterización del flujo.

Un trazador puede ser, por ejemplo: la temperatura, colorantes orgánicos (eosina, rodamina, ...), partículas en suspensión (micropartículas, serrín, ...), iones ( $Cl^-$ ,  $I^-$ , ...), isótopos ( $^3H$ ,  $^{14}C$ , ...) o gases inertes (He, Ne, ...). El trazador no debe interferir con el medio ni cambiar sus propiedades físico-químicas (ni las del agua, ni las del medio) durante el ensayo, en otras palabras, debe tener un comportamiento conservativo; tampoco puede ser nocivo o tóxico para el medio ambiente y las personas; debe ser fácil de medir y manejar; y, si es posible, que no exista en el medio de forma natural (para evitar errores de interpretación).

No existe ningún trazador ideal, sino que se debe realizar un estudio para cada terreno atendiendo a aspectos económicos, interacción hidroquímica, duración del ensayo, capacidad de detección o, incluso interacción con otros trazadores.

Los ensayos de trazadores se clasifican según el número de sondeos o pozos empleados, que inducen diferente tipo de flujo subterráneo. Si sólo se dispone de un pozo se puede realizar un ensayo de inyección-extracción o un ensayo de dilución puntual. Por el contrario, si se dispone de varios pozos, se puede hacer un ensayo de flujo paralelo o un ensayo de flujo radial (flujo divergente, flujo convergente o ensayo dipolar).

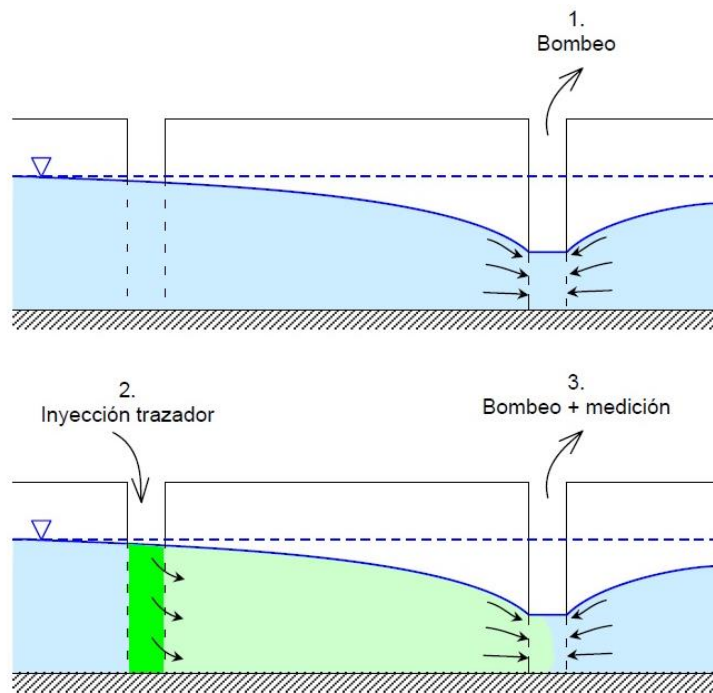


Figura 2.3. Ensayo de flujo radial convergente.

Los ensayos tratados en esta tesina son de flujo radial convergente, consistente en bombear en un pozo hasta alcanzar régimen estacionario, introducir el trazador en un pozo cercano (puntualmente o de manera continua) y medir la concentración en el tiempo en el pozo de bombeo. La ventaja de este método es que se pueden emplear varios trazadores a la vez, pudiendo caracterizar distintas direcciones del acuífero en el mismo ensayo.

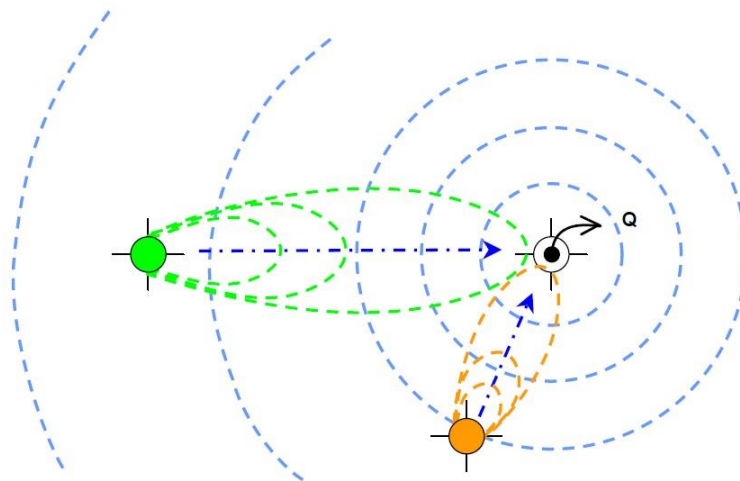


Figura 2.4. Utilización de varios trazadores en un mismo ensayo.

La duración total del ensayo debería ser lo suficientemente larga para poder capturar la cola de la curva de llegada. Una estimación de la duración es que sea entre 3 y 4 veces el tiempo medio de llegada del trazador  $t_0$  (Custodio & Llamas, 1983).

En cuanto a la concentración máxima, se recomienda que sea un par de órdenes de magnitud (100 o 1000 veces) superior a la concentración mínima detectable o a la concentración natural de fondo (ruido de fondo).

La interpretación de los ensayos de trazadores permite obtener los parámetros del suelo porosidad  $\phi$ , dispersión  $D$  y dispersividad  $\alpha$ . Para ello se considera el cilindro de control formado por los puntos  $A$  (pozo de inyección) y  $B$  (pozo de bombeo) separados una cierta distancia  $r$ , y con un espesor constante del acuífero  $b$ . El flujo de Darcy  $q$  y, por tanto, la velocidad real del flujo  $v$  vendrán determinados en función del caudal de bombeo  $Q$ :

$$q = \frac{Q}{2\pi br} \Rightarrow v = \frac{q}{\phi} = \frac{Q}{2\pi b\phi r} \quad (2.36)$$

El tiempo medio de llegada es equivalente al tiempo de tránsito entre el borde  $A$  y el eje del cilindro  $B$ :

$$t_0 = t_{AB} = \int_A^B \frac{dr}{v} = \int_A^B \frac{2\pi b\phi r}{Q} dr = \frac{\pi b\phi r^2}{Q} \quad (2.37)$$

Despejando, se obtiene la porosidad del acuífero:

$$\phi = \frac{t_0 Q}{\pi b r^2} \quad (2.38)$$

Cuando la curva de llegada es ideal, presenta forma de campana de Gauss. La desviación estándar  $\sigma_t$  será, pues, la diferencia entre el tiempo de llegada  $t_0$  y el tiempo correspondiente a una masa recuperada del 16% (o del 84% si la curva es realmente simétrica). Con la desviación estándar, se puede conseguir la dispersión a partir de:

$$D = \frac{\sigma_t^2 v^2}{2t_0} \quad (2.39)$$

Y, a partir de la dispersión, calcular la dispersividad teórica como:

$$\alpha = \frac{D}{v} = \frac{\sigma_t^2 v}{2t_0} \quad (2.40)$$

Se ha mencionado en los párrafos anteriores el concepto de masa recuperada, que es un buen indicador para comprobar la corrección del ensayo. La masa recuperada  $m_r$  se puede calcular integrando la curva de las concentraciones en el tiempo:

$$m_r = Q \int_0^{\infty} c(t) dt \cong Q \sum_{i=0}^{\infty} c(t_i) \Delta t \quad (2.41)$$

Si la relación entre la masa recuperada y la masa total inyectada es superior al 60 – 70%, se puede considerar que el ensayo se ha realizado correctamente.

## 2.5. MODELIZACIÓN DEL TRANSPORTE

Resolver numéricamente la ecuación del transporte de solutos es, en la mayoría de los casos, la única forma posible. El término advectivo de (2.33.a) dificulta enormemente la solución analítica a unos pocos casos muy específicos. Por tanto, lo habitual es usar métodos numéricos.

Típicamente, primero se resuelve la ecuación del flujo ( $q$ ) y después se calcula la ecuación del transporte. Para ello se han desarrollado en la literatura distintos métodos numéricos de solución, que se pueden clasificar en dos grandes grupos: Eulerianos y Lagrangianos. Los métodos Eulerianos son los basados en un sistema de coordenadas fijo, como las Diferencias Finitas o los Elementos Finitos; mientras que en los métodos Lagrangianos, el sistema de coordenadas se mueve con la partícula, como el Método de las Trayectorias (*particle tracking*) o el Método de las Trayectorias Aleatorias (*random-walk particle tracking*). Igualmente, hay métodos mixtos, como el Método de las Características.

Uno de los problemas que presentan los métodos Eulerianos es la posible oscilación en la solución, es decir, son condicionalmente estables. Para ello se deben satisfacer una serie de condiciones, como, por ejemplo, limitar el número de Peclet (que es el cociente entre las fuerzas advectivas y las fuerzas dispersivas).

Por otro lado, el método de las trayectorias no presenta este problema al carecer del término dispersivo en la ecuación de transporte. El penacho de soluto, o pluma, se representa mediante una serie de partículas que llevan asociada una porción de la masa del penacho y que se mueven siguiendo líneas de corriente.

No obstante, en la presente tesina se pretende encontrar los parámetros que gobiernan el sistema a partir de los resultados que se realizaron en unos ensayos (observaciones), es decir, se pretende resolver el problema inverso en vez del problema directo. Se trata de un problema de optimización en el que se tiene que minimizar una cierta función objetivo, que consiste en la suma de las diferencias cuadradas entre las concentraciones observadas (*observed*) y las ajustadas (*fitted*). Con tal fin, se empleará el código CXTFIT (*Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments*) (Toride et al., 1995) incluido en el programa comercial STANMOD (*Studio of Analytical Models*) (Šimůnek et al., 1999), que se trata de un software libre para evaluar el transporte de solutos en el medio poroso.

El problema de optimización no lineal de mínimos cuadrados basado en el método de Levenberg-Marquardt, que es el que utiliza el código CXTFIT, se puede resolver por la aproximación de región de confianza.

Suponiendo datos en un espacio  $t - y$ , se quiere ajustar un modelo  $m(\underline{x}, t)$  tal que la selección de los parámetros  $\underline{x}$  minimicen la función residual:

$$r_i(\underline{x}) = m(\underline{x}, t_i) - y_i \quad (2.42)$$

Considerando una linealización de la función residual, se puede aproximar en función de la matriz Jacobiana del residual:

$$\underline{r}(\underline{x}) \approx \underline{r}(\underline{x}^k) + \underline{J}(\underline{x}^k)(\underline{x} - \underline{x}^k) \quad (2.43)$$

Donde el superíndice  $k$  representa la iteración  $k$ -ésima. Definiendo la aproximación lineal (2.43) como  $\hat{\underline{r}}(\underline{x})$ , el enunciado del problema de minimización con ciertas restricciones ( $\delta^k$ ) sobre los parámetros  $\underline{x}$  resulta:

$$\begin{aligned} \min_x \sum_j \hat{\underline{r}}^2(\underline{x}) &= \left\| \underline{r}(\underline{x}^k) + \underline{J}(\underline{x}^k)(\underline{x} - \underline{x}^k) \right\|^2 \\ \text{tal que } \|\underline{x} - \underline{x}^k\| &\leq \delta^k \end{aligned} \quad (2.44)$$

Por último, (2.44) se resuelve utilizando los multiplicadores de Lagrange, aumentando la dimensión del problema.

## CAPÍTULO 3 DESCRIPCIÓN DEL EMPLAZAMIENTO

### 3.1. INTRODUCCIÓN

Las teorías explicadas en el capítulo anterior se quieren aplicar a un caso de estudio. El lugar elegido es el Centro de Almacenamiento de El Cabril, que está situado en el término municipal de Hornachuelos, en la provincia de Córdoba.

Como se ha comentado en la introducción de esta tesina, se trata de un centro en que se manipulan y almacenan Residuos de Baja y Media Actividad (RBMA) –en las plataformas Norte y Sur– y Residuos de Baja y Muy Baja Actividad (RBBA) –en la plataforma Este–.

En el entorno de las distintas plataformas de almacenamiento se realiza un seguimiento ambiental que incluye la monitorización hidrogeológica de un conjunto de sondeos (hidrogeológicos y/o geotécnicos). El número de puntos de control ha ido variando a lo largo del tiempo, con sondeos que se van incorporando y otros que han ido desapareciendo. También la frecuencia de muestreo ha ido variando, de modo que se dispone de un número muy significativo de sondeos con monitorización automática con alta frecuencia.

Además de la gran cantidad de datos hidrogeológicos, existe un número muy elevado de datos procedentes de la interpretación de ensayos hidráulicos en la zona correspondiente a las plataformas Norte y Sur. Esto ha permitido históricamente realizar un trabajo de modelación hidrogeológica de flujo. Así, se dispone de un modelo tridimensional de carácter regional que presenta una discretización en planta con un importante grado de refinamiento en la zona de las Plataformas Norte y Sur.

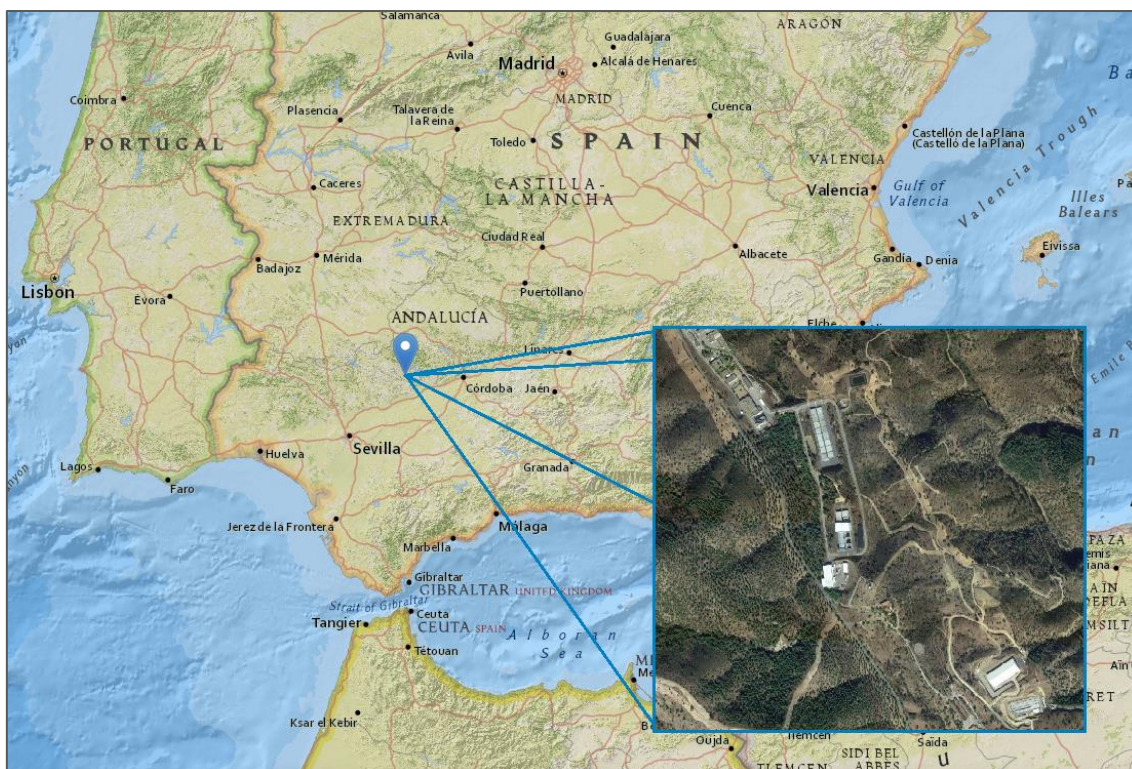


Figura 3.1. Situación del Centro de Almacenamiento de El Cabril.

Paralelamente, se ha incrementado la caracterización geológica y perforación de nuevos sondeos, así como la realización de ensayos hidráulicos en esos nuevos puntos, asociado a la puesta en servicio de las celdas de almacenamiento 29 y 30 (Plataforma Este), ha conducido al aumento del conocimiento de la zona.

Este aumento del conocimiento, unido a la introducción de elementos de carácter antrópico debido a las obras de construcción, ha puesto de manifiesto la necesidad de un nuevo modelo de ámbito local, que permita conocer en detalle la hidrogeología de las celdas 29 y 30. No obstante, el modelo local mantiene la coherencia con el modelo regional anterior, que muestra una marcada anisotropía a nivel regional.

### 3.2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL

El Macizo Ibérico o Macizo Hespérico, aflora prácticamente en toda la mitad occidental de la Península Ibérica y se caracteriza por presentar una zonación paralela a la dirección de las grandes estructuras, lo que ha permitido establecer una serie de zonas bien diferenciadas.

Con sentido paleogeográfico y estructural, longitudinal a las principales estructuras se han definido cinco zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Centroibérica, Ossa Morena y Sudportuguesa, además de la alóctona de Galicia-Tras-os-Montes.

#### 3.2.1. Secuencia Litoestratigráfica

Dentro del dominio de Sierra Albarrana, la secuencia litoestratigráfica puede ser dividida en tres grupos de rocas separadas por contactos tectónicos (Azor et al., 1994).



Un primer grupo de rocas del Proterozoico Superior al Cámbrico Inferior, un segundo grupo del Paleozoico Inferior y un tercer grupo también perteneciente al Paleozoico Inferior. El área de Sierra Albarrana está limitada al noreste por un granito que se superpone al metamorfismo regional de Sierra Albarrana.

### 3.2.2. Estructura

En la Unidad de Sierra Albarrana se reconocen dos fases de deformación, ambas de dirección NO-SE. De la interpretación de la cartografía MAGNA se deduce la existencia de anticlinal.

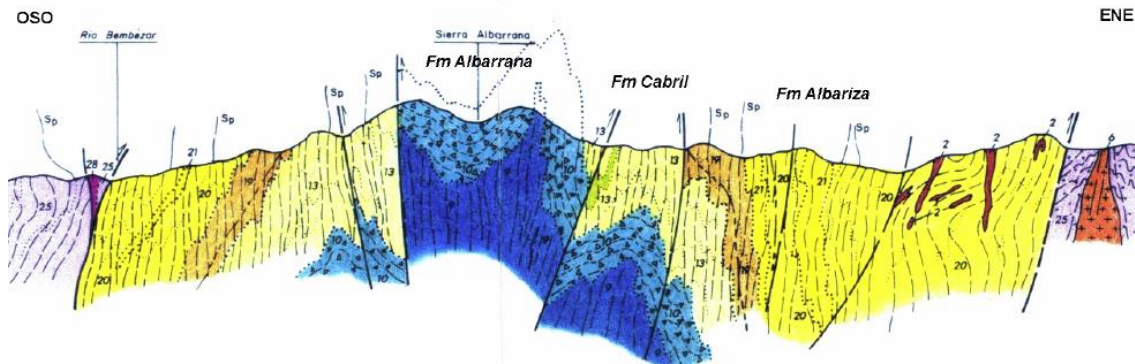


Figura 3.2. Corte geológico del dominio de Sierra Albarrana.

### 3.2.3. Metamorfismo

Desde el grado metamórfico más bajo al más alto, se reconocen la siguiente secuencia de zonas (Azor & Ballèvre, 1997):

- Zona de la biotita
- Zona de la estaurolita granate
- Zona de la estaurolita andalucita
- Zona de la sillimanita moscovita
- Zona de la sillimanita feldespató potásico

La evolución tecto-estructural del área de Sierra Albarrana implica dos eventos principales: primero una intensa deformación dúctil y un metamorfismo regional de baja presión, y segundo la exhumación de las rocas metamórficas que tuvo lugar durante el Carbonífero Inferior.

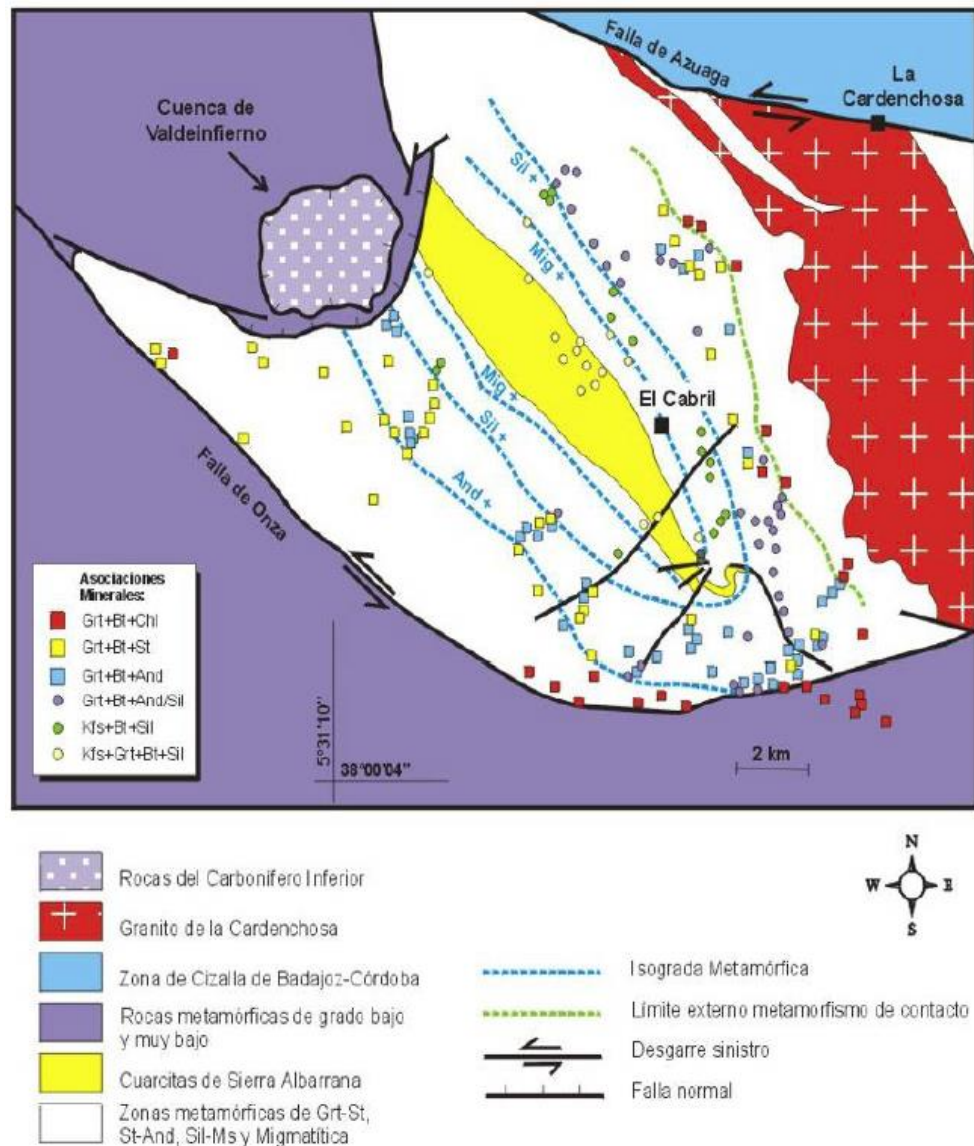


Figura 3.3. Distribución espacial del metamorfismo regional en el dominio de Sierra Albarrana.

### 3.3. ENCUADRE GEOLÓGICO LOCAL

El área de trabajo que comprende el emplazamiento de la Celda 29 y sus alrededores, queda dentro de la Formación Cabril, contemplando cuatro unidades que se pueden diferenciar en la cartografía. El emplazamiento se sitúa en toda su extensión sobre los siguientes miembros de la Formación Cabril (CRN, 2008):

- Gneises moscoblásticos (26 en Figura 3.4).
- Gneises cuarzo-feldespáticos o "Metaarcosas" (27 en Figura 3.4).
- Gneises ocelares y gneises cuarzo-feldespáticos de grano fino o "Gneises de transición" (27a en Figura 3.4).
- Gneises cuarcítico-biotíticos de grano fino o "Gneises superiores": transición Cabril-Albariza (27b en Figura 3.4).



en las condiciones hidrogeológicas del entorno más inmediato, debido al doble efecto de las modificaciones antrópicas de la superficie y de la instalación de un nuevo elemento drenante (denominado Dren Celda 30). Este efecto se manifiesta en una reducción marcada de los niveles al Norte de la Celda 30, donde sondeos representativos experimentan una reducción en los niveles, tanto en los valores mínimos anuales, como en la oscilación anual entre niveles máximos y mínimos, que también se ve afectada.

Un efecto similar se encuentra al sur de la Celda 30, donde algunos sondeos también muestran una marcada influencia de la presencia del dren. Adicionalmente, la antropización del entorno ha modificado la recarga natural al sistema.

Todos estos aspectos deberán ser tomados con especial atención a la hora de modelizar la realidad del medio.

### 3.5. RED DE VIGILANCIA HIDROGEOLÓGICA

El control del Centro de Almacenamiento de El Cabril presenta una exhaustiva red de vigilancia hidrogeológica, entre lo que destaca la medición de los niveles piezométricos, la evaluación de los datos meteorológicos y las estaciones de aforo.

#### 3.5.1. Niveles piezométricos

Los datos de los niveles de las aguas subterráneas proceden de la red de control piezométrico. Solo la zona de la Plataforma Este está constituida por 42 sondeos o puntos de observación. Todos ellos se encuentran situados dentro del dominio modelado y disponen de una serie piezométrica suficientemente larga como para poder considerarse fiable. De esos puntos, se utilizan 41 para comprar los resultados medidos de los que se obtienen en el proceso de simulación, eliminando los datos del sondeo S-32 por presentar problemas en el hidrograma registrado.

En la *Figura 3.5* se observan las dos celdas –actualmente– existentes: la Celda 29, situada más al sur, y la Celda 30, situada más al norte. También se percibe la localización de los sondeos de la Plataforma Este.

Los niveles de agua se miden con una periodicidad variable, según los sondeos, entre varias veces al día y una vez al mes –en las zonas más alejadas–. La profundidad de los sondeos también resulta variable.

Con la serie temporal registrada se cubre un periodo de simulación de 25 años, comprendido entre el 1 de octubre de 1992 y el 30 de septiembre de 2017.



Por otra parte, para el control de los usos y consumos de agua industrial en las distintas dependencias de la instalación, hay una serie de contadores distribuidos por todo el Centro de Almacenamiento, desde la captación del embalse del río Bembézar y el depósito regulador de Buitrea hasta las diferentes secciones operativas.

## CAPÍTULO 4 TRATAMIENTO DE DATOS

### 4.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se cubrirá el procedimiento que se ha llevado a cabo en cuanto al tratamiento y preprocesado de datos. Para realizarlo, primero se explicará el concepto de balance hídrico, continuando con el tratamiento de los datos recibidos –datos meteorológicos y observaciones en los sondeos–, así como el cálculo de la recarga natural del sistema.

### 4.2. BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO Y CÁLCULOS DE INFILTRACIÓN

Una vez el agua de la precipitación llega al suelo, ésta puede circular por superficie o infiltrarse. Dependiendo del grado de retención del suelo se distingue:

- Agua higroscópica: es la que forma una película alrededor de las partículas, adherida por adsorción. No se mueve por gravedad ni es extraída por las raíces de las plantas.
- Agua pelicular: envuelve al agua higroscópica y a las partículas. No se mueve por gravedad, aunque puede ser extraída por las raíces y por centrifugación.
- Agua capilar: transmite la presión hidrostática suspendida por las fuerzas de capilaridad. Se encuentra justo por encima del nivel piezométrico.
- Agua gravífica o agua libre: se desplaza por gravedad a través de los poros del terreno. Una vez alcanza el acuífero, ésta se mueve por gradientes piezométricos.

Así, se puede definir cuál es el contenido de humedad en el suelo. Se define el grado de humedad como la relación entre el peso de agua del terreno y el peso de la muestra desecada a 105°C.

La capacidad de campo ( $CC$ ) se especifica como el máximo grado de humedad que puede tener un terreno una vez perdida su agua gravífica. Por otro lado, el punto de marchitez permanente ( $PMP$ ) se corresponde con la humedad que las plantas ya no son capaces de extraer por succión. Tanto la capacidad de campo como el punto de marchitez permanente son características intrínsecas del suelo. La diferencia de ambas es el agua utilizable, denominada reserva de agua útil ( $RAU$ ).

Se podría representar la zona radicular como un “depósito” de agua cuya capacidad –expresada típicamente en unidades de milímetro [ $L^3 L^{-2}$ ]– vendría determinada por el espesor radicular (espesor de las raíces)  $e_R$ :

$$V = (CC - PMP) \cdot e_R \cdot \rho_b = RAU \cdot e_R \cdot \rho_b \quad (4.1)$$

Por otro lado, es necesario definir el fenómeno de la evapotranspiración, que es la combinación de la evaporación y la transpiración en zonas cubiertas por vegetación. Se distingue la evapotranspiración potencial (ETP), que es la que se produciría si las plantas tuviesen un óptimo desarrollo sin limitación de agua (humedad coincidente con la capacidad de campo); y la evapotranspiración real (ETR), que representa el agua que torna a la atmósfera en las condiciones hidrológicas del lugar.

Para el cálculo de la evapotranspiración existen métodos empíricos o semiempíricos, como el método de Thornthwaite o el método de Hargreaves, métodos directos o instrumentales, y métodos basados en balance energético (método de Penmann).

Una vez el agua penetra en el terreno se dice que se ha infiltrado. De ésta, una parte es retenida hasta alcanzar la capacidad de campo del suelo. El resto desciende por gravedad hasta alcanzar el nivel freático. Este volumen se denomina recarga por infiltración vertical, o infiltración eficaz. Finalmente, con los términos descritos se puede definir el balance hídrico del sistema como la diferencia entre las entradas y las salidas equivale a la variación del almacenamiento.

#### 4.2.1. Datos meteorológicos

La Empresa Nacional de Residuos S.A. (ENRESA) ha facilitado los datos meteorológicos necesarios para el balance hídrico y el cálculo de la recarga natural. Las variables se miden en la estación meteorológica de la propia finca de El Cabril. De los datos horarios de velocidad y dirección del viento, temperatura, humedad, radiación solar y precipitación, se necesitan principalmente los de temperatura y precipitación. Dada la vasta cantidad de información, se filtran los datos horarios del último año hidrológico (1 de octubre de 2016 hasta 30 de septiembre de 2017) obteniendo los valores diarios de temperatura mínima  $T_{min}$  [ $^{\circ}C$ ], temperatura máxima  $T_{max}$  [ $^{\circ}C$ ], temperatura media  $T_{media}$  [ $^{\circ}C$ ], y precipitación  $P$  [ $L^3 L^{-2}$ ].



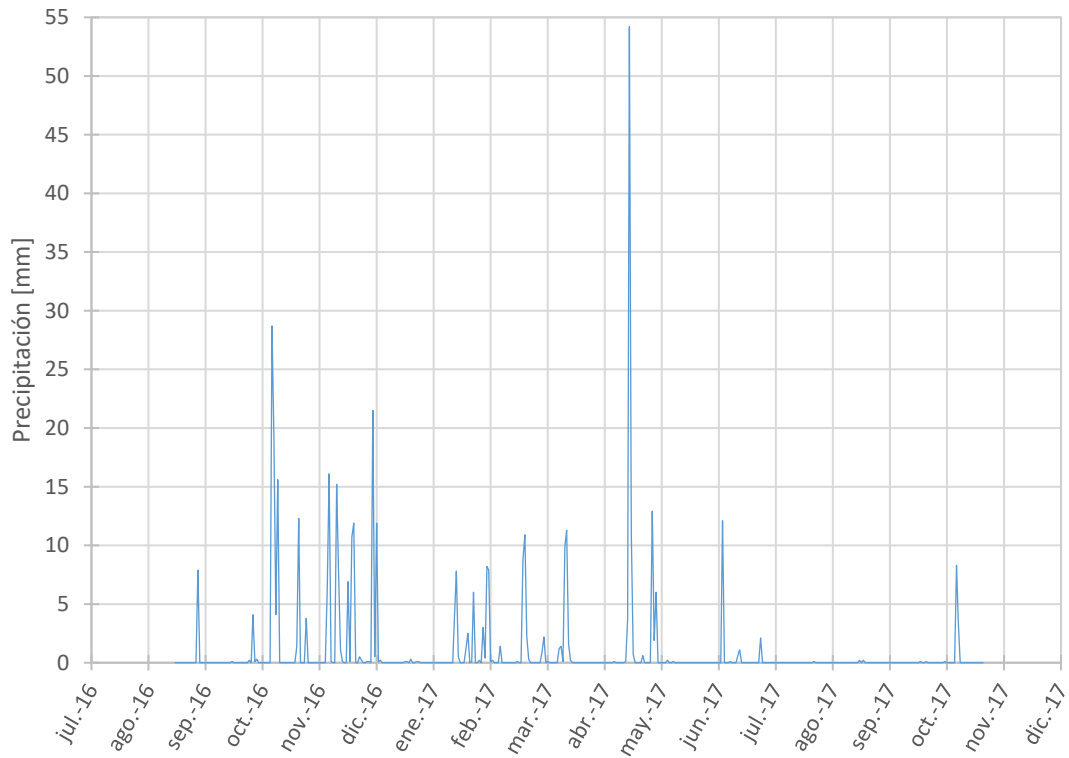


Figura 4.1. Precipitación diaria del año hidrológico 2016-2017 [mm].

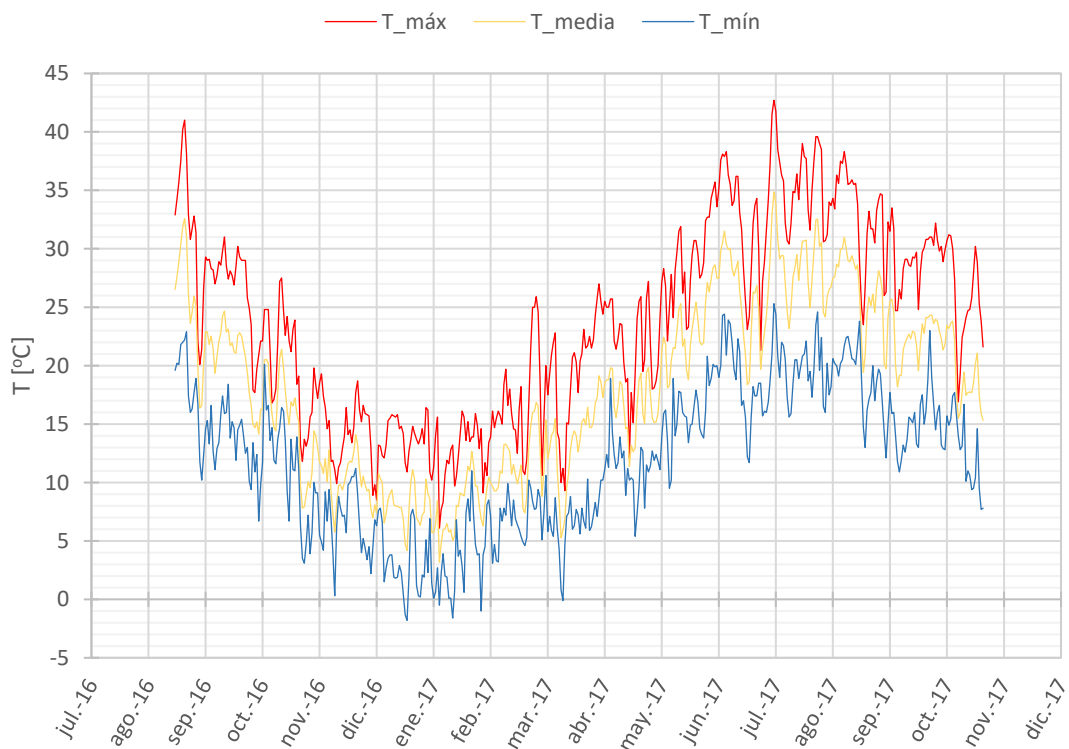


Figura 4.2. Temperatura diaria del año hidrológico 2016-2017 [°C].

Las medidas son coherentes, exceptuando en 3 días puntuales (octubre 16, abril 17 y octubre 17) en que los sensores de temperatura pierden los datos, generando lecturas erróneas ( $T =$

999°C). Estos datos se tratan sustituyendo manualmente los valores por la media de los dos días contiguos a cada uno. Los valores precipitación se muestran en la *Figura 4.1* y los de temperatura en la *Figura 4.2*.

#### 4.2.2. Obtención de la función de tiempo de la recarga natural

El cálculo de la función de tiempo asociada a la recarga natural del sistema se calcula desde el año 2013 mediante el programa EasyBal 10.8 (Vázquez-Suñé & Serrano-Juan, 2013). No obstante, y con el fin de dotar de coherencia al tratamiento de la recarga, se recalculará toda la serie temporal del modelo: desde el 1 de octubre de 1992 a 30 de septiembre de 2017.

EasyBal 10.8 presenta una simplicidad en la introducción de los parámetros del suelo para el cálculo del balance hídrico diario, y, además permite el cálculo de la *ETP* diaria mediante el método de Hargreaves, lo que permite calcularla de una manera sencilla teniendo en cuenta los datos meteorológicos correspondientes a  $T_{máx}$ ,  $T_{media}$ ,  $T_{mín}$  diarias y latitud de la estación meteorológica, datos que se pueden obtener directamente de la estación meteorológica ubicada en las instalaciones del Centro de Almacenamiento de El Cabril.

El valor de los parámetros introducidos en EasyBal 10.8 son los siguientes:

- Capacidad de campo  $CC = 0,2$ .
- Punto de marchitez permanente  $PMP = 0,05$ .
- Humedad inicial  $\omega_0 = 0,1$ .
- Espesor radicular del suelo  $e_R = 0,15 \text{ m}$ .
- Valor de laminación  $40 \text{ mm/d}$  y  $200 \text{ mm/mes}$ .

Consiguiendo, de este modo, la función de tiempo asociada a la recarga diaria. A pesar de la reducción de datos inicial, una simulación con condiciones de contorno diarias supondría un alto coste computacional. Por este motivo, se integrará la recarga en intervalos semanales y, anticipándose a la introducción de la condición de contorno en el modelo, se transformará a unidades consistentes: metros de recarga por cada intervalo (7 días).

La función de tiempo de la recarga (ver *Figura 4.3*) será la misma para todo el modelo local. Sin embargo, para transformar la recarga [ $LT^{-1}$ ] al término fuente [ $T^{-1}$ ], se debe multiplicar por un factor que tiene en cuenta el espesor del acuífero. Además, dentro del modelo local hay zonas con distintos comportamientos de la infiltración del agua de lluvia, en base a la naturaleza del suelo. Asimismo, se advertido que EasyBal tiende a la sobreestimación de la recarga del suelo. Todo ello, pone de manifiesto la necesidad de utilizar unos ciertos parámetros dependientes de las zonas.

Por tanto, se decidirá parametrizar los factores de zonificación, los cuales llevarán asociada la misma función de tiempo. La obtención del valor de los parámetros, desconocidos a priori, se efectuará mediante el proceso de calibración del modelo.

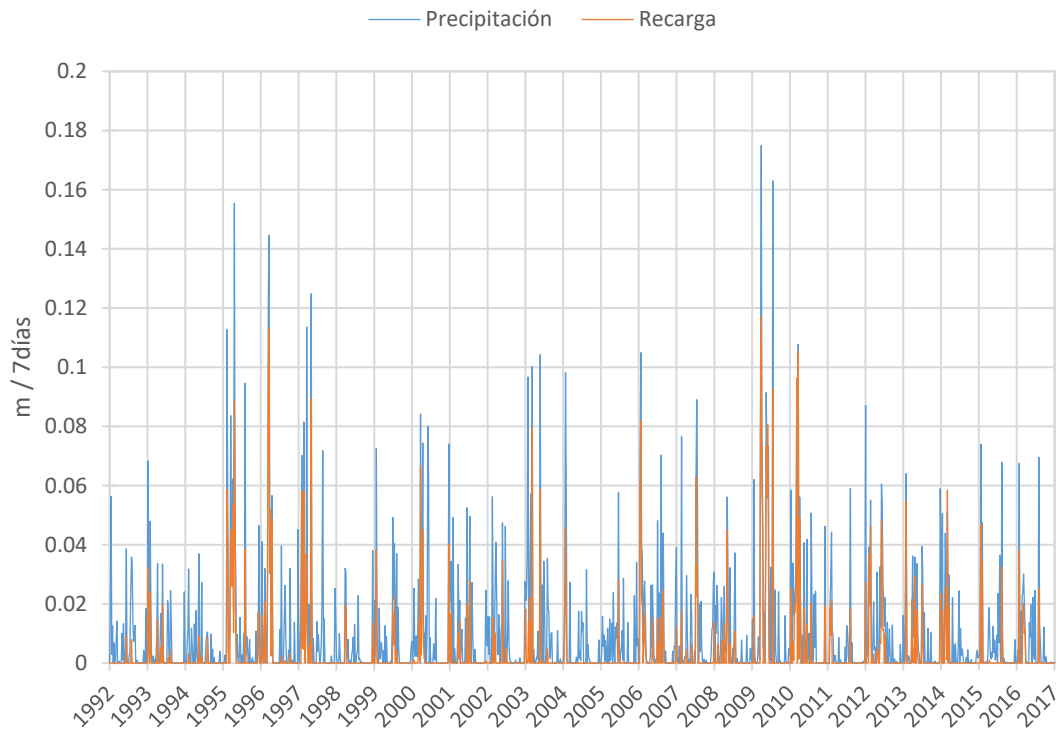


Figura 4.3. Precipitación vs Recarga del periodo de simulación (1992-2017) [m/7días].

#### 4.2.3. Observaciones en los sondeos

Los sondeos que pertenecen a la zona del modelo de detalle local (Plataforma Este) son: S28, S29, S30, S32, S40, S101, S103, S113, S1008, S1009, S1010, S1011, S1012, S1013, S1014, S1016, S2000, S2001, S2002, S2003, S2004, S2005, S2006, S2007, S3000, S3001, S3002, S3003, S3004, S3005, S3008, S3016, S3017, SN5, SN6, SN7, SN9, SN10, SN11, SN12, SN13 y SN27.

De los 42 sondeos listados arriba, se utilizarán las observaciones de 41 de ellos, excluyendo al sondeo S32 por presentar problemas en el hidrograma registrado. Los últimos dos sondeos incorporados son el S3016 y el S3017, que presentan, evidentemente, una serie de registros más corta. Estos dos sondeos fueron perforados en 2016 e introducidos en el sistema para la mejora del conocimiento del entorno de la Celda 30.

La *Figura 4.4* se adelanta a los siguientes capítulos mostrando la zona modelada de la Plataforma Este con la ubicación de los sondeos.

El tratamiento de los datos recibidos, nuevamente por parte de ENRESA, merece especial cuidado, ya que las lecturas de cada sondeo se toman de manera distinta. Así, cada sondeo tiene un hidrograma de niveles piezométricos asociado en el que existen lecturas automáticas y manuales.

En primer lugar, se debe filtrar la extensa frecuencia de observaciones dado que muchos sondeos están automatizados a varias lecturas diarias desde su puesta en servicio. Nuevamente, y en concordancia con los elementos de las condiciones de contorno, se elige una discretización temporal semanal. En segundo lugar, se grafican los hidrogramas respecto a la precipitación, con el fin de comprobar si los picos en los hidrogramas se corresponden con episodios de lluvia,

y si los periodos secos se corresponden con descenso de los niveles. En este proceso manual, se pretende reducir al máximo el número de datos observados del modelo conservando la representatividad del comportamiento de los hidrogramas, con tal de hacerlo lo más eficiente posible. De este modo, se reduce de 50.139 a 11.212 observaciones.

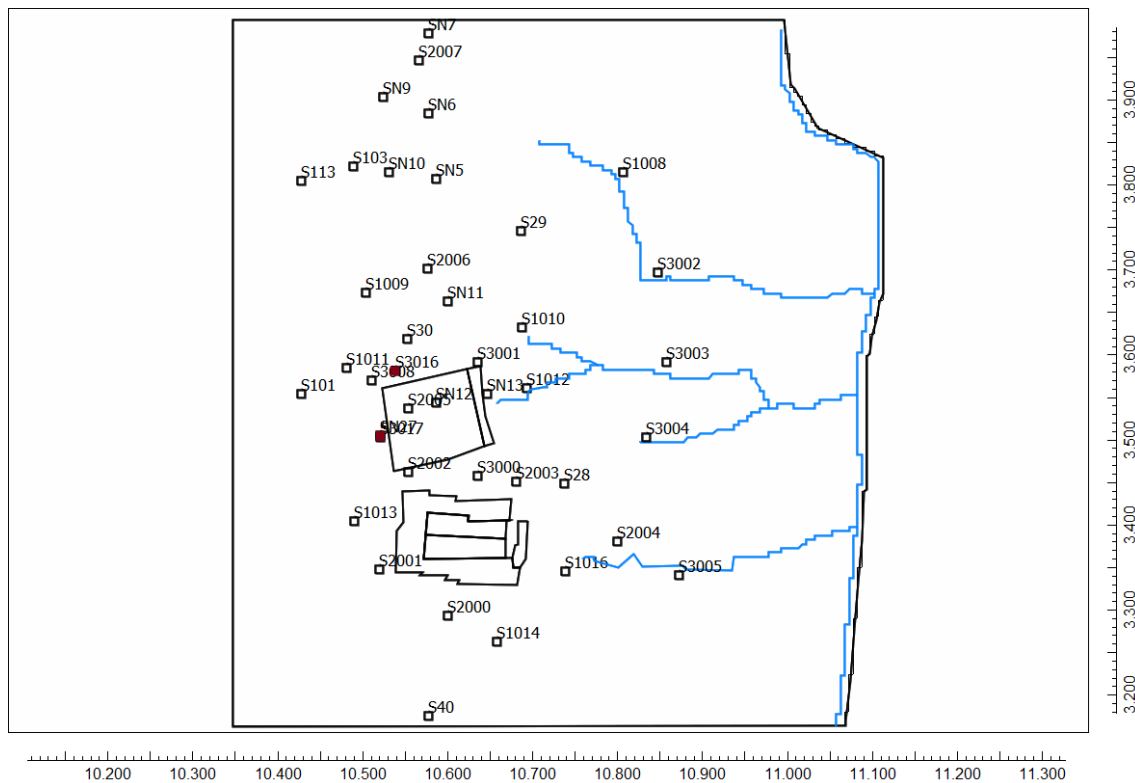


Figura 4.4. Situación de los sondeos en el modelo numérico. Se resalta en granate la ubicación de los nuevos sondeos S3016 y S3017.

### 4.3. ENSAYOS DE TRAZADORES

A principio de 1990, el Centre d'Etudes Nucleaires de Grenoble (CENG) et Section d'Application des Traceurs (SAT) realizaron un informe sobre *Determination par traceur des vitesses naturelles de filtration dans l'aquifere superficial du site d'El Cabril* (CENG, 1990).

El informe referido pretendía determinar las velocidades medias del flujo en las parcelas S33 y S401, que se encuentran a una distancia de unos 250 m y 750 m, respectivamente, de la Plataforma Este. Para ello, se realizaron varios ensayos simultáneos de trazadores, con un total de 11 sondeos, en dos pozos. Se analizó la concentración de los diferentes trazadores (masa recuperada) en función del caudal bombeado.

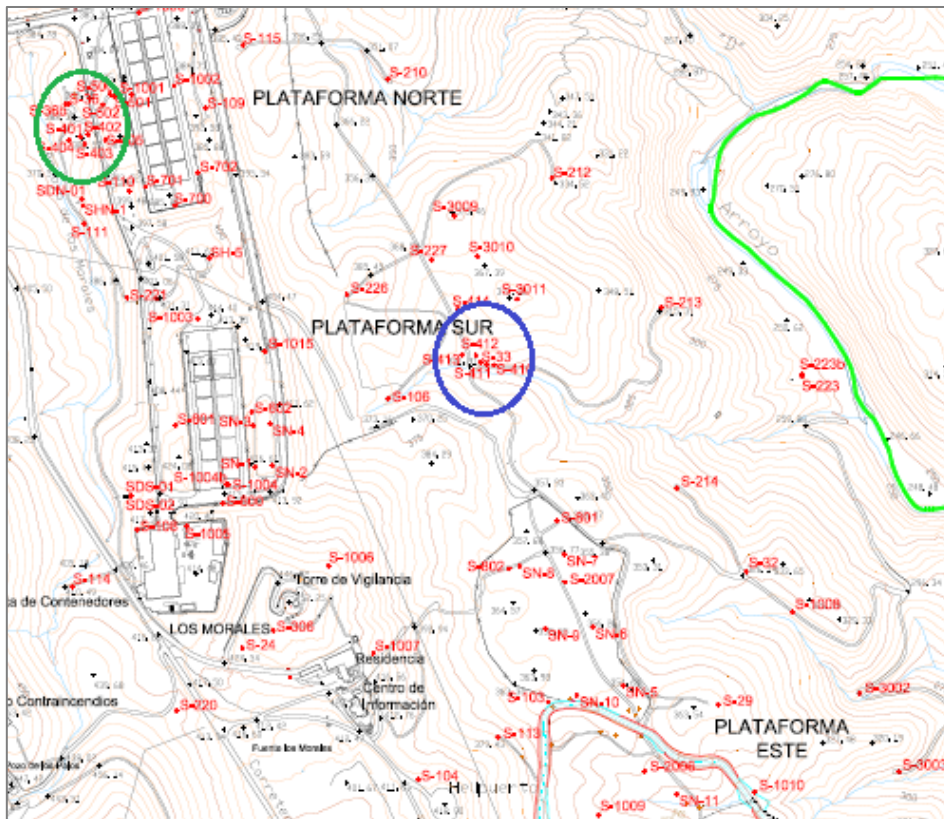


Figura 4.5. Localización de las parcelas S33 (azul) y S401 (verde).

En ambas parcelas, el ensayo realizado fue del tipo radial convergente: introduciendo el trazador en el pozo de inyección y bombeando en el pozo de extracción. La selección de los distintos tipos de trazadores y la distancia  $d$  entre pozos de inyección y de bombeo se detallan en la *Tabla 4.1*:

Pozo de bombeo	Sondeo de inyección	Trazador	$d$ [m]
S33	S410	Rhodamina	16,72
	S411	Zinc	8,39
	S412	Yodo	8,94
	S413	Amino G.	23,24
S401	S402	Yodo	9,97
	S403	Zinc	9,46
	S404	Amino G.	13,98
	S405	Rhodamina	29,84

Tabla 4.1. Trazadores empleados en las parcelas S33 y S401.

Se dispone de una función de tiempo del caudal bombeado, así como de una serie de lecturas de concentraciones en el tiempo: más consecutivas al principio del ensayo, y más espaciadas en el tiempo a medida que éste avanza. Los ensayos tuvieron una duración total cercana a los cincuenta días.

Como los trazadores se miden en distintas unidades  $-\mu\text{g}/\text{l}$  y  $UF$  (unidades arbitrarias de fluorescencia)– para su visionado se presentarán las concentraciones normalizadas a la unidad.

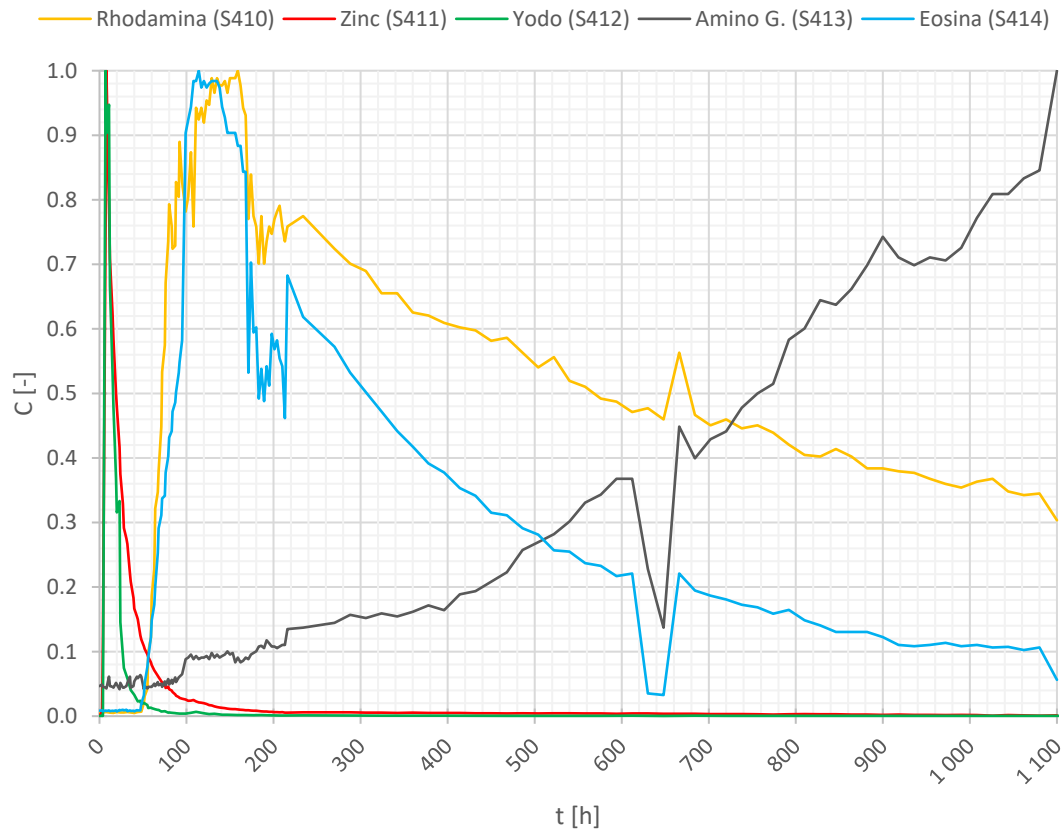


Figura 4.6. Evolución de la concentración normalizada de los trazadores en la parcela S33.

Las Figura 4.6 y Figura 4.7 muestran la evolución de las concentraciones de los distintos trazadores en las parcelas S33 y S401. Se observa que algunos trazadores tienen una llegada muy temprana, por ejemplo, el S412 o el S403; mientras que otros tienen una lenta y progresiva llegada, como el S410 o el S414; e, incluso, algunos trazadores no han experimentado su “pico” de llegada, es decir, la concentración sigue creciendo, como, por ejemplo, el S413.

Uno de los aspectos que se deben controlar corresponde con el porcentaje de masa recuperado durante el ensayo de trazadores. Atendiendo a los datos del informe se observan las siguientes tasas de recuperación en la Tabla 4.2.

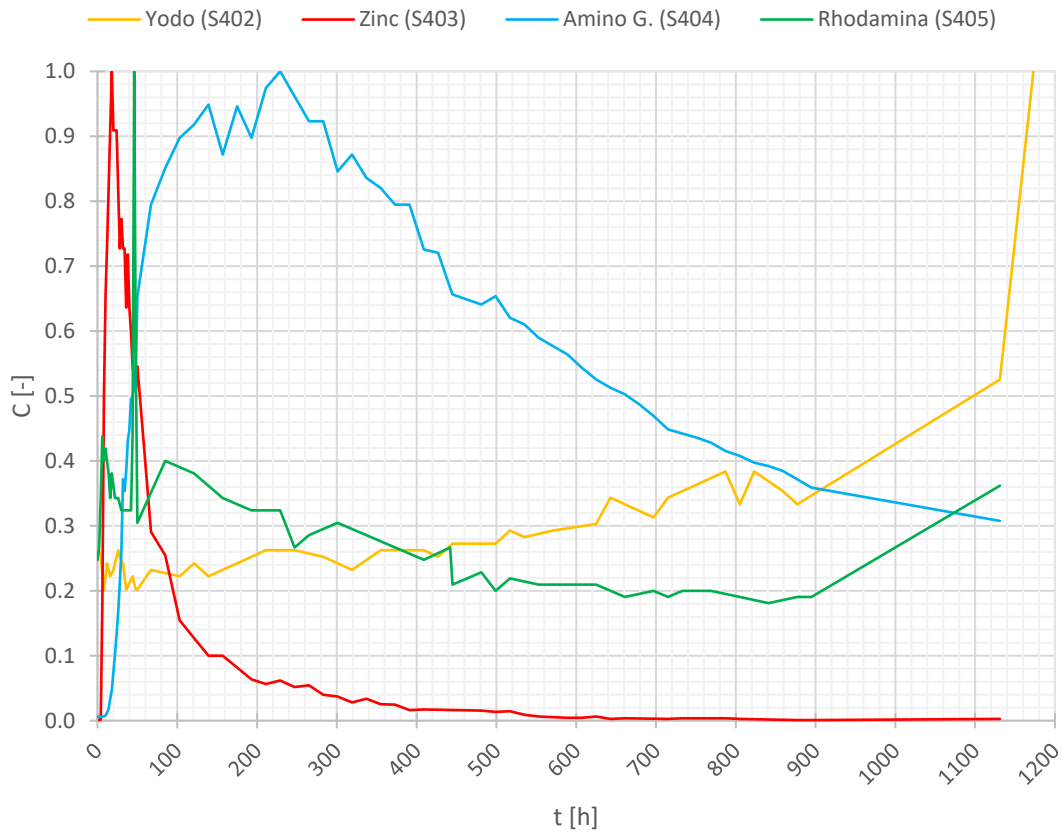


Figura 4.7. Evolución de la concentración normalizada de los trazadores en la parcela S401.

Pozo de bombeo	Sondeo de inyección	Trazador	Tasa de recuperación
S33	S410	Rhodamina	32,86%
	S411	Zinc	56,98%
	S412	Yodo	99,10%
	S413	Amino G.	5,11%
	S414	Eosina	48,94%
S401	S402	Yodo	0,00%
	S403	Zinc	43,06%
	S404	Amino G.	60,00%
	S405	Rhodamina	0,00%

Tabla 4.2. Tasa de recuperación de los ensayos de trazadores.

En algunos puntos se observan valores bajos en cuanto a las tasas de recuperación. Esto es, claramente, un indicativo de que en el medio están sucediendo una serie de procesos que impiden llegar correctamente al trazador hasta el pozo de bombeo, o que, en algunos casos, tan siquiera se muestren recuperaciones significativas.

Para observar en detalle el comportamiento de estos ensayos es común exponer las curvas de llegada en escala doble-logarítmica. Asimismo, la escala temporal también se normalizará por el cuadrado de las distancias al pozo de bombeo.

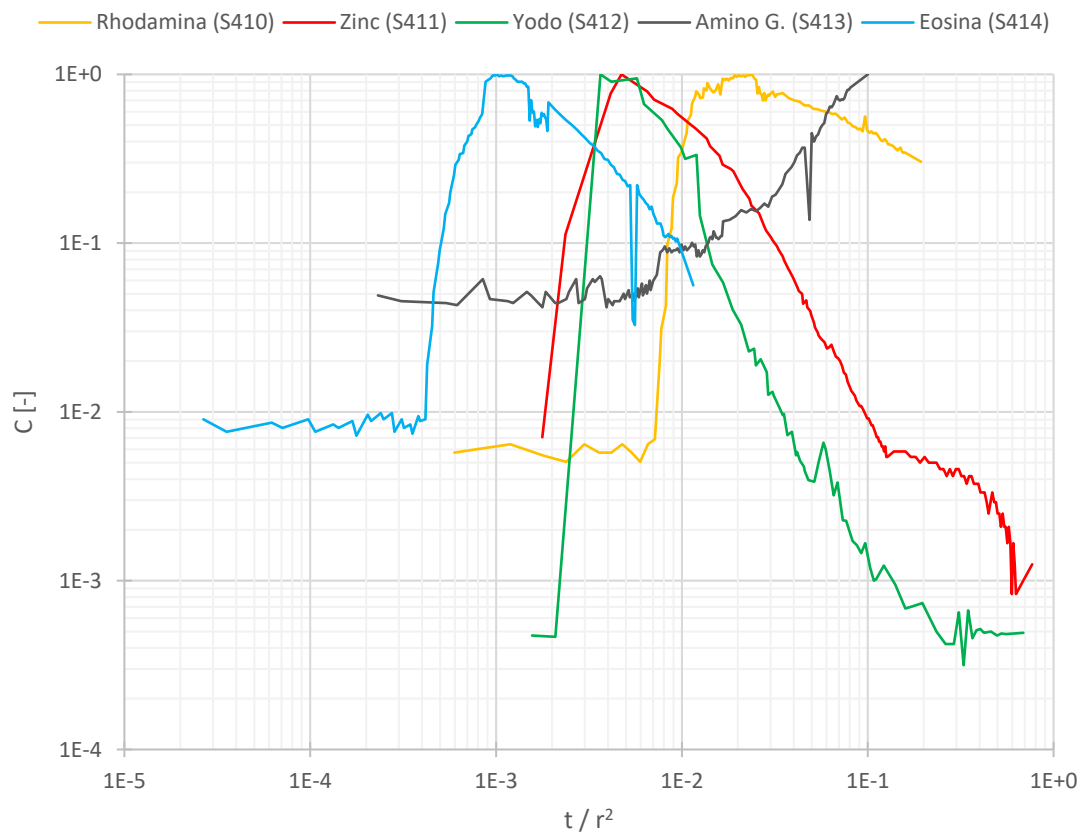


Figura 4.8. Evolución de la concentración de los trazadores en la parcela S33 (escala log-log).

En un medio homogéneo e isotrópico, al estar las curvas de llegada normalizadas, todas deberían ser simétricas y coincidentes en una sola, con una pendiente en escala logarítmica de una unidad. Sin embargo, la variabilidad entre curvas (tiempo de llegada del pico y de la cola) de las Figura 4.8 y Figura 4.9 es evidente.

En conclusión, se reafirma la idea de que las teorías clásicas de los modelos de transporte – ecuación de advección-dispersión ADE– no se deben aplicar al caso de El Cabil. Será, por tanto, necesario estudiar teorías más complejas.



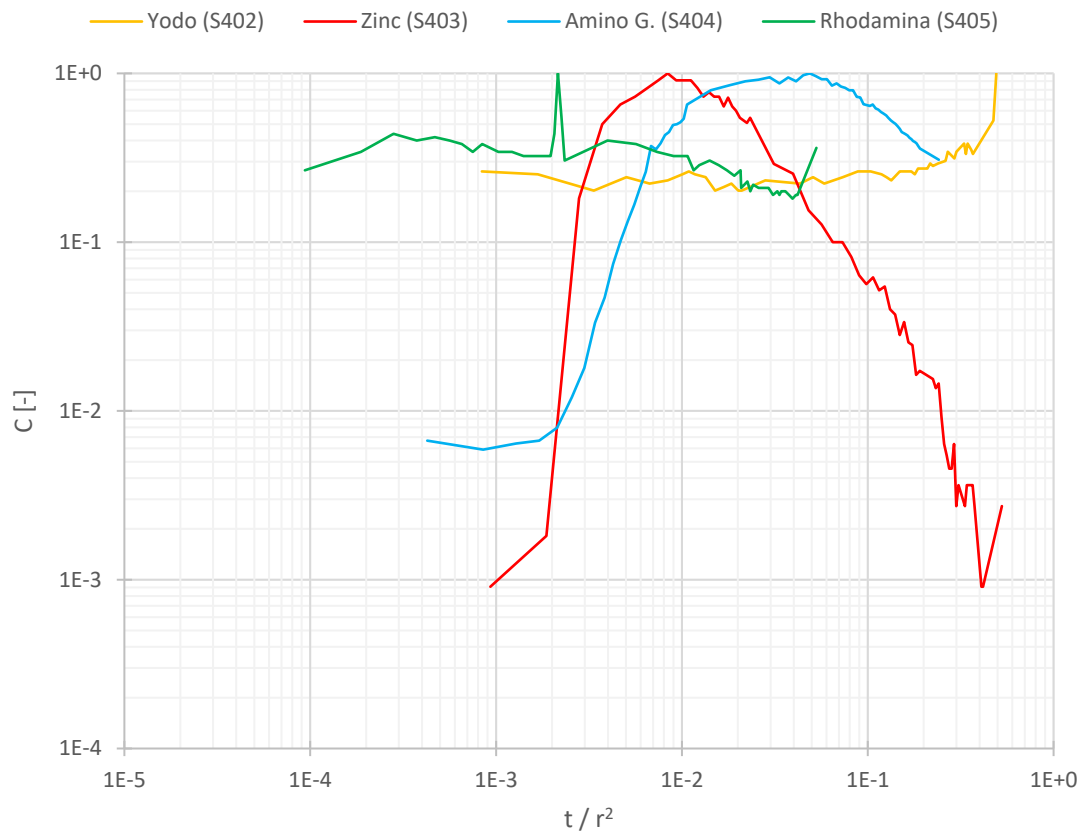


Figura 4.9. Evolución de la concentración de los trazadores en la parcela S401 (escala log-log).



## CAPÍTULO 5

### MODELO NUMÉRICO DE FLUJO

#### 5.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se abordará el modelo numérico de Diferencias Finitas realizado con el programa ModelMuse, que se trata de una interfaz gráfica (GUI) para los modelos –como MODFLOW– del US Geological Survey (USGS, 2009a).

El modelo local de la Plataforma Este pretende estudiar en detalle el entorno de las celdas 29 y 30, manteniendo coherencia con el modelo regional. De este modo, por ejemplo, se mantiene el sistema de coordenadas elegido en el modelo regional, que está rotado respecto al norte geográfico unos  $21^\circ$ , haciendo coincidir los planos de fracturación principal con el eje vertical  $y$ .

#### 5.2. MALLA DEL MODELO

Para confeccionar y zonificar los bloques de la malla tridimensional, se parte de una malla base, definida bidimensionalmente, y que debe contener todos los elementos geométricos que serán tratados posteriormente como elementos del modelo (por ejemplo, las zonas de parámetros, las zonas de recarga, el área antropizada por la construcción de las celdas, y los arroyos o elementos drenantes que suponen los puntos de salida). La malla final consta de un total de 101.592 celdas. En ella se puede observar la malla construida superpuesta a la cartografía geológica geo-referenciada en el entorno de las celdas 29 y 30 (ver *Figura 5.1*).

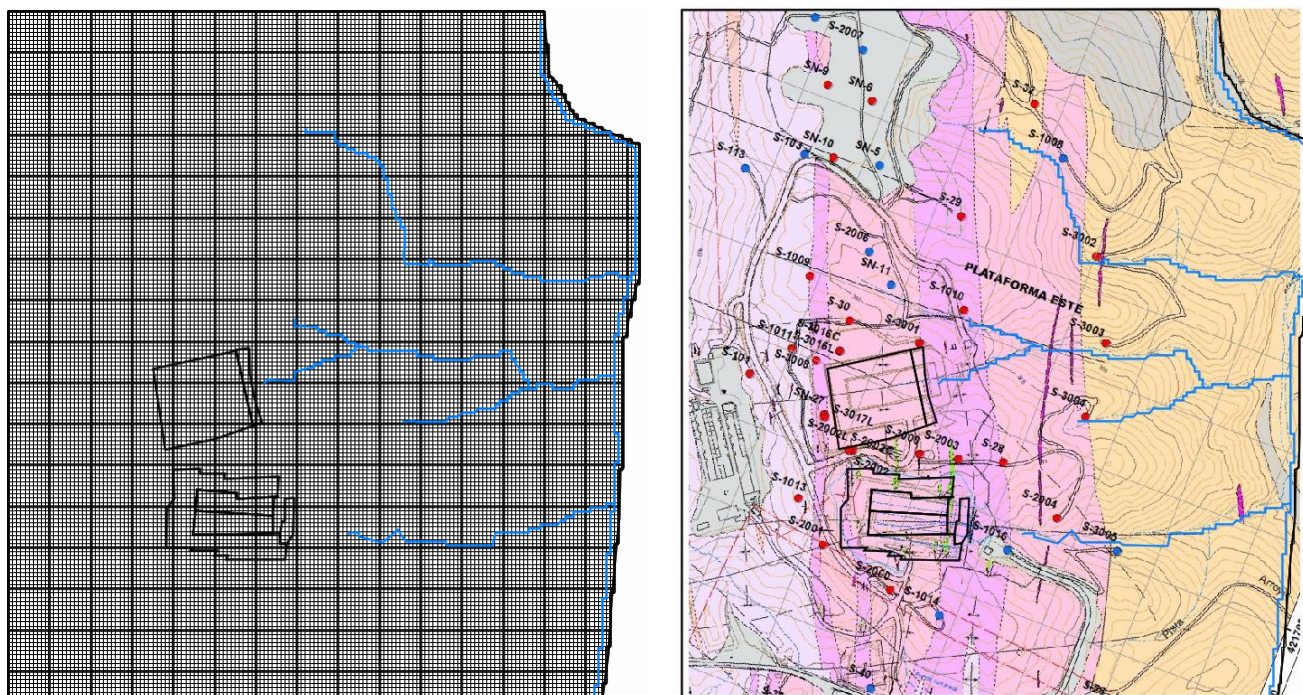


Figura 5.1. Malla bidimensional (izquierda) y base geo-referenciada solapada con la geología (derecha).

Un elemento a destacar de la malla 2D es el tamaño de las celdas (directamente ligado al grado de refinamiento). Este refinamiento permite reproducir entidades de relevancia desde el punto de vista hidrogeológico, como son las zanjas, drenes y diques de escollera con detalle.

Para minimizar el número de celdas inactivas, es decir, aquéllas que no contribuyen al comportamiento hidrogeológico del modelo en la zona de interés, se ha realizado la idealización del Arroyo de la Montesina como una corriente que fluye N-S. Cabe aclarar que, aunque la generación de la malla es automática, ésta está restringida a los elementos geométricos importantes desde el punto de vista hidrogeológico (arroyos, drenes, etc.).

La discretización vertical consiste en generar capas y bloques de materiales a partir de una base de cota constante (y que se fija en 100 m), para acabar con un bloque superior cuya superficie reproduce la topografía interpolada sobre cada celda. Los espesores de cada capa se obtienen de extender la topografía superficial de acuerdo con unas proporciones preestablecidas en los 3 bloques más profundos. El bloque más superficial actúa como instrumento para introducir la recarga en el sistema y su zonificación obedece a la de la recarga. Los espesores de las capas se presentan en la *Tabla 5.1*:

Capa	Cota [m]
1	100
2	$0,8 \cdot (z_i - 1)$
3	$0,95 \cdot (z_i - 1)$
4	$1 \cdot (z_i - 1)$
5	$z_i$

Tabla 5.1. Cálculo de la cota de las diferentes capas de la malla.  $z_i$  corresponde a la cota topográfica obtenida en el modelo digital del terreno.

En la *Figura 5.2* se puede observar la localización de las celdas en el modelo, y más en detalle, en la *Figura 5.3* se observa la topografía de la Plataforma Este quedando alterada por la construcción de las dos celdas:

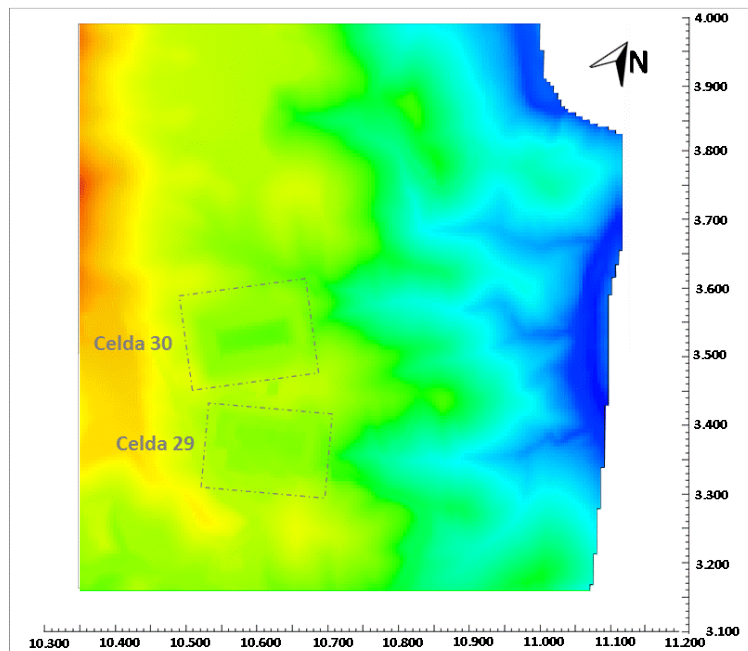


Figura 5.2. Interpolación de la topografía en la capa superficial del modelo. Se indica la posición de las celdas 29 y 30.

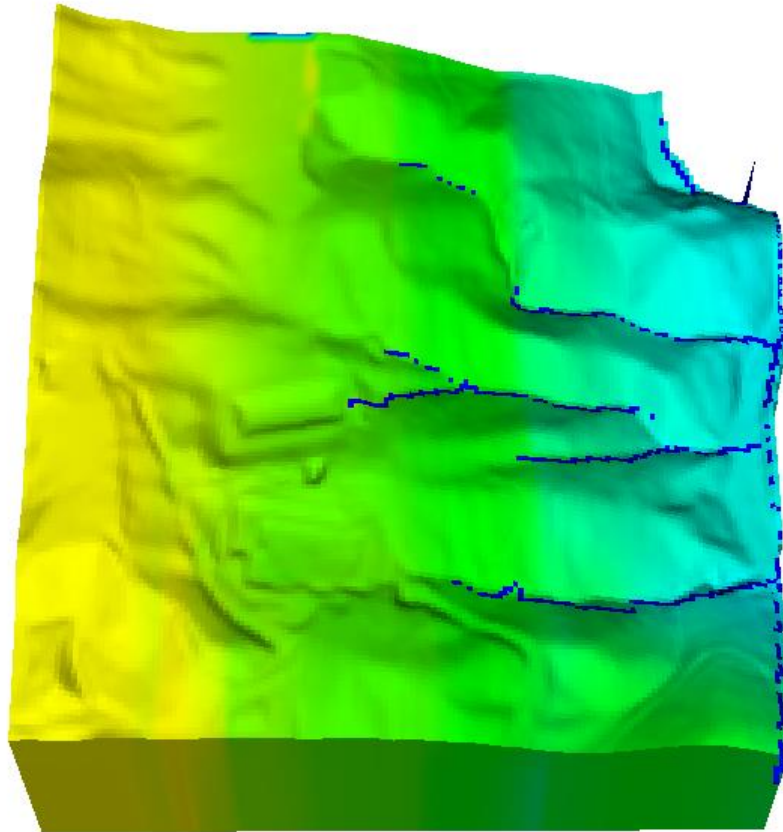


Figura 5.3. Perspectiva aérea de la topografía. Se observa cómo se altera la topografía original debido a la construcción de las celdas.

### 5.3. CONDICIONES DE CONTORNO: ELEMENTOS DE RECARGA Y DESCARGA DEL DOMINIO

#### 5.3.1. Recarga natural

La recarga obtenida en el capítulo anterior consiste en una función de tiempo que irá multiplicada por unos factores de zonificación –que tendrán que ser debidamente calibrados–. Se definen, por tanto, en función de la naturaleza y usos del suelo, las siguientes 12 zonas de recarga natural (ver Figura 5.4):

- Albariza Norte
- Albariza Sur
- Cabril Este
- Cabril Norte
- Cabril Oeste
- Cabril Sur
- Celda 30
- Celda 29 Plataforma Norte
- Celda 29 Plataforma Sur
- Escollera Celda 29
- Escollera Celda 30
- Zona Antropizada

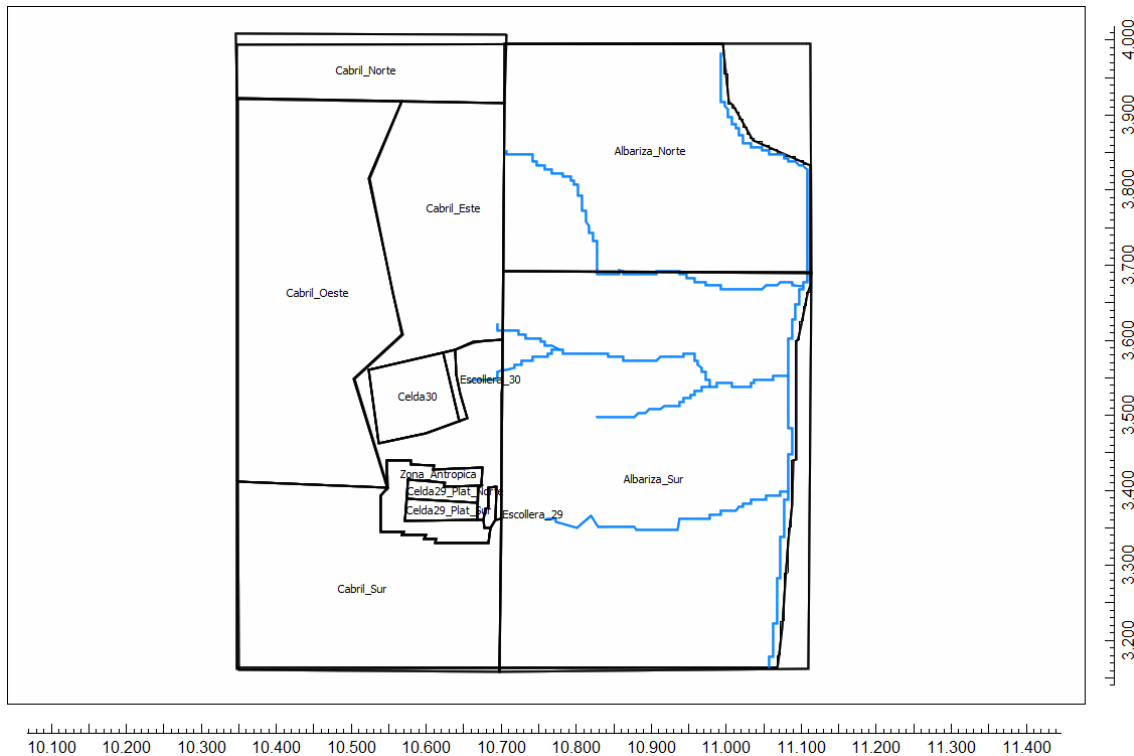


Figura 5.4. Mapa de zonificación de la recarga natural.

### 5.3.2. Caudales subterráneos

Existen unos contornos laterales subterráneos en el dominio hidrogeológico que suponen una entrada o salida del sistema. Estos flujos se han establecido a partir de los obtenidos en el modelo hidrogeológico regional, con el objetivo de proporcionar consistencia y continuidad entre ambos modelos. Así, dada la anisotropía en las estructuras geológicas, aunque el gradiente hidráulico tenga principalmente dirección W-E, el flujo subterráneo se encuentra muy condicionado por el sistema de fracturación y fallado que sigue la dirección aproximadamente N21W, con lo cual se produce un caudal de entrada en el modelo a través del contorno Sur y un caudal de salida a través del contorno Norte y parcialmente por el NE.

Por lo que hace referencia a la entrada de caudal por el contorno Oeste, ésta resulta una aportación muy poco importante desde el punto de vista cuantitativo, y por simplicidad se representa teniendo en cuenta una función de tiempo en concordancia con la recarga.

### 5.3.3. Subdrenes de la Celda 29 y Celda 30

Las obras de captura horizontal del flujo subterráneo que constituyen los subdrenes de la Celda 29 y la Celda 30 se han implementado en el modelo de detalle a través de una condición de contorno mixta. Esto implica dar dos parámetros para cada elemento que representa el dren. Por un lado, es necesario indicar la cota del dren, valor que se obtiene del proyecto constructivo. El valor del coeficiente de goteo mide la conductancia de un elemento drenante, y es el parámetro fundamental para definir la relación entre el dren y el acuífero.

Los drenes quedan representados en el modelo mediante las celdas de la malla 2D que se muestran en la *Figura 5.5*. De hecho, y dado el carácter 3D del modelo, las celdas que

representan los drenes se implementan en elementos que corresponden al bloque 2 del modelo y son proyectados en superficie para una mejor visualización.

La modelización de ambos subdrenes se ha implementado mediante una calibración manual del coeficiente de goteo. El valor óptimo calibrado para poder ajustar los caudales medios del subdren de la Celda 29 suministrados por ENRESA es de  $0,04 \text{ m}^2/\text{día}$ . Por otro lado, se ha supuesto el mismo coeficiente de goteo para el subdren de la Celda 30 a falta de datos de caudales drenados y debido a la similitud que presentan ambos drenes desde el punto de vista constructivo.

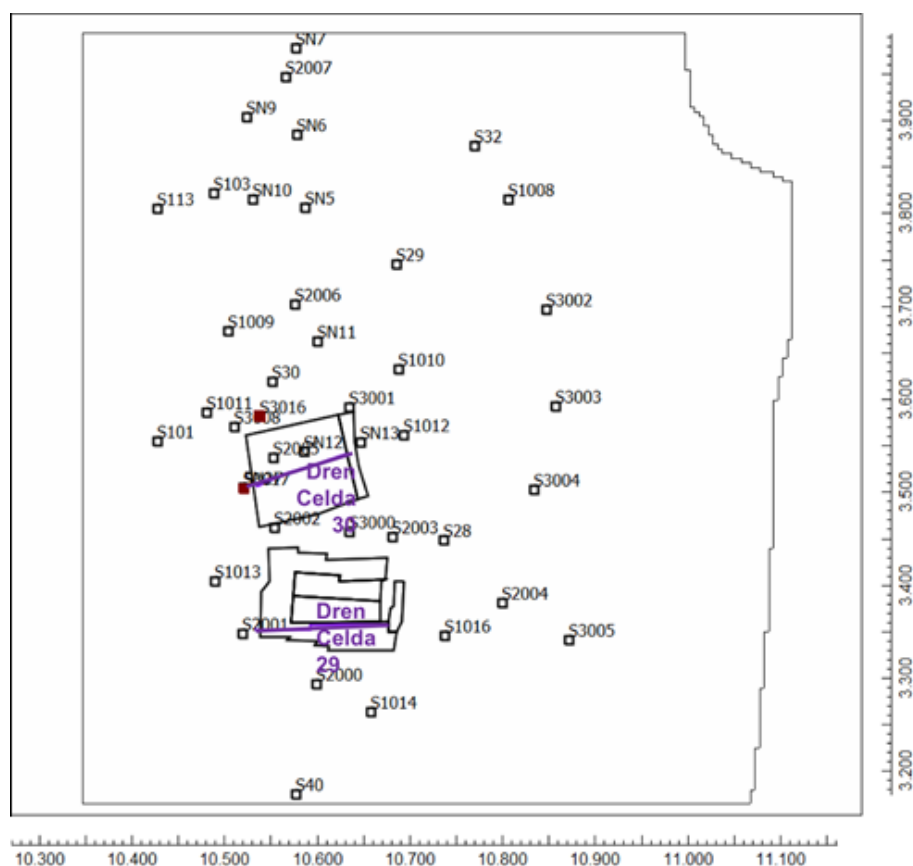


Figura 5.5. Proyección de los subdrenes de las celdas 29 y 30 en la malla 2D. Se proyectan los pozos de observación para facilitar la ubicación espacial de los subdrenes.

#### 5.3.4. Arroyos y ríos

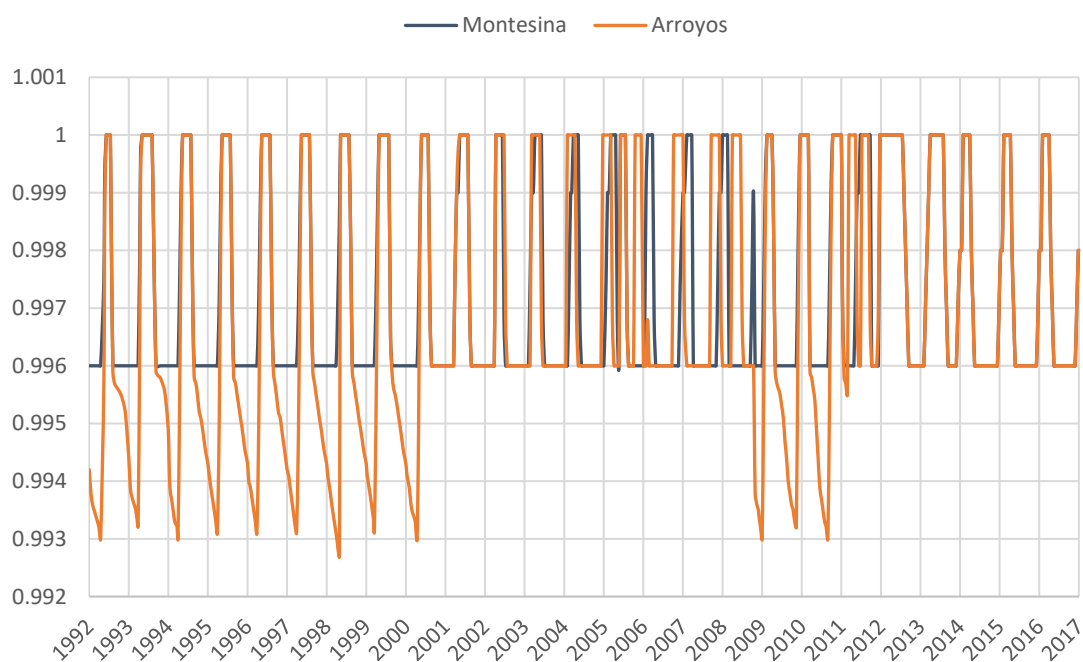
Tal y como se observa en la Figura 5.3, el dominio modelado muestra una serie de arroyos y ríos, con una importante repercusión sobre el comportamiento hidrogeológico del sistema.

Los arroyos tienen diferente grado de influencia sobre la evolución temporal y la distribución espacial de los niveles piezométricos. Por un lado, el arroyo de La Montesina es el curso de agua superficial principal que fluye en dirección aproximada N-S, el cual tiene una gran importancia en el control de los niveles del acuífero como el elemento drenante principal del sistema. El resto de arroyos, que desembocan todos directamente o indirectamente en La Montesina, también condicionan significativamente el flujo de aguas subterráneas.



La representación de los ríos en el modelo queda proyectada en los tres bloques más superficiales, con el objetivo de darles una continuidad vertical muy elevada en profundidad. Esta consideración se tomó en versiones anteriores del modelo para poder calibrar de modo adecuado los sondeos de la serie 3000 situados más próximos al arroyo de La Montesina.

Tal y como pasa con la recarga, los ríos también siguen un patrón estacional el cual se representa en el modelo mediante funciones de tiempo respecto a la cota topográfica (capa superficial del modelo). Así, en la *Figura 5.6* se representan las funciones de recarga correspondientes al arroyo de La Montesina y al arroyo S33 (en azul en la figura), y que siguen un patrón diferente al resto de arroyos (en naranja).



*Figura 5.6. Funciones de tiempo de los arroyos y ríos.*

#### 5.4. CALIBRACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO

Con la discretización temporal descrita, las condiciones de contorno y condiciones iniciales, el programa MODFLOW calcula unos resultados en los niveles piezométricos que se alejan de los observados en los sondeos. Se debe hacer una calibración de los parámetros que gobiernan el comportamiento del sistema: la conductividad hidráulica  $K$ , el coeficiente de almacenamiento específico  $S_s$  y el término fuente  $w$ .

Este proceso no se puede hacer simultáneamente: resolver la optimización (problema inverso) de un sistema dependiente de 50 parámetros para cada componente principal del tensor de conductividad hidráulica ( $K_x$ ,  $K_y$  y  $K_z$ ), 16 parámetros para el coeficiente de almacenamiento específico y 12 parámetros de zonificación de recarga, supondría un coste computacional demasiado elevado. En consecuencia, se fraccionará la calibración que se hará en varias series sucesivas, hasta completar el conjunto de parámetros. Se trata, por tanto, de obtener óptimos parciales, aunque no se consigue alcanzar el óptimo global.

El problema inverso se resolverá mediante la interfaz gráfica ModelMate compatible con MODFLOW-2005. ModelMate permite realizar análisis de sensibilidad, estimación de parámetros, test de modelos de linealidad, sensibilidad de predicción, incertidumbre no lineal e investigación de funciones objetivo (USGS, 2011).

#### 5.4.1. Conductividad hidráulica

Igual que en el modelo regional, el parámetro hidráulico fundamental que se utiliza en la modelación numérica es la conductividad hidráulica  $K$ , que se considera variable en las tres dimensiones  $K(x, y, z)$ .

El modelo está constituido por 4 bloques –que quedan definidos por las 5 capas de la *Tabla 5.1*–, siendo el bloque 1 el más superficial y el 4 el más profundo. Se ha asignado un código a cada una de las formaciones hidrogeológicas. La identificación de las zonas correspondientes de los bloques 1 a 4 se muestran de la *Figura 5.7* a la *Figura 5.9*. Cabe destacar que en este modelo no quedan representados los caminos preferentes a través de fracturas y/o fallas, tal y como estaba representado en modelos anteriores (regionales) construidos mediante el método de elementos finitos, ya que éstos no mejoraban los resultados obtenidos y lo que hacían era sólo añadir complejidad a éste. Otra característica es que quedan representadas aquellas zonas antropizadas correspondientes a la construcción de las dos celdas. Los bloques 3 y 4 se tratan de manera conjunta por lo que respecta a los valores zonales de conductividad hidráulica.

En la *Figura 5.7*, *Figura 5.8* y *Figura 5.9* se muestra una cartografía de la conductividad hidráulica a lo largo de las filas de la malla (definida por MODFLOW como  $HK$ : *hydraulic conductivity along rows*), que se denotará en esta tesina como  $K_x$ .

Para obtener los otros dos componentes principales del tensor, MODFLOW define la variable  $HANI$ , que se trata de la relación entre conductividades a lo largo de columnas y a lo largo de filas; de donde se puede obtener la conductividad hidráulica a lo largo de las columnas ( $K_y$ ) como el producto de las variables  $HK$  y  $HANI$ . El tercer componente principal del tensor  $K_z$  es definido como la variable  $VK$  (*vertical hydraulic conductivity*).

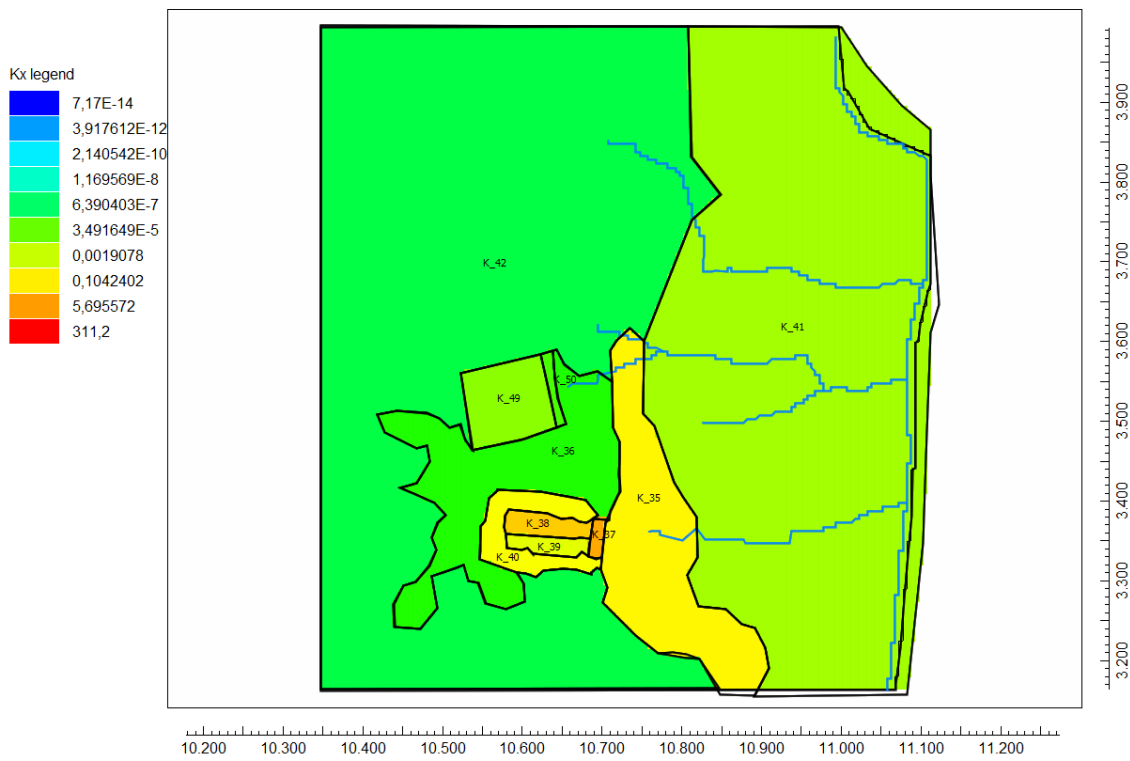


Figura 5.7. Zonas de conductividad hidráulica del bloque superficial (bloque 1).

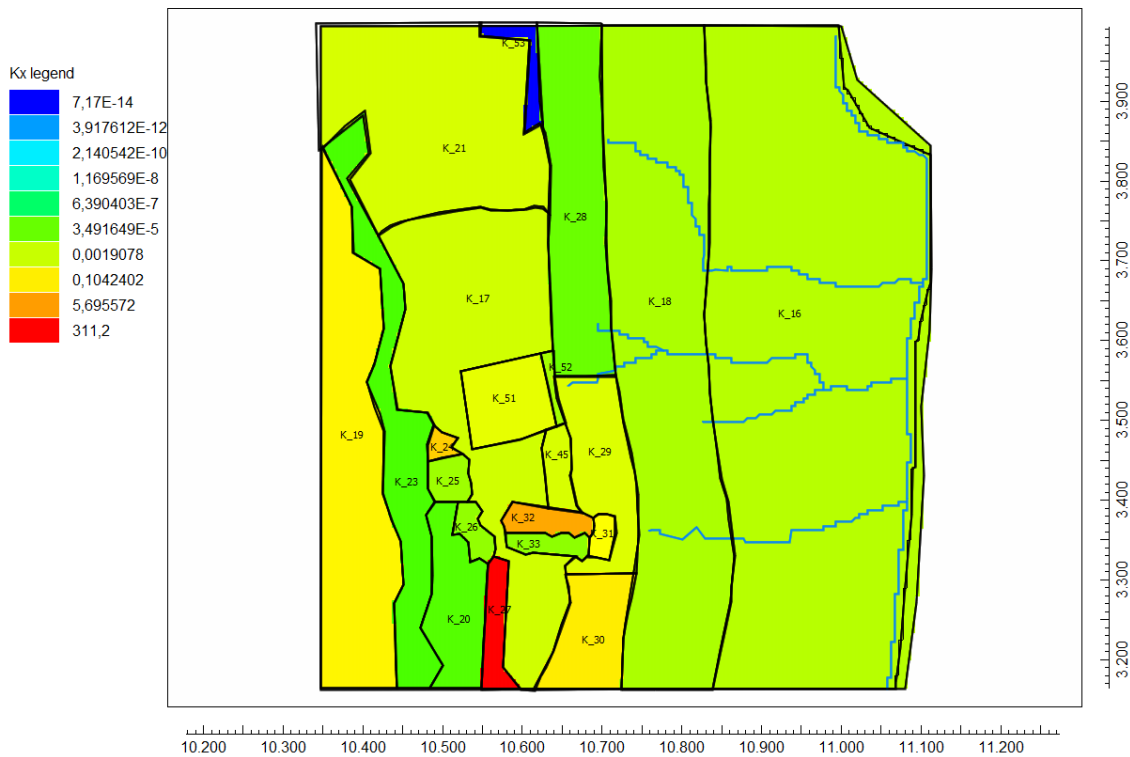


Figura 5.8. Zonas de conductividad hidráulica del bloque subsuperficial (bloque 2).

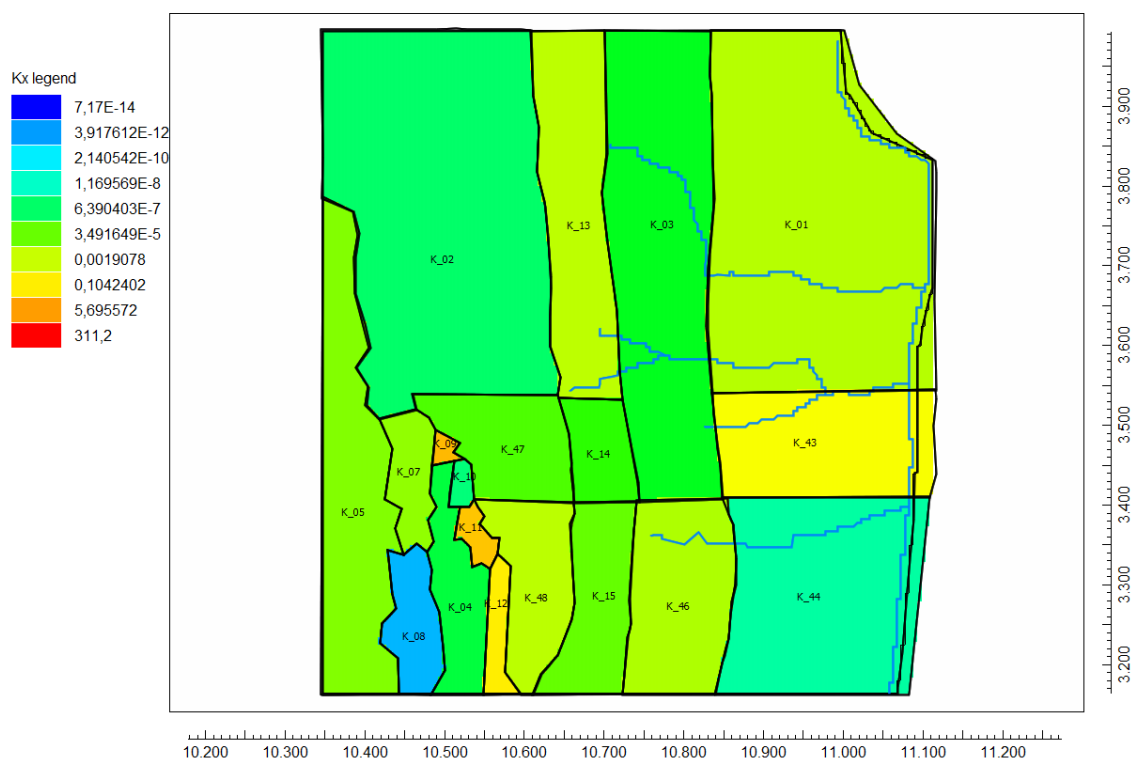


Figura 5.9. Zonas de conductividad hidráulica de los bloques profundos (bloques 3 y 4).

MODFLOW expresa el valor de la conductividad hidráulica en función de las tres componentes principales del tensor. El valor de la media geométrica de las diferentes zonas se muestra en las *Tabla 5.2 a Tabla 5.4*.

Bloque	Zona	$K_x$ [m/d]	$K_y$ [m/d]	$K_z$ [m/d]	$K_G$ [m/d]
1	35	6,08E-02	1,70E-01	3,17E+02	1,49E+00
	36	6,00E-06	1,22E-06	3,51E+00	2,95E-04
	37	3,30E+00	6,88E-01	3,25E+01	4,19E+00
	38	6,20E-01	3,16E-01	3,49E-01	4,09E-01
	39	8,47E-03	1,33E-04	2,59E+01	3,08E-02
	40	2,08E-02	4,31E-03	2,04E+00	5,68E-02
	41	3,40E-04	2,39E-03	1,11E+02	4,48E-02
	42	1,72E-06	6,58E-05	1,85E-01	2,75E-04
	49	1,23E-04	2,54E-03	7,70E-01	6,21E-03
50	1,42E-05	1,18E-02	1,81E-01	3,11E-03	

Tabla 5.2. Valores calibrados de la conductividad hidráulica en el bloque 1 [m/día].

Bloque	Zona	$K_x$ [m/d]	$K_y$ [m/d]	$K_z$ [m/d]	$K_G$ [m/d]
2	16	8,58E-04	7,64E-03	2,93E-02	5,77E-03
	17	2,89E-03	2,49E-01	4,99E-03	1,53E-02

18	5,13E-04	1,88E-01	2,38E-02	1,32E-02
19	6,41E-02	1,38E+01	5,58E-02	3,67E-01
20	1,93E-05	1,15E-02	5,22E-01	4,87E-03
21	4,07E-03	2,80E-02	1,60E-03	5,67E-03
23	1,44E-05	9,18E+01	3,98E+02	8,08E-01
24	5,65E-01	9,65E+01	1,07E-01	1,80E+00
25	2,68E-04	5,08E-03	1,94E-01	6,42E-03
26	1,64E-04	2,72E-03	9,94E-03	1,64E-03
27	3,11E+02	1,99E+04	4,03E-03	2,92E+01
28	3,82E-08	3,13E-08	2,62E+01	3,15E-05
29	5,69E-03	2,97E-02	9,66E-04	5,47E-03
30	1,06E-01	1,95E-01	1,37E+00	3,05E-01
31	3,33E-02	3,03E-03	6,54E+03	8,71E-01
32	3,53E+00	2,90E+01	2,12E+01	1,29E+01
33	1,42E-04	9,04E-05	9,57E-01	2,31E-03
45	4,31E-03	5,43E-02	1,98E-02	1,67E-02
51	9,63E-03	3,67E+00	7,41E-03	6,40E-02
52	3,45E-04	4,03E-01	2,71E-04	3,35E-03
53	7,17E-14	2,61E-18	7,06E-05	2,37E-12

Tabla 5.3. Valores calibrados de la conductividad hidráulica en el bloque 2 [m/día].

Bloque	Zona	$K_x$ [m/d]	$K_y$ [m/d]	$K_z$ [m/d]	$K_G$ [m/d]
3 y 4	1	7,93E-04	8,70E-03	7,63E+00	3,75E-02
	2	6,33E-07	1,14E-02	1,84E-02	5,10E-04
	3	3,71E-06	1,84E-04	1,02E-05	1,91E-05
	4	2,06E-06	1,37E-03	6,17E-04	1,20E-04
	5	8,95E-05	1,93E-04	1,72E-03	3,10E-04
	7	1,57E-04	1,14E+00	1,06E-02	1,24E-02
	8	1,24E-11	3,61E-08	2,10E-03	9,80E-08
	9	1,56E+00	4,50E+04	1,37E-05	9,86E-01
	10	3,48E-07	1,63E-01	1,76E-04	2,15E-04
	11	9,01E-01	8,54E+02	3,13E-02	2,89E+00
	12	1,00E-01	1,27E-02	1,71E+01	2,79E-01
	13	1,12E-03	7,05E-03	2,34E+00	2,65E-02
	14	7,43E-06	2,72E-05	3,20E-01	4,01E-04
	15	3,18E-05	1,97E-03	2,72E+01	1,19E-02
	43	2,69E-02	2,78E-01	3,24E-01	1,34E-01
	44	6,78E-08	6,97E-09	4,24E-01	5,85E-06

	46	5,52E-04	1,52E+01	3,65E-05	6,74E-03
	47	1,57E-05	1,66E-02	1,10E-05	1,42E-04
	48	9,89E-04	4,40E-04	1,67E-06	8,99E-05

*Tabla 5.4. Valores calibrados para la conductividad hidráulica en los bloques 3 y 4 [m/día].*

La distribución de parámetros del bloque más superficial (bloque 1), responde a una zonificación realizada para introducir de manera eficiente la variabilidad espacial de la recarga. Se trata de un bloque constante y de 1 m de espesor en el que se distribuye la recarga por unidad de área. Los valores de conductividad hidráulica vertical para esta zona oscilan entre  $3 \cdot 10^{-4}$  y 4 m/d. Las conductividades de los valores más bajos en las direcciones  $x$  e  $y$  se mantienen entre 3 y 4 órdenes de magnitud más bajos respecto a la dirección  $z$ , con el objetivo de canalizar rápidamente el agua en la vertical. Este concepto se ha trasladado directamente del modelo regional.

De los valores de la Tabla 5.2, Tabla 5.3 y Tabla 5.4, se deduce que, en general, se produce una disminución de la conductividad hidráulica con la profundidad, hecho que es coherente con el modelo conceptual de la zona. Además, la Figura 5.10 muestra la relación de anisotropía de la conductividad hidráulica de las dos componentes horizontales. Así, este coeficiente se calcula como el valor de la componente  $K_y$  dividido por  $K_x$  (ambos valores fueron calibrados independientemente). Un valor superior a la unidad, por tanto, indica mayor conductividad en la dirección norte-sur. Por el contrario, un valor menor a la unidad implica mayor conductividad en dirección este-oeste. El hecho de que la mayoría de valores superen la unidad es acorde con el modelo conceptual de anisotropía dominante en la dirección N21W.

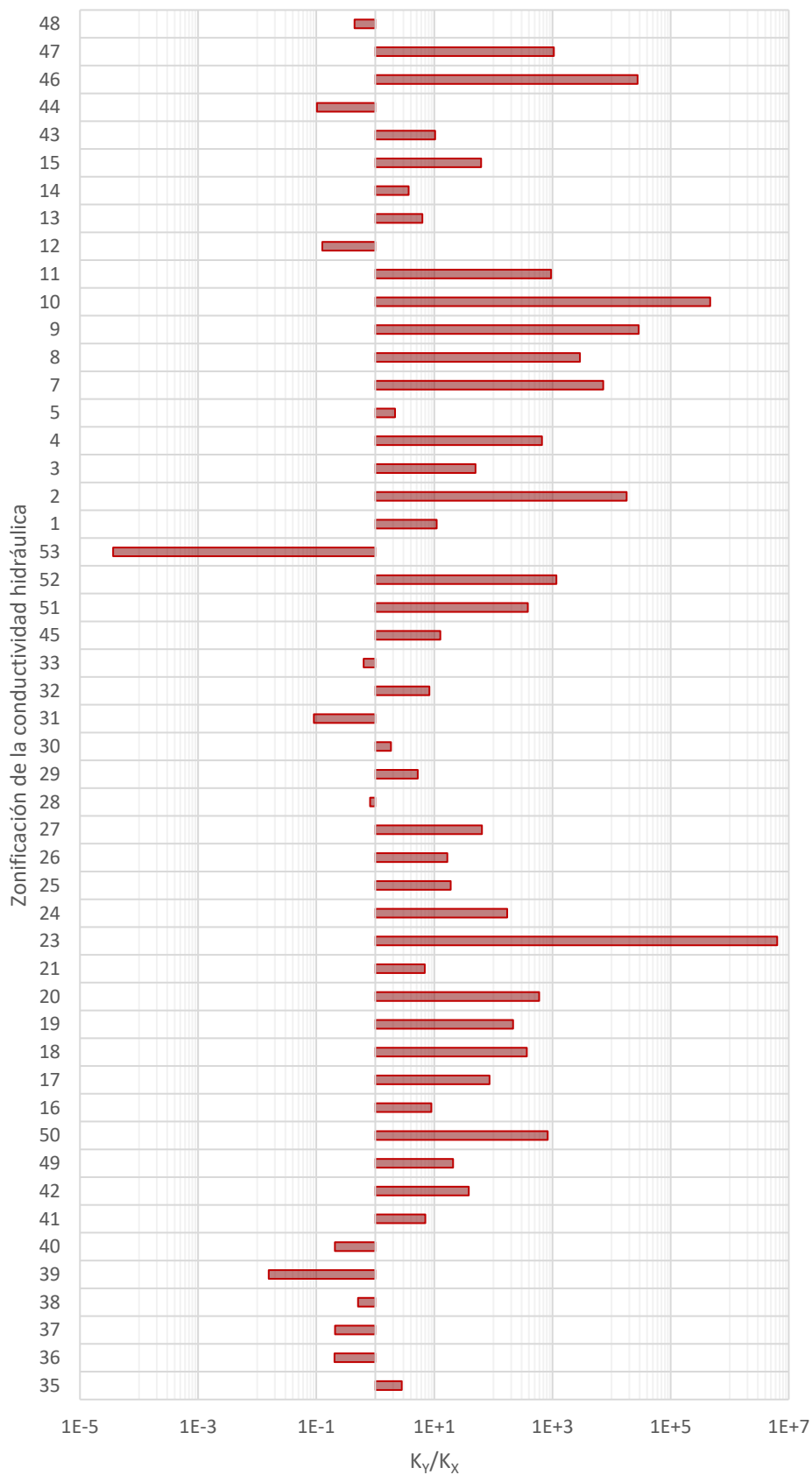
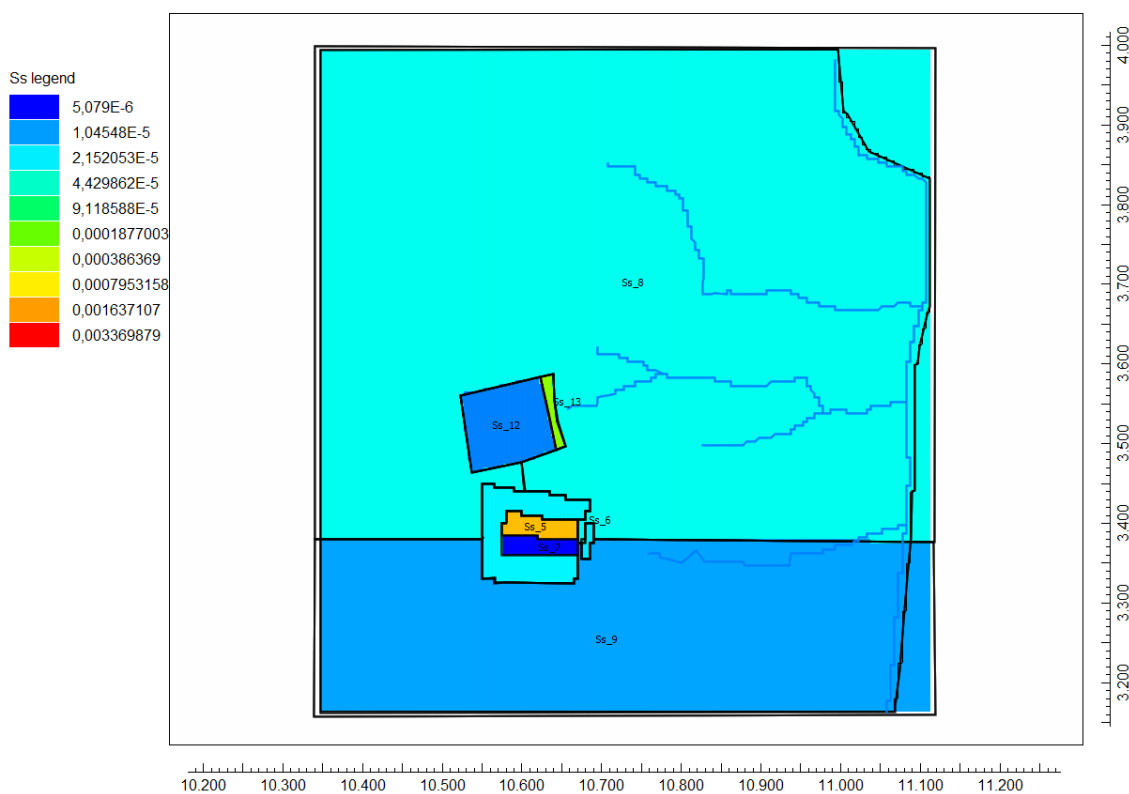


Figura 5.10. Anisotropía de la conductividad hidráulica. Valores superiores a la unidad indican una mayor conductividad en la dirección N-S con respecto a la E-W, en coordenadas giradas 21° dirección oeste respecto al norte.

### 5.4.2. Coeficiente de almacenamiento específico

En el modelo numérico, y al tratarse de un medio tridimensional, se trabaja con el parámetro almacenamiento específico,  $S_s [L^{-1}]$ , para poder representar las oscilaciones temporales (niveles transitorios). Se discretiza el dominio en 15 zonas de almacenamiento específico diferenciadas: cinco para la matriz rocosa, considerando el medio poroso equivalente, subdividido en dos zonas para los bloques 3 y 4, otra para el bloque 2 y finalmente dos más para el bloque 1. El resto de zonas pertenecen a los bloques 1 y 2, y corresponden a aquellos elementos que conforman las celdas 29 y 30, escolleras y zonas antropizadas. La zonificación realizada se muestra en la *Figura 5.11*, *Figura 5.12* y *Figura 5.13*.

Los valores resultantes de la calibración se presentan en la *Tabla 5.5*. Como puede observarse, los valores del coeficiente de almacenamiento específico son relativamente bajos, con valores que oscilan entre  $6,04 \cdot 10^{-6}$  y  $2,94 \cdot 10^{-3} m^{-1}$ .



*Figura 5.11. Zonas de almacenamiento específico del bloque superficial (bloque 1).*



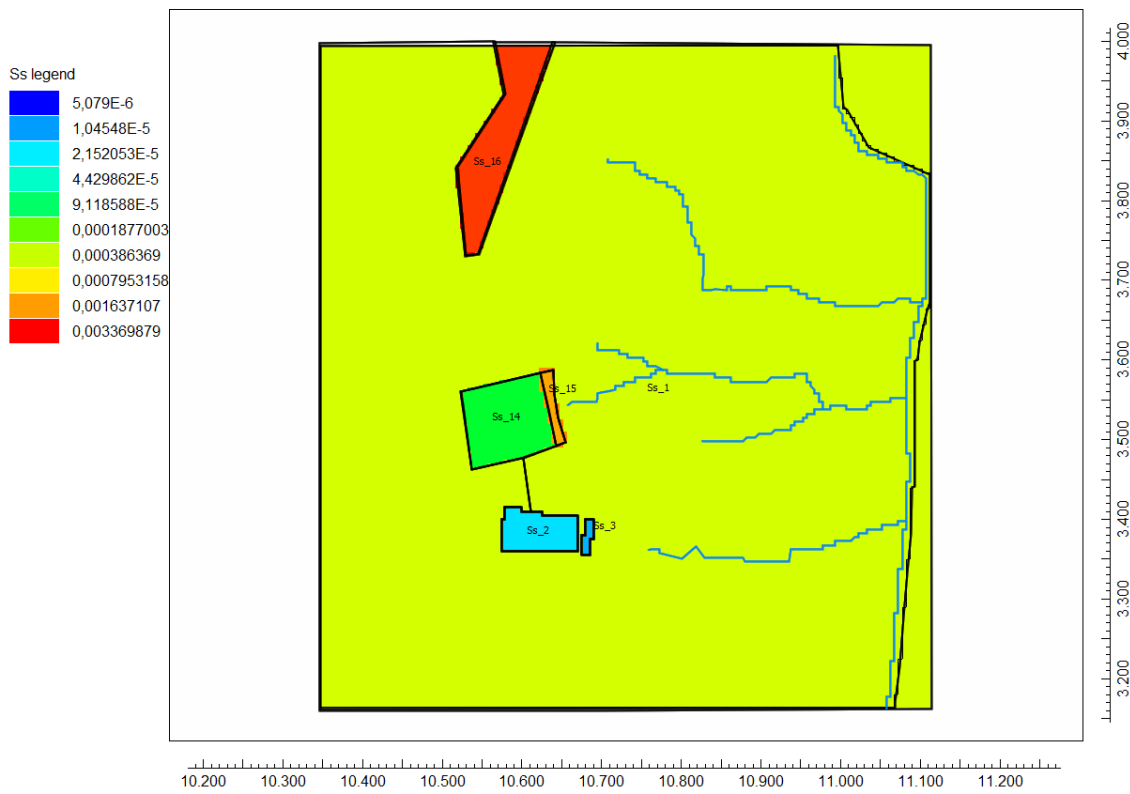


Figura 5.12. Zonas de almacenamiento específico del bloque subsuperficial (bloque 2).

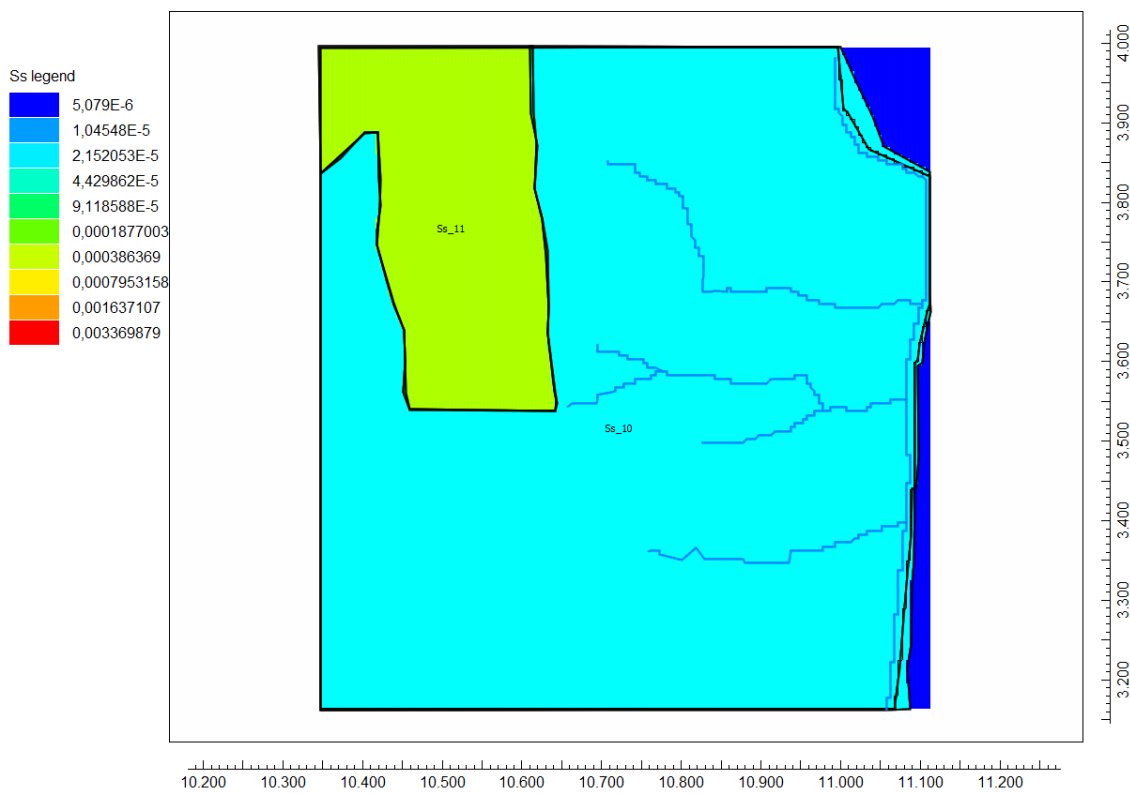


Figura 5.13. Zonas de almacenamiento específico de los bloques profundos (bloques 3 y 4).

Bloque	Zona	Descripción	$S_s$ [ $m^{-1}$ ]
1	8	Matriz N	2,50E-5
	9	Matriz S	6,04E-6
	6	Zona antropizada Celda 29	1,65E-5
	5	Celda 29 N	1,24E-3
	7	Celda 29 S	1,83E-5
	12	Celda 30	3,52E-6
	13	Escollera Celda 30	2,36E-4
2	3	Escollera Celda 29	7,39E-6
	2	Celda 29	1,39E-5
	1	Matriz	4,26E-4
	16	Matriz N	2,94E-3
	14	Celda 30	1,14E-4
	15	Escollera Celda 30	1,48E-3
3 y 4	10	Matriz	2,12E-5
	11	Matriz zona NW	3,01E-4

Tabla 5.5. Valores de coeficiente de almacenamiento específico ( $S_s$ ).

### 5.4.3. Término fuente

En la *Figura 5.4* se han representado las distintas zonas para introducir la función de tiempo de la recarga natural.

Los valores que se presentan en la *Tabla 5.6* son el resultado de la calibración de los coeficientes de recarga para el modelo, y que se usan como factores multiplicativos para modificar la función de tiempo de recarga natural común a todos ellos. Es decir, se emplean para mayorar o minorar los valores resultantes de la aplicación del balance hídrico en el suelo obtenido mediante el programa EasyBal 10.8.

Zona	Parámetro [–]
Albariza N	5,99E-5
Albariza S	8,74E-2
Cabril E	1,39E-1
Cabril N	3,11E-1
Cabril O	1,26E-1
Cabril S	1,58E-1
Celda 30	1,74E-2
Escollera Celda 29	3,40E0
Escollera Celda 30	4,49E-1

Celda 29 N	7,01E-2
Celda 29 S	2,47E-1
Zona Antropizada	2,53E-1

Tabla 5.6. Parámetros de zonificación de recarga.

### 5.5. RESULTADOS DEL MODELO: PIEZOMETRÍAS

En el Capítulo 2 se ha explicado que la variable de estudio del problema de flujo es la altura piezométrica. No obstante, por motivos de confidencialidad, los resultados no se expresarán con los valores numéricos, sino que se dejarán indicadas las líneas equipotenciales, que permiten obtener una concepción del gradiente hidráulico.

Los resultados de las piezometrías se comprobaron a partir de dos herramientas: ZoneBudget (USGS, 2009b) y MODPATH (USGS, 2012). El primero calcula balances hídricos subregionales dentro de un modelo, y el segundo permite el cálculo de trayectorias de partículas basándose en las velocidades de flujo calculadas por MODFLOW-2005.

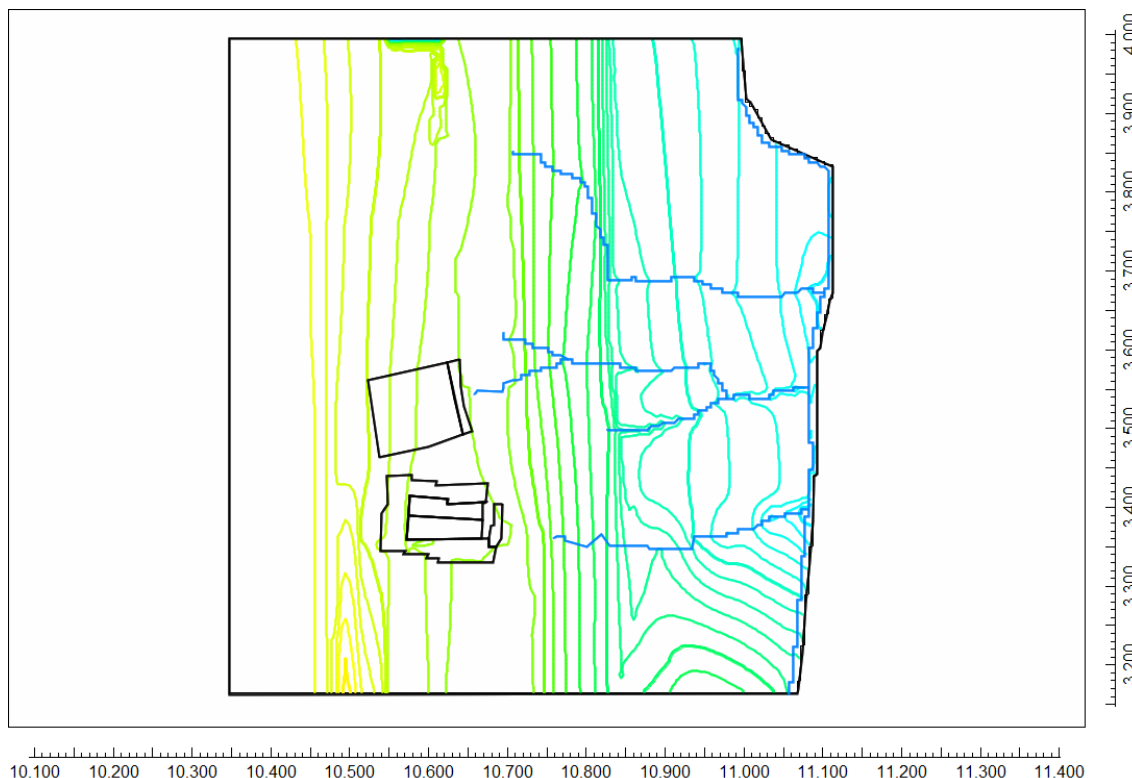


Figura 5.14. Piezometría en planta correspondiente a 30 de septiembre de 2017. Se dibuja la piezometría correspondiente al bloque 2.

La Figura 5.14 muestra el mapa piezométrico en planta correspondiente a 30 de septiembre de 2017 (correspondiente al último día de los 25 años de simulación), con una distancia entre curvas  $\Delta h = 5 m$ . Se trata de un momento puntual con aguas relativamente bajas.

En la figura se refleja el papel de los arroyos y demás condiciones de contorno. Se confirma que el gradiente máximo tiene la dirección E-W, aunque como se ha mencionado el flujo está muy condicionado por el entorno geológico y las estructuras de debilidad mecánica presentes en las

unidades geológicas de la zona (foliación, fallado y contactos entre formaciones), por lo que la componente principal del flujo es de Sur a Norte, donde el flujo se conduce a través de aquellas estructuras de debilidad mecánica, las cuales están principalmente alineadas en esta misma dirección.

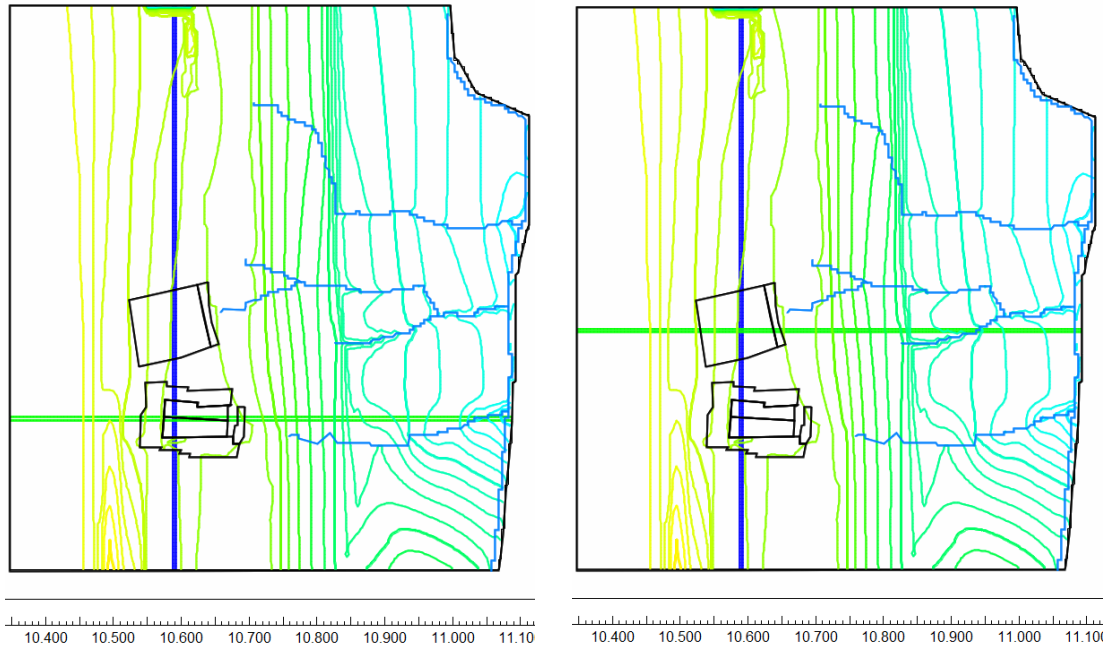


Figura 5.15. Ubicación en planta de las secciones transversales W-E (color verde) y de la sección longitudinal N-S (color azul), donde se realizan las piezometrías.

La Figura 5.16 y Figura 5.17 muestra la altura piezométrica calculada con el modelo numérico, a lo largo de un perfil transversal que pasa por la Celda 29 y por la Celda 30 (ver Figura 5.15). Se observa un gradiente máximo en dirección E-W, que conduce el flujo en esta misma dirección en aquellos casos en que las estructuras geológicas de debilidad mecánica lo permiten. La Figura 5.15 marca dos secciones transversales donde se presentan las piezometrías en vertical en las Figura 5.16 y Figura 5.17. La Figura 5.18 muestra el perfil longitudinal que atraviesa ambas celdas.

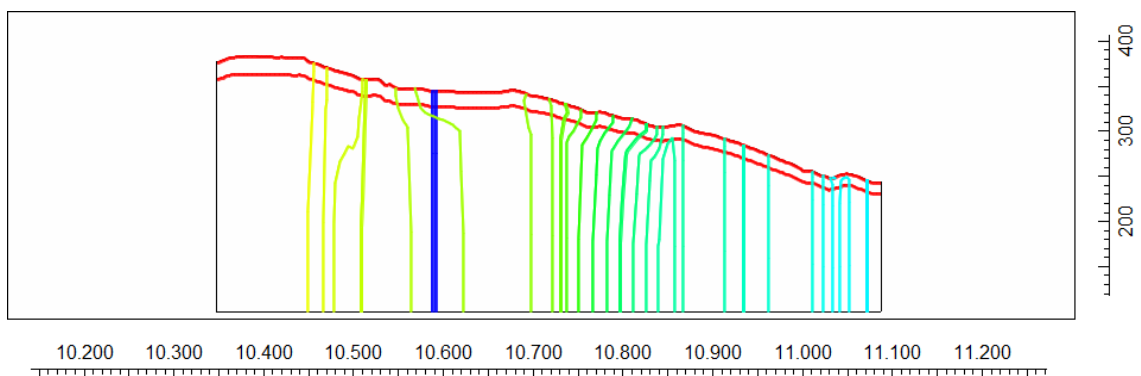


Figura 5.16. Superficie piezométrica, a fecha 30 de septiembre de 2017, a lo largo del perfil transversal que pasa por el eje de la Celda 29.

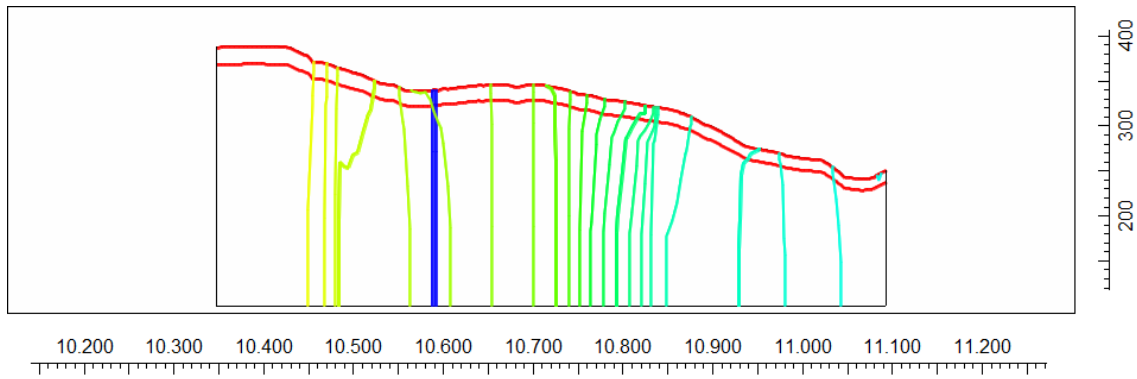


Figura 5.17. Superficie piezométrica, a fecha 30 de septiembre de 2017, a lo largo del perfil transversal que pasa por el eje de la Celda 30.

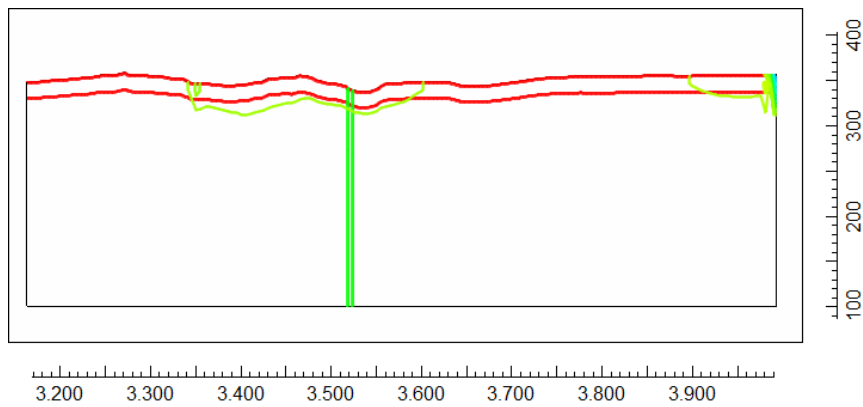
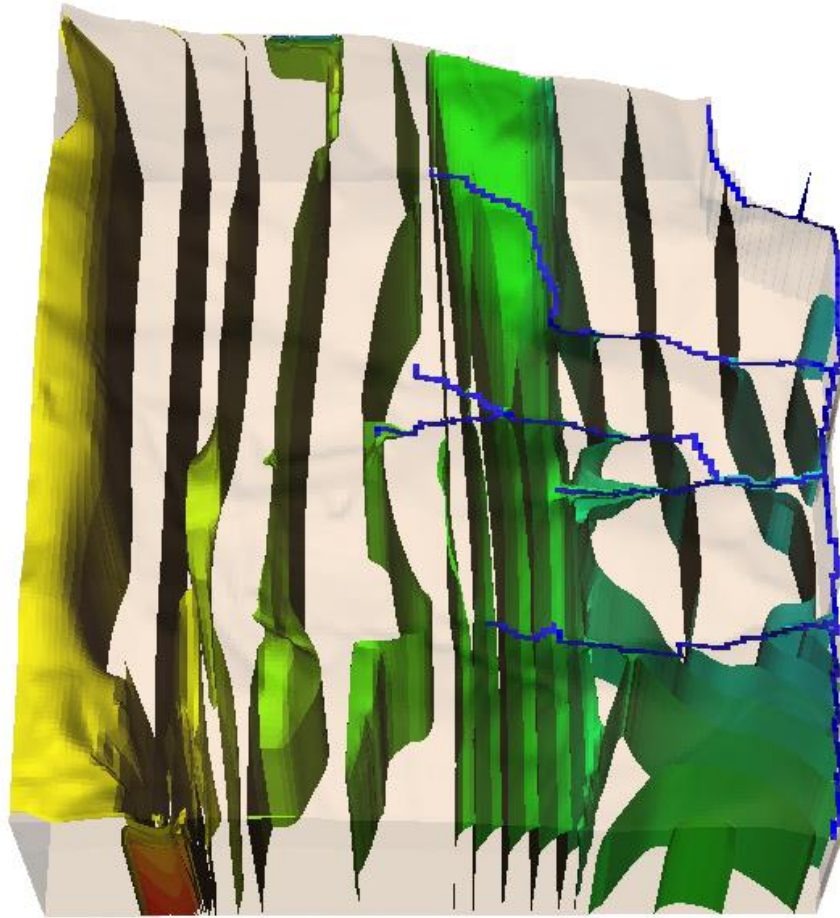


Figura 5.18. Superficie piezométrica, a fecha 30 de septiembre de 2017, a lo largo del perfil longitudinal que pasa por las celdas.

Finalmente, la *Figura 5.19* dibuja una vista 3D de la red piezométrica, que ayuda a visualizar las direcciones medias de los gradientes hidráulicos.



*Figura 5.19. Perspectiva de los niveles piezométricos a día 30 de septiembre de 2017.*

## CAPÍTULO 6

### MODELO NÚMÉRICO DE TRANSPORTE

#### 6.1. INTRODUCCIÓN

En los capítulos anteriores se ha detallado el comportamiento de la finca de El Cabril, con estructuras geológicas casi verticales, rocas altamente heterogéneas de baja permeabilidad, anisótropas y fracturadas. Con los resultados de los modelos numéricos también se ha comprobado que la dirección media del gradiente hidráulico es E-W, con una dirección media del flujo subterráneo S-N.

Asimismo, se ha comprobado que las concentraciones medidas de los ensayos de trazadores realizados en la década de los noventa se aleja del comportamiento homogéneo e isótropo (ver *Figura 4.8* y *Figura 4.9*).

Por consiguiente, se motiva la reinterpretación de dichos ensayos contemplando posibles procesos de cinética química, es decir, transferencia de masa entre fases móvil e inmóvil.

#### 6.2. SELECCIÓN DEL MODELO

Al tratarse de dos ensayos en que se inyectan simultáneamente varios trazadores, se pueden emplear para determinar el carácter direccional del medio. De este modo se tratará cada sondeo como un ensayo independiente de los demás.

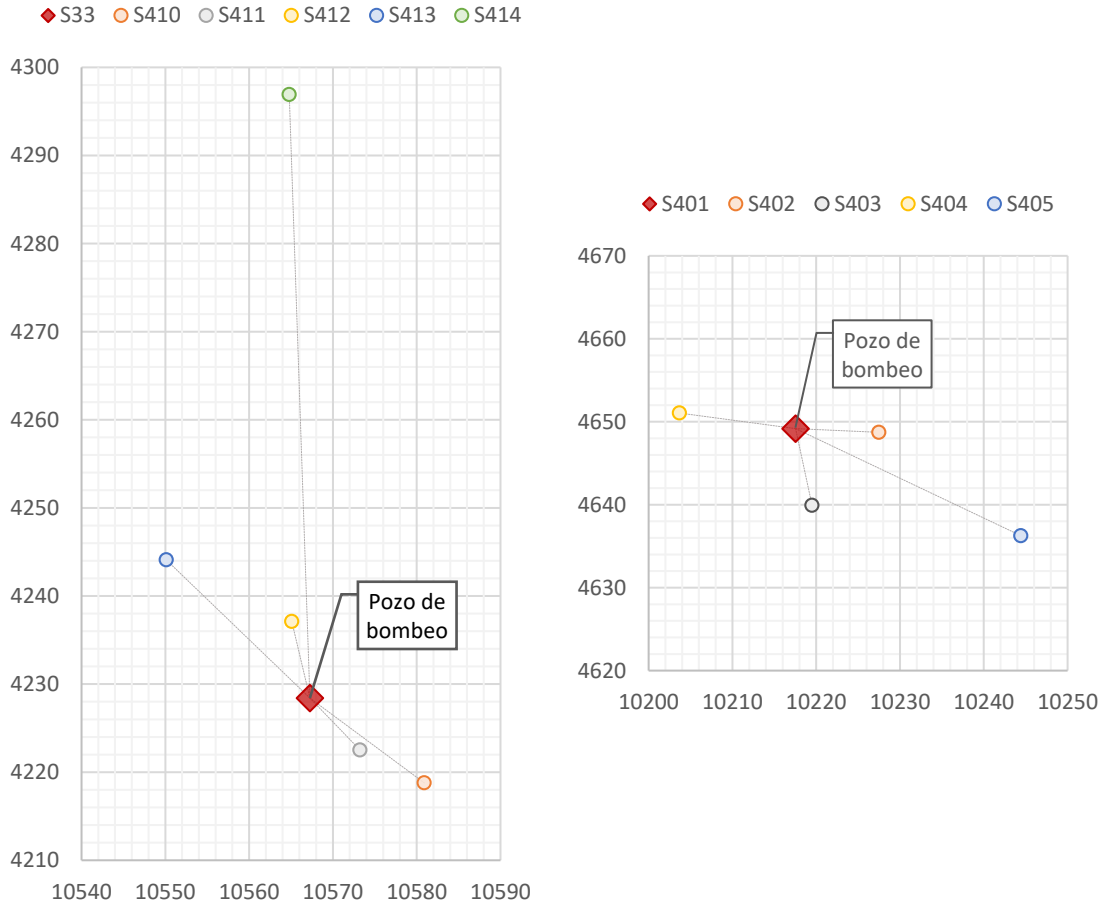


Figura 6.1. Localización de los sondeos de las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha), expresada en base a las coordenadas del modelo local de la Plataforma Este.

Así pues, cada sondeo será considerado como un ensayo independiente, gobernado por un modelo de transporte en no-equilibrio entre dos regiones. Este modelo asume que la fase líquida del medio puede ser dividida en regiones móvil (hay advección no nula) e inmóvil (no advectiva). El intercambio de soluto entre las dos regiones líquidas se modeliza como un proceso de primer orden. Para este caso, la ecuación de transporte (2.33.a) resulta (van Genuchten & Wagenet, 1989):

$$(\phi_m + f\rho_b K_d) \frac{\partial c_m}{\partial t} = \phi_m D \frac{\partial^2 c_m}{\partial x^2} - q_x \frac{\partial c_m}{\partial x} - \alpha(c_m - c_{in}) - (\phi_m \mu_{l,m} + f\rho_b K_d \mu_{s,m}) c_m + \phi_m \gamma_{l,m}(x) + f\rho_b \gamma_{s,m}(x) \quad (6.1)$$

$$[\phi_{in} + (1-f)\rho_b K_d] \frac{\partial c_{in}}{\partial t} = \alpha(c_m - c_{in}) - [\phi_{in} \mu_{l,in} + (1-f)\rho_b K_d \mu_{s,in}] c_{in} + \phi_{in} \gamma_{l,in}(x) + (1-f)\rho_b \gamma_{s,in}(x)$$

Donde  $\alpha$  es coeficiente de transferencia de masa de primer orden [ $T^{-1}$ ]. Nótese que la porosidad total  $\phi$  es igual a la suma de las porosidades en las fases móvil  $\phi_m$  e inmóvil  $\phi_{in}$ . Los términos  $\mu_l$  y  $\mu_s$  son los coeficientes de decaimiento de primer orden para la degradación de soluto en la fase líquida y sólida [ $T^{-1}$ ], respectivamente; y  $\gamma_l$  [ $ML^{-3}T^{-1}$ ] y  $\gamma_s$  [ $MM^{-1}T^{-1}$ ] son



los términos de producción de orden cero para la fase líquida y la fase absorbida, respectivamente.

Como en el caso que compite no hay trazadores radiactivos que se degraden en el tiempo, y tampoco hay fuentes de creación/destrucción de soluto, los términos  $\mu$  y  $\gamma$  se desestimarán de (6.1).

Entonces, el modelo numérico de cada ensayo de trazadores vendrá principalmente determinado por la búsqueda de dos parámetros: el coeficiente de transferencia de masa  $\alpha$ , o  $\omega$  en su forma adimensional, y el ratio de porosidades  $\beta$ :

$$\omega = \frac{\alpha L}{\phi v} \quad (6.2)$$

$$\beta = \frac{\phi_m + f \rho_b K_d}{\phi + \rho_b K_d} \quad (6.3)$$

La obtención de los parámetros que gobiernen el transporte de los trazadores se llevará a cabo con ayuda del código CXTFIT (*Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments*), incluido en el programa comercial STANMOD (*Studio of Analytical Models*).

Este programa pretende la optimización de la función objetivo (problema inverso) entre los datos observados (ver Capítulo 4) y los datos ajustados, que halla adimensionalizando la ecuación acoplada (6.1) para obtener, finalmente, la solución analítica derivando en el espacio de las funciones transformadas de Laplace.

### 6.3. CONDICIONES DE CONTORNO, CONDICIONES INICIALES E INPUT DATA

En los epígrafes anteriores se ha descrito que el modelo de transporte será la ADE en no-equilibrio (cinética química). Se tomarán como datos de entrada la posición y el tiempo dimensionales de cada ensayo, mientras que los valores de las concentraciones se tomarán de manera adimensional. El modo de la concentración, de acuerdo con (van Genuchten & Parker, 1984), se tomará como concentración residente, o entrada de tercer tipo.

La longitud característica  $L$  se fijará en función de la distancia entre los pozos de bombeo y los pozos de inyección.

La masa total estará incluida en el procedimiento de estimación, calculada de acuerdo a la expresión (2.41). Se asume constante y sin sufrir procesos de degradación. Se expresará como un pulso de delta de Dirac, ya que la inyección de los trazadores se realizó en un periodo de tiempo despreciable respecto a la duración total del ensayo. Tampoco se tendrán procesos de producción de soluto, es decir, hay ausencia de términos fuente/sumidero.

Las condiciones iniciales de la ecuación diferencial (6.1) es concentración nula al inicio del ensayo, ya que ninguno de los trazadores empleados estaba presente en el medio antes de los ensayos.

Con las condiciones mencionadas, la estimación de los parámetros de transporte y reacción está subdeterminada. Las incógnitas son la velocidad de los poros  $v$ , el coeficiente de dispersión  $D$ , el ratio de porosidades  $\beta$  y el coeficiente de transferencia de masa  $\omega$ .

Una primera aproximación de la velocidad de los poros  $\tilde{v}$  se realizará a partir del tiempo medio de llegada de los solutos  $t_0$ , es decir, el tiempo en que se recupera la mitad de la masa, y la distancia entre pozos de bombeo e inyección  $r$ .

Parcela	Sondeo	Trazador	$r$ [m]	$t_0$ [h]	$\tilde{v}$ [m/h]
S33	S410	Rhodamina	16,72	596	0,028
	S411	Zinc	8,39	19	0,454
	S412	Yodo	8,94	11	0,813
	S414	Eosina	68,54	290	0,236
S401	S403	Zinc	9,46	51	0,185
	S404	Amino G.	13,98	532	0,026
	S405	Rhodamina	29,84	995	0,029

Tabla 6.1. Tiempo medio de llegada de los trazadores y primera aproximación de la velocidad de los poros.

Se observa en la *Tabla 6.1* que hay trazadores que, a pesar de estar más lejos, llegan mucho más rápido que otros cercanos. Los resultados de los sondeos S413 (Amino G.) y S402 (Yodo) se descartan porque sus curvas de concentración en el pozo de bombeo se encuentran en su fase creciente (ver *Figura 4.6* y *Figura 4.7*), lo que no permite estimar el tiempo medio ni ninguna medida de dispersión.

#### 6.4. CALIBRACIÓN DE LOS PARÁMETROS

La calibración de los parámetros no se realiza simultáneamente, sino que se calibran de manera progresiva, comprobando que no haya desajustes y que el valor numérico para las variables mantenga sentido físico.

Aunque no se han eliminado de este apartado, los resultados arrojados por los sondeos S413 (Amino G.) y S402 (Yodo) no se deben tomar como válidos por presentar curvas de llegada incompletas.

A continuación, se muestra la calibración obtenida para los ensayos con bombeo en el S33 (ver *Figura 6.2*, *Figura 6.3*, *Figura 6.4*, *Figura 6.5* y *Figura 6.6*) y en el S401 (ver *Figura 6.7*, *Figura 6.8*, *Figura 6.9* y *Figura 6.10*); así como el valor de los parámetros calibrados de cada modelo: velocidad  $v$  [m/h], coeficiente de dispersión  $D$  [m<sup>2</sup>/h], ratio de porosidades  $\beta$  [–] y coeficiente de transferencia de masa adimensional  $\omega$  [–].

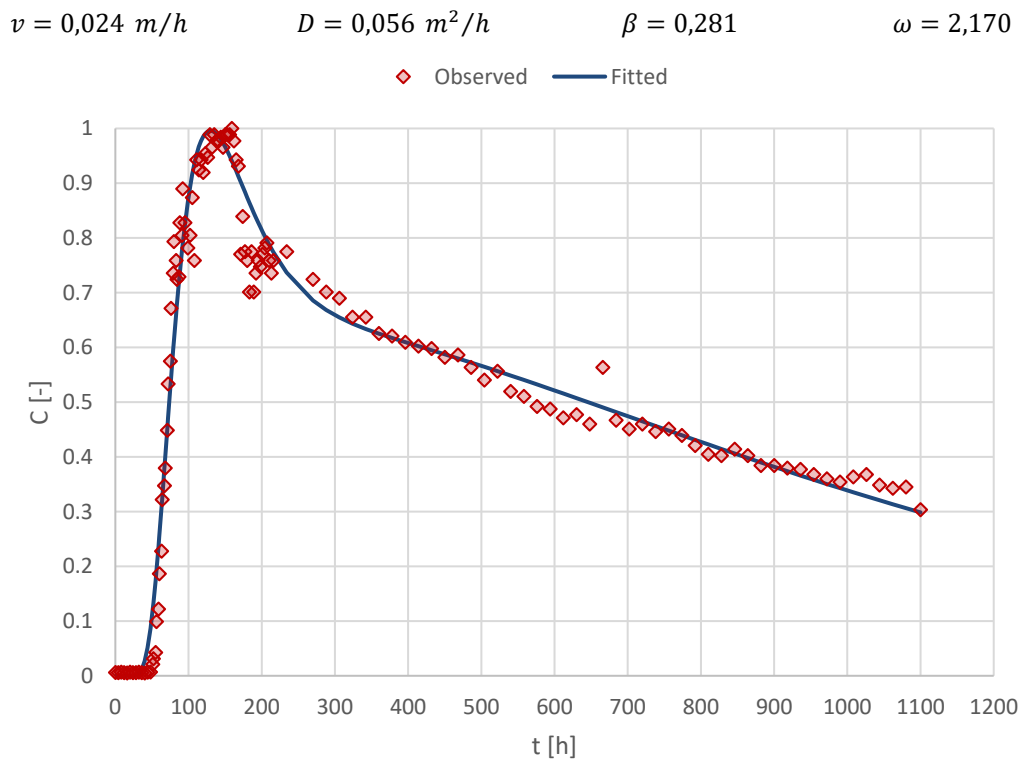


Figura 6.2. Calibración de la curva de llegada del sondeo S410 (Rhodamina)

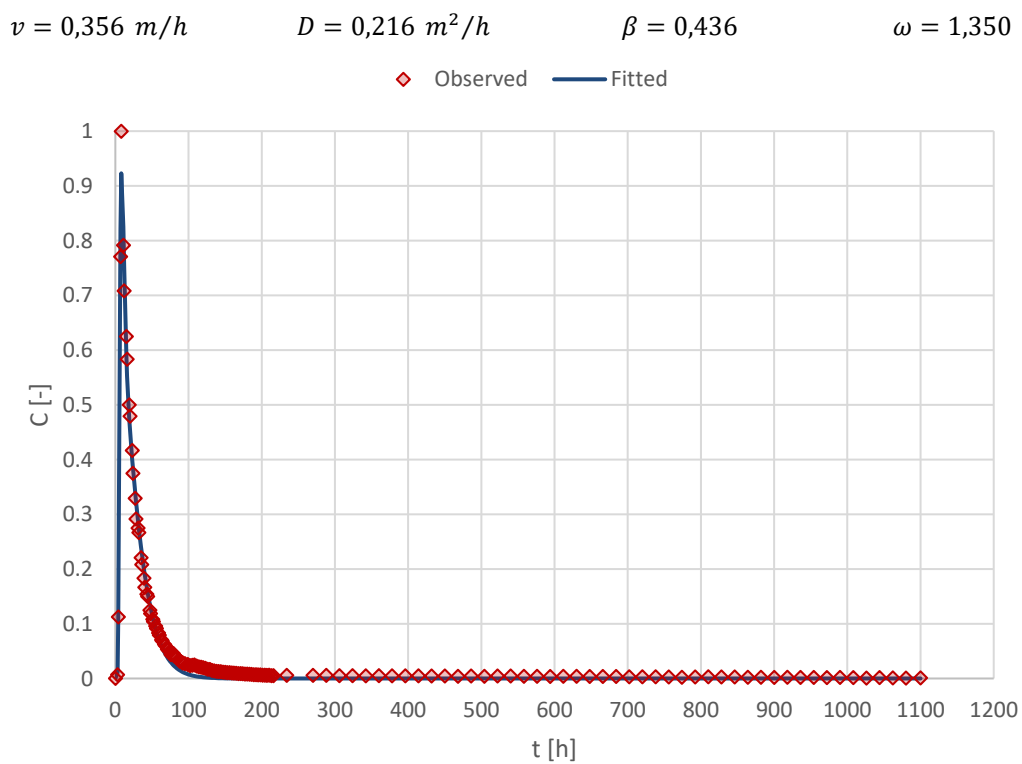


Figura 6.3. Calibración de la curva de llegada del sondeo S411 (Zinc).

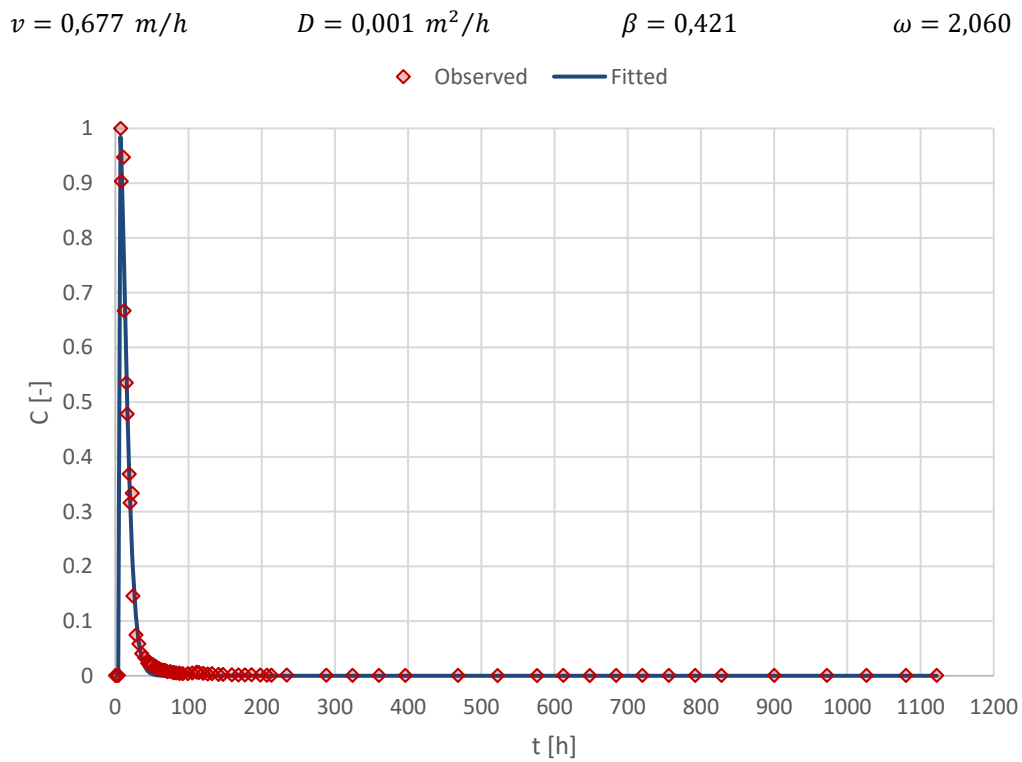


Figura 6.4. Calibración de la curva de llegada del sondeo S412 (Yodo).

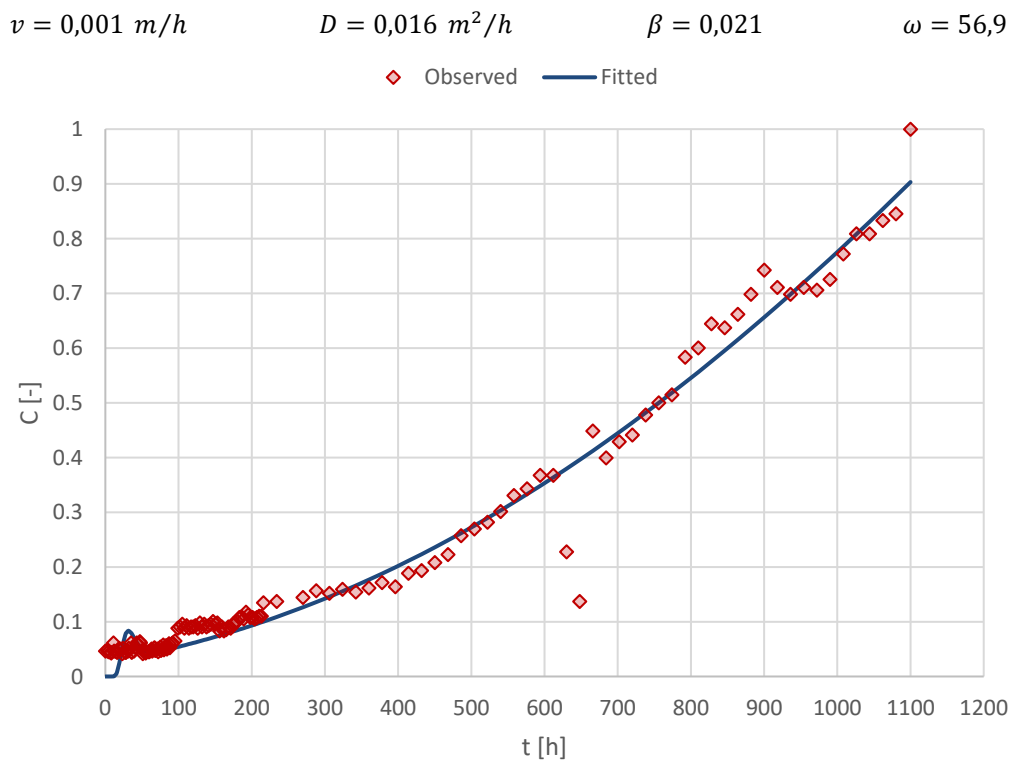


Figura 6.5. Calibración de la curva de llegada del sondeo S413 (Amino G.).

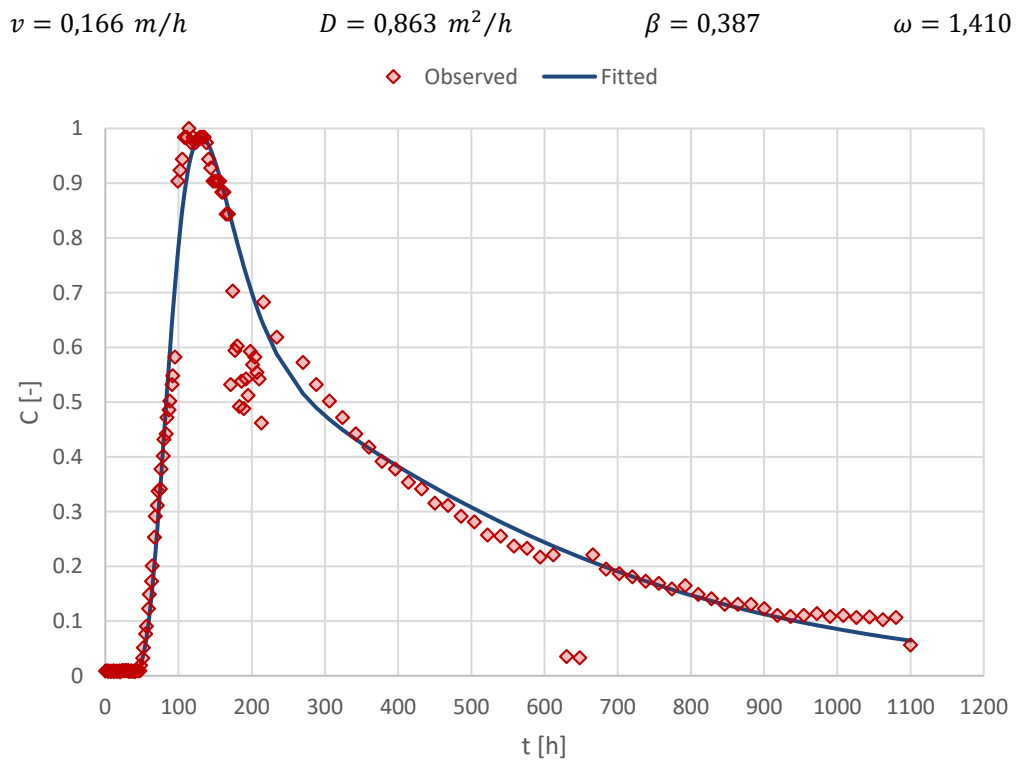


Figura 6.6. Calibración de la curva de llegada del sondeo S414 (Eosina).

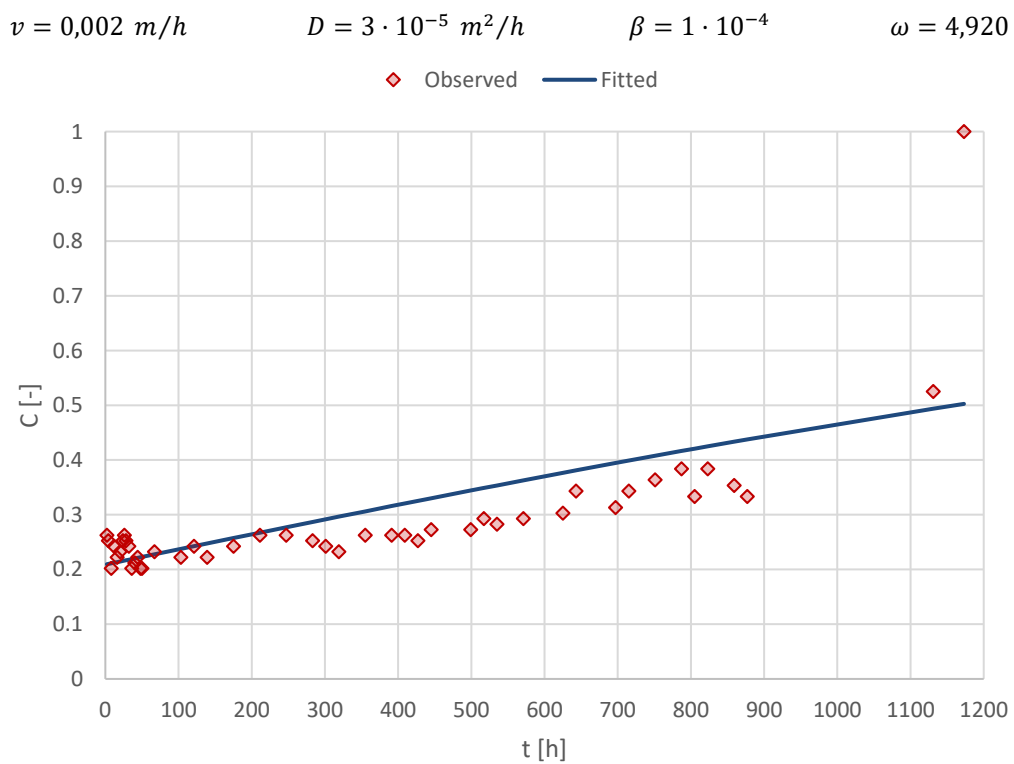


Figura 6.7. Calibración de la curva de llegada del sondeo S402 (Yodo).

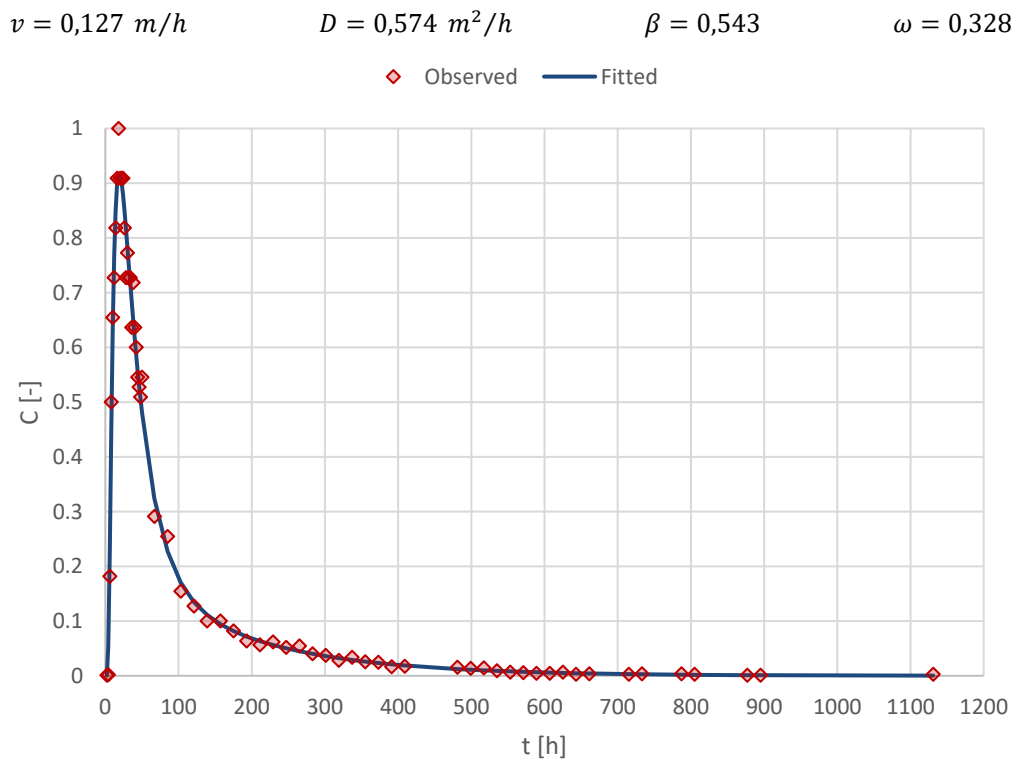


Figura 6.8. Calibración de la curva de llegada del sondeo S403 (Zinc).

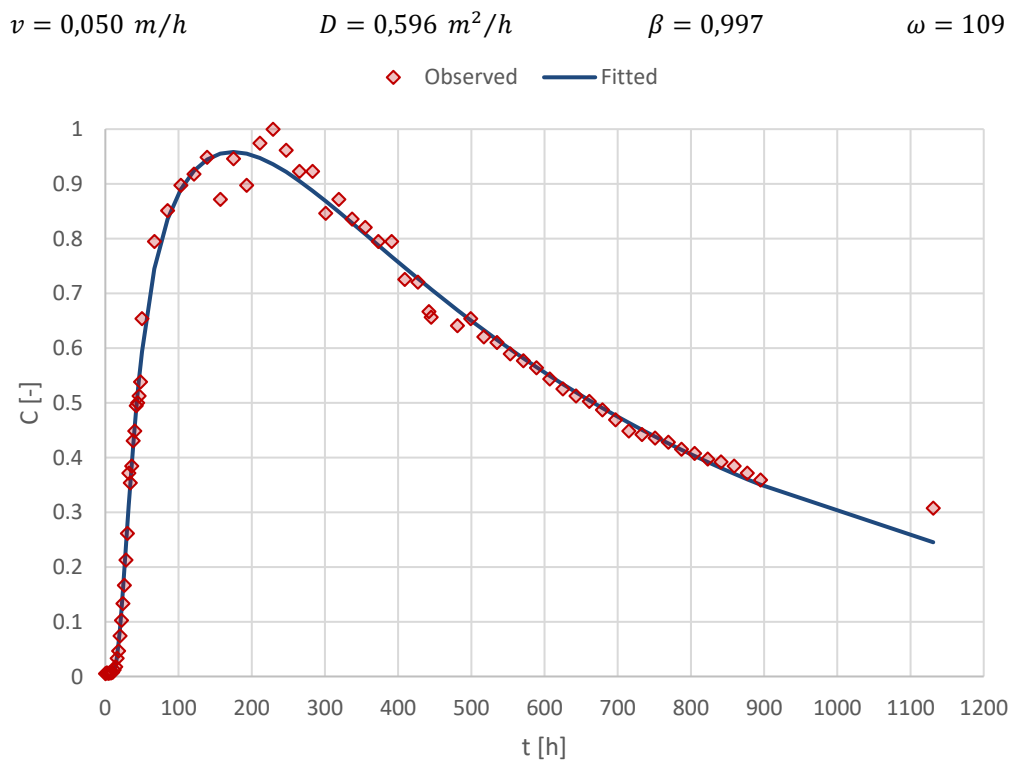


Figura 6.9. Calibración de la curva de llegada del sondeo S404 (Amino G.).

$v = 0,065 \text{ m/h}$        $D = 5,890 \text{ m}^2/\text{h}$        $\beta = 1 \cdot 10^{-4}$        $\omega = 1,830$

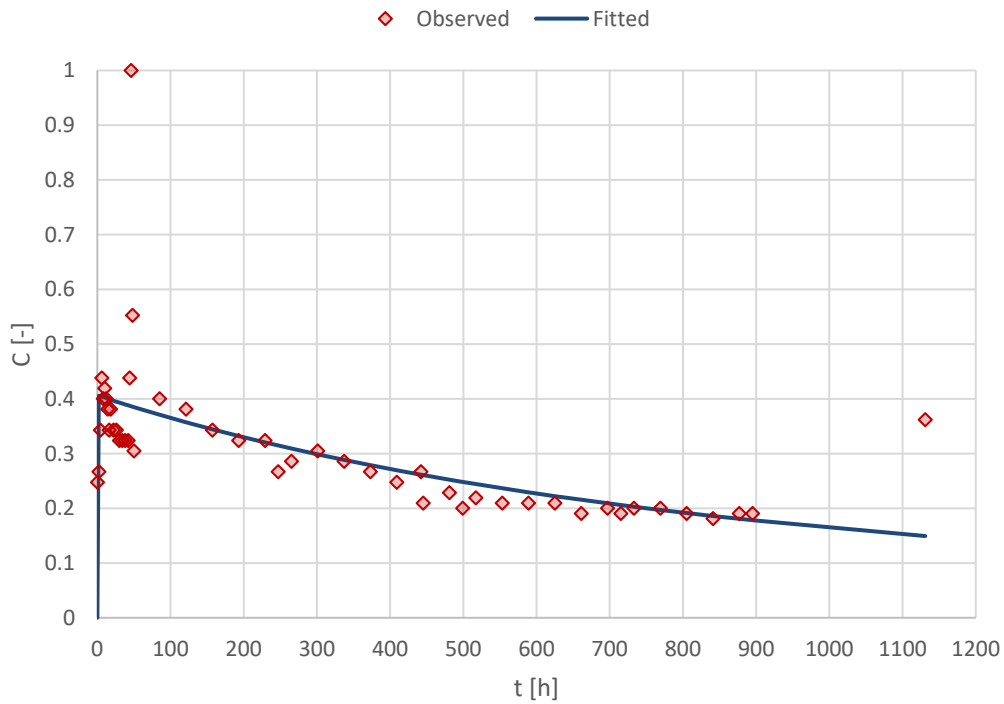


Figura 6.10. Calibración de la curva de llegada del sondeo S405 (Rhodamina).

Los parámetros de los modelos de la *Figura 6.2* a la *Figura 6.10* ajustan correctamente la primera llegada de los respectivos trazadores, el pico de las curvas y, aparentemente, la cola.

Sin embargo, una buena forma de verificar el comportamiento de la cola de las curvas es presentar las gráficas de concentración en el tiempo en escala doble logarítmica. De esta manera, el comportamiento “tardío” de los solutos queda bien representado.

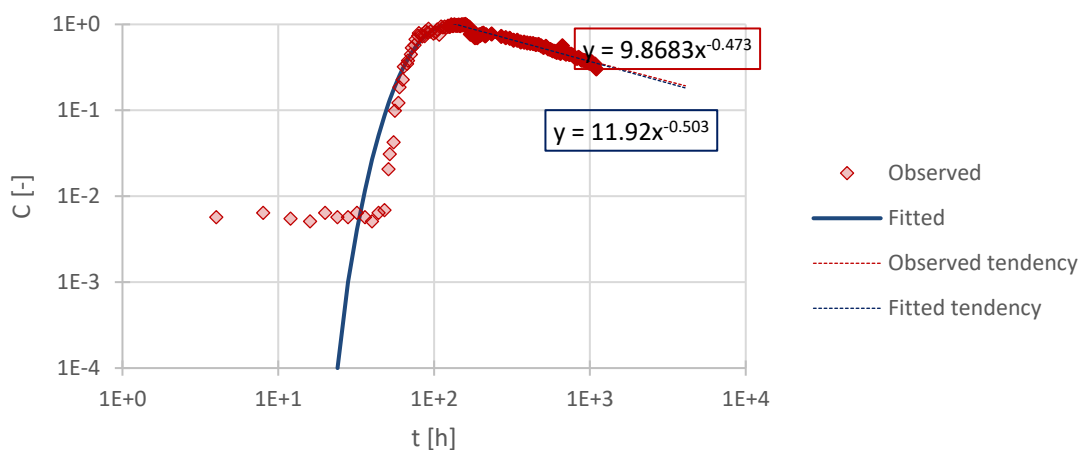


Figura 6.11. Calibración de la curva de llegada del sondeo S410 (Rhodamina). Escala log-log.

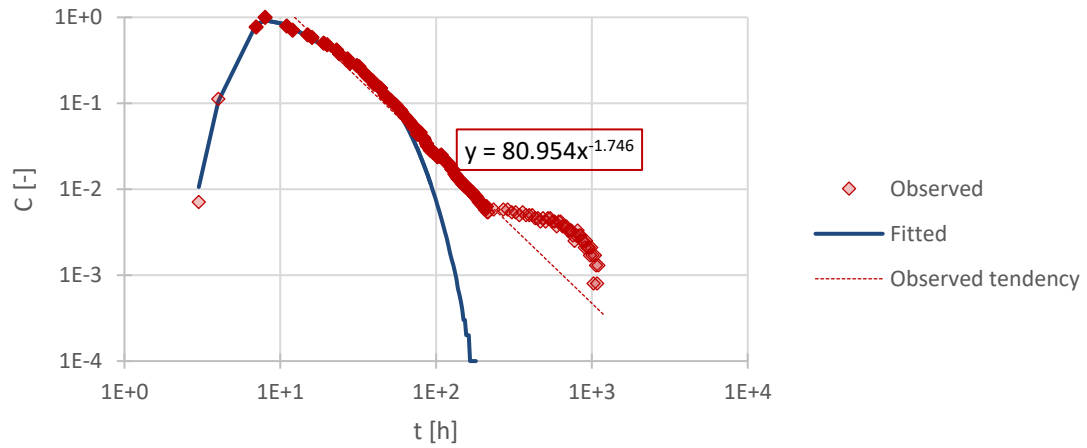


Figura 6.12. Calibración de la curva de llegada del sondeo S411 (Zinc). Escala log-log.

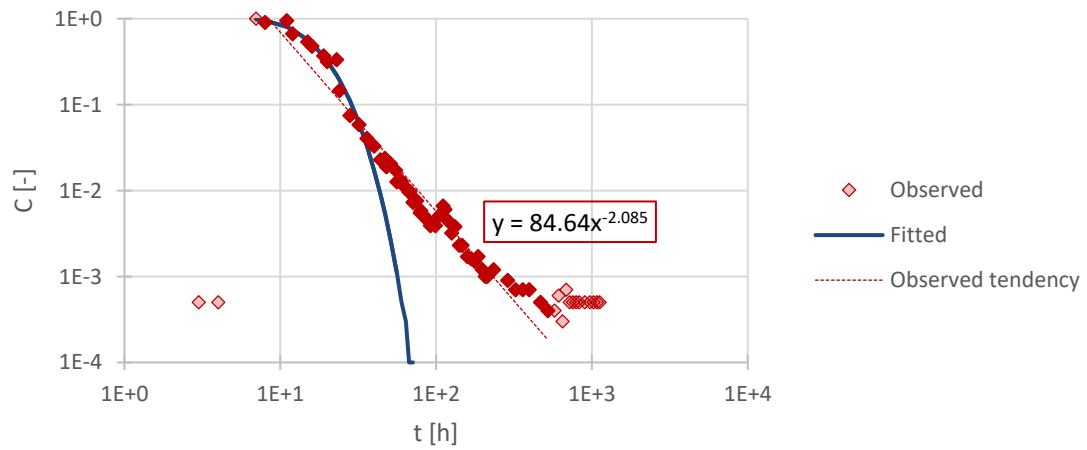


Figura 6.13. Calibración de la curva de llegada del sondeo S412 (Yodo). Escala log-log.

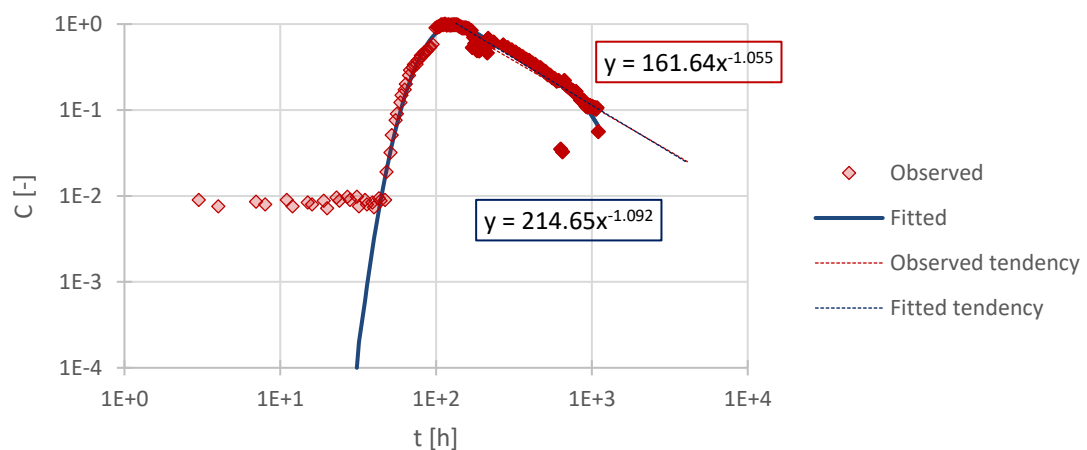


Figura 6.14. Calibración de la curva de llegada del sondeo S414 (Eosina). Escala log-log.



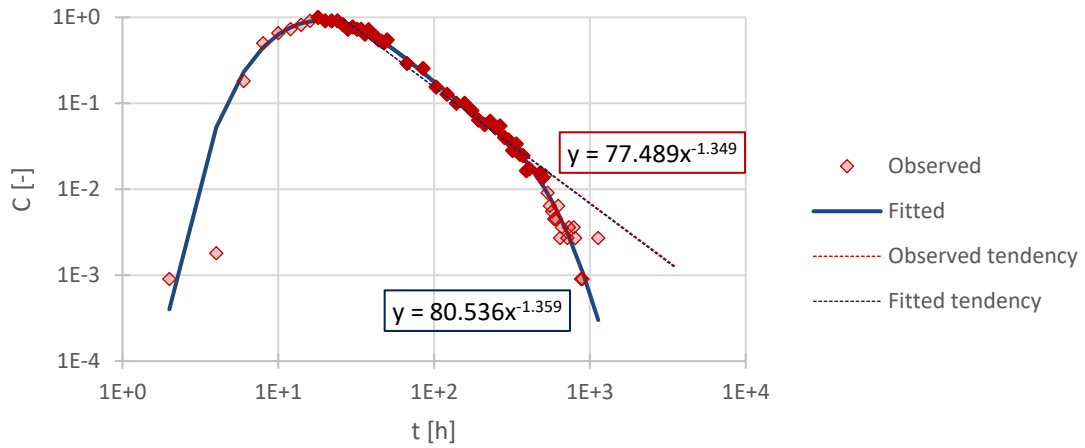


Figura 6.15. Calibración de la curva de llegada del sondeo S403 (Zinc). Escala log-log.

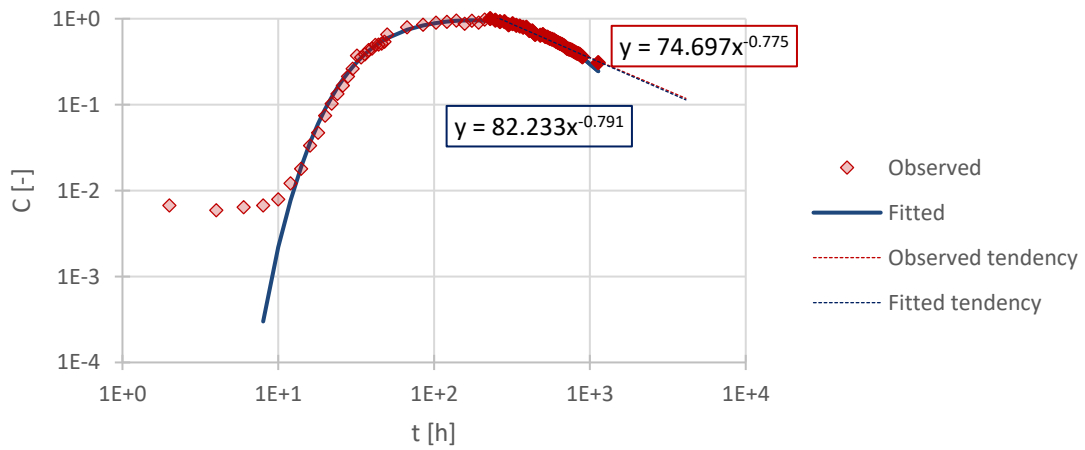


Figura 6.16. Calibración de la curva de llegada del sondeo S404 (Amino G.). Escala log-log.

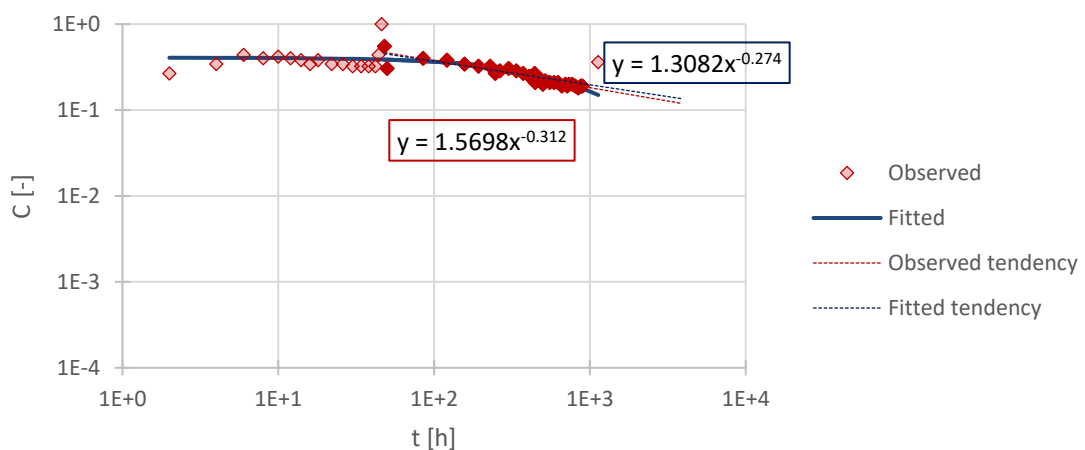


Figura 6.17. Calibración de la curva de llegada del sondeo S405 (Rhodamina). Escala log-log.

Para una correcta representación del medio, es deseable que se desarrolle la recta de la cola – en escala doble logarítmica –, al menos, un orden de magnitud.

A pesar de que los datos observados tienden a desarrollar dicha recta (función *Observed tendency* en la *Figura 6.11* a la *Figura 6.17*), hay un par de sondeos en los que los datos del modelo, *id est*, la curva ajustada, no muestran dicha parte recta.

Se trata de los sondeos S411 (Zinc) y S412 (Yodo), en los que, a pesar de tener un muy buen ajuste de la primera llegada del trazador y del pico, no representan correctamente estadios tardíos de las concentraciones. Así pues, como las curvas de los modelos de estos dos sondeos no detectan bien las colas de los ensayos, se propondrá una alternativa (ver *Tabla 6.2*).

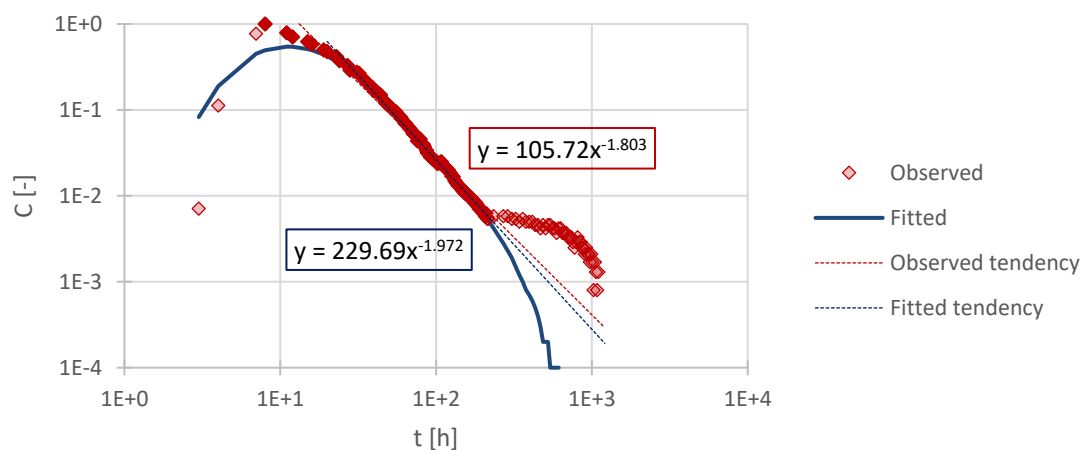


Figura 6.18. Calibración de la curva de llegada del sondeo S411 (Zinc) ajustando la cola. Escala log-log.

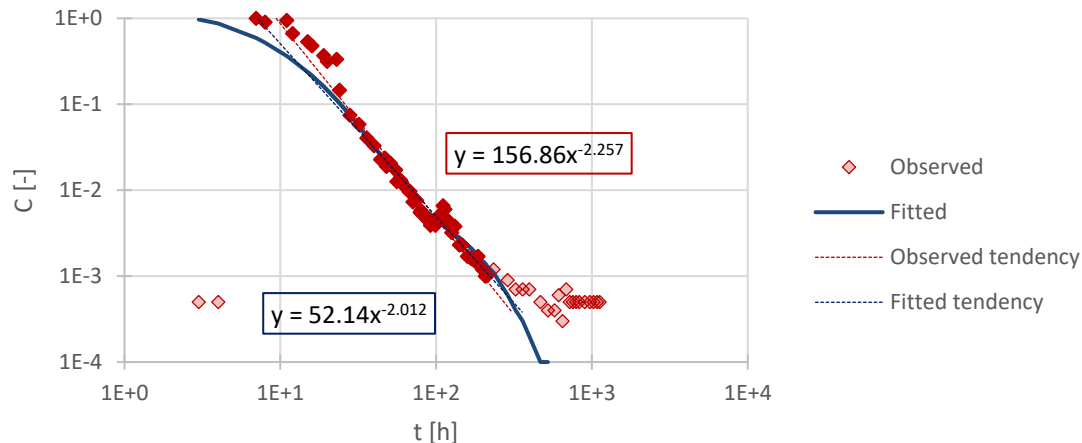


Figura 6.19. Calibración de la curva de llegada del sondeo S412 (Yodo) ajustando la cola. Escala log-log.

Sondeo	Trazador	$v$ [m/h]	$D$ [m <sup>2</sup> /h]	$\beta$ [-]	$\omega$ [-]
S411	Zinc	0,275	1,000	0,707	0,123
S412	Yodo	0,868	6,990	0,635	0,042

Tabla 6.2. Parámetros del modelo de transporte de los sondeos S411 y S412 ajustando la cola de las curvas de llegada.

Tanto la *Figura 6.18* como la *Figura 6.19* han perdido el buen ajuste a edades tempranas; sin embargo, se desarrolla una parte recta durante, al menos un orden de magnitud, quedando ahora sí, bien representada la cola de las curvas de llegada.

## 6.5. RESULTADOS DEL MODELO: POROSIDAD

Los parámetros obtenidos en el epígrafe anterior permiten obtener un campo de porosidades, es decir, una distribución espacial de la porosidad. De modo aparente, se observaría un comportamiento direccional de la porosidad (Sánchez-Vila & Carrera, 1997) (Fernández-García et al., 2002).

El valor del coeficiente de transferencia de masa  $\alpha$  puede obtenerse de la expresión (6.2). Por otro lado, suponiendo un valor constante de espesor de acuífero común a todos los ensayos (inicialmente  $b = 10 \text{ m}$ ), la porosidad total “direccional” queda determinada según:

$$\phi = \frac{Q}{2\pi r b v} \quad (6.4)$$

Los resultados obtenidos con la calibración de los distintos ensayos de trazadores se resumen a continuación:

Sondeo	$v \text{ [m/h]}$	$D \text{ [m}^2\text{/h]}$	$\beta \text{ [-]}$	$\omega \text{ [-]}$	$\alpha \text{ [h}^{-1}\text{]}$	$\phi \text{ [-]}$
S410	0,024	0,056	0,281	2,170	7,77E-5	2,55E-2
S411	0,275	1,000	0,707	0,123	1,75E-5	4,33E-3
S412	0,868	6,990	0,635	0,042	5,25E-6	1,29E-3
S414	0,166	0,863	0,387	1,410	3,00E-6	8,79E-4
S403	0,127	0,574	0,543	0,328	1,93E-5	4,37E-3
S404	0,050	0,596	0,997	109	2,93E-3	7,48E-3
S405	0,065	5,890	1E-4	1,830	1,08E-5	2,72E-3

*Tabla 6.3. Resumen de los parámetros y resultados de los modelos de transporte.*

De la *Tabla 6.3* se pueden extraer directamente un par de conclusiones sobre los sondeos S404 y S405: el sondeo S404 no presenta un comportamiento de doble porosidad, ya que la ratio de porosidades es prácticamente la unidad, significando que no existe apenas fase inmóvil, transportando todo el soluto en la fase móvil, es decir, se podría aplicar un modelo más sencillo de advección-dispersión en equilibrio; mientras que el sondeo S405 es el caso opuesto, en el que no hay fase móvil ya que  $\beta$  tiende a cero, provocando que el modelo se vuelva insensible a la transferencia de masa (lo que explica el valor tan elevado de  $\omega$ ), dicho de otro modo, al cancelarse los términos de almacenamiento y dispersión (ver ecuación (6.1)), la componente de transferencia entre fase móvil  $c_m$  y fase inmóvil  $c_{in}$  debe igualarse con la componente advectiva.

## 6.6. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y DISCUSIÓN DE LOS PARÁMETROS

Una forma de tener una visión global del sistema es realizar un “mapeo” de los parámetros, o sea, distribuir espacialmente las variables que gobiernan los modelos de transporte, puesto que,

en El Cabril, la direccionalidad de los procesos puede influir o incluso determinar el comportamiento de estos.

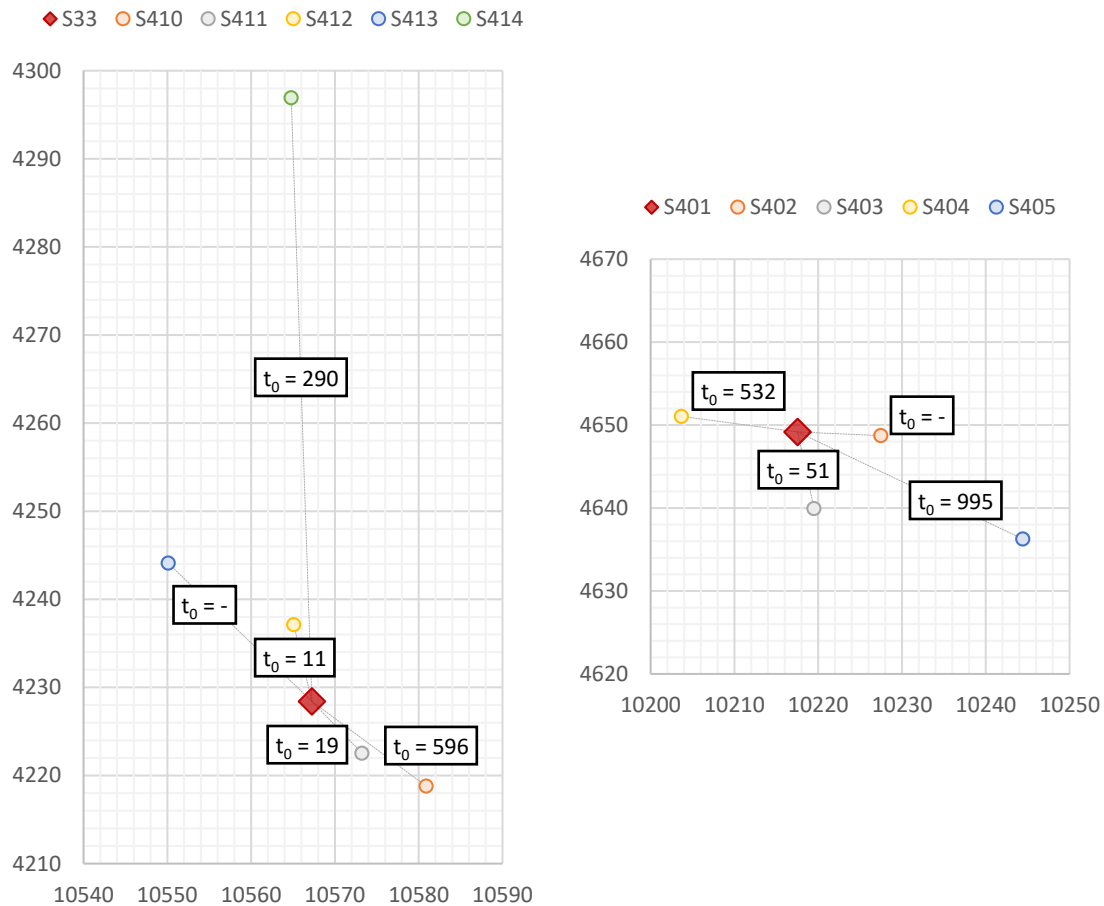


Figura 6.20. Distribución espacial del tiempo medio de llegada [h] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).

Se destaca de la Figura 6.20 el elevado tiempo medio de llegada del sondeo S410 ( $t_0 = 596$  h) en comparación, por ejemplo, con el tiempo de llegada del sondeo S414 ( $t_0 = 290$  h) a pesar de éste encontrarse a una distancia cuatro veces superior.

En la parcela S401, se observa que el zinc (sondeo S403) llega un orden de magnitud antes que el ácido amino (sondeo S404) a pesar de estar ambos en el mismo orden de magnitud de distancia al pozo de bombeo ( $r = 9,46$  m y  $r = 13,98$  m, respectivamente).

Así pues, se observan llegadas más tempranas para los sondeos que se alinean próximos al eje  $y$ , mientras que sondeos más cercanos al eje  $x$  toman un mucho mayor tiempo de llegada. Cabe recordar que el mapa sobre el que se muestran los resultados está girado  $21^\circ$  respecto al norte, y que, por tanto, esos tiempos de llegada “rápidos” coinciden con los planos de debilidad y fracturación del medio. El análisis consiguiente del tiempo de llegada, lleva a examinar la velocidad de los poros (ver Figura 6.21).

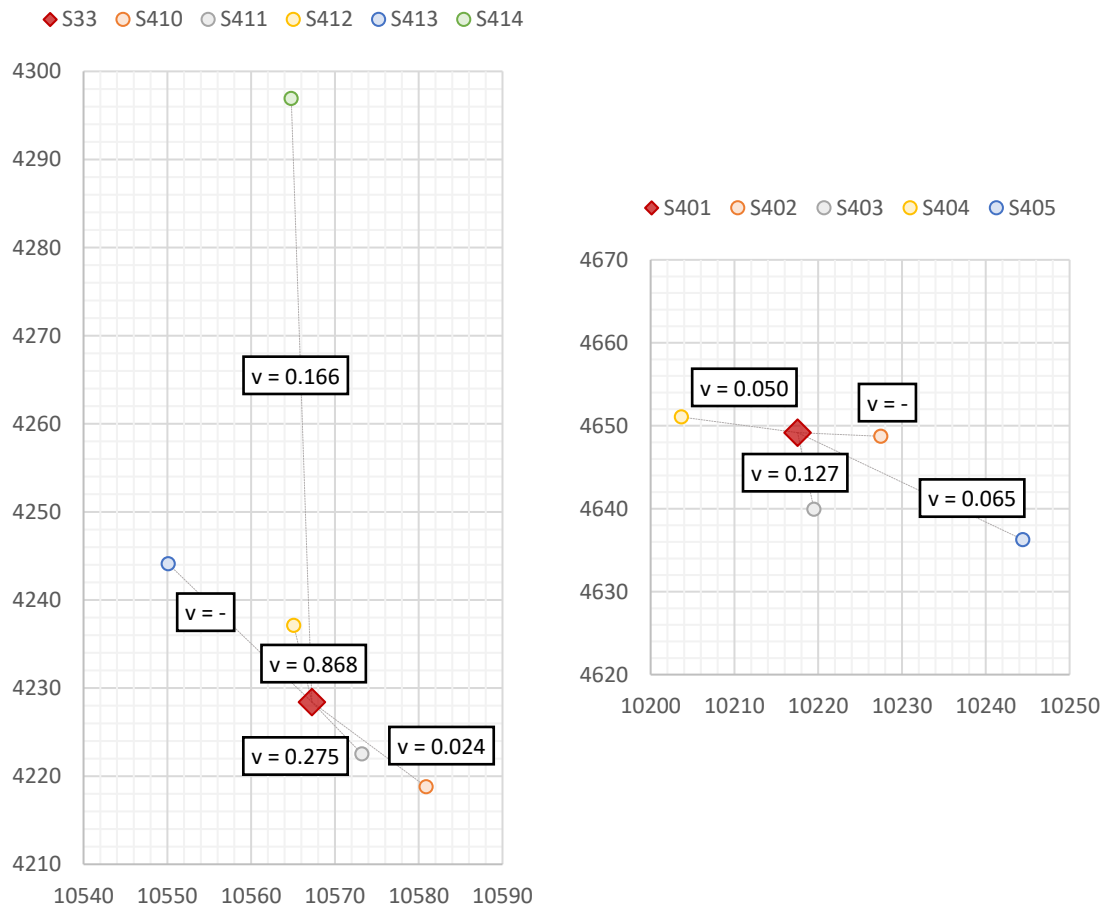


Figura 6.21. Distribución espacial de la velocidad de los poros [m/h] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).

La velocidad –obtenida de la calibración del modelo– de la rhodamina (sondeo S410) es un orden de magnitud menor que en la dirección de la eosina (S414), resultando consistente con las observaciones de los tiempos medios de llegada, que son datos obtenidos a partir de los ensayos.

Las velocidades del zinc (S411) y del yodo (S412) son el resultado del modelo ajustado a las colas de las curvas de llegada. Aun así, son velocidades altas, coherentes con la rápida primera llegada de ambos trazadores (ver Figura 4.6).

En la parcela S401 la diferencia de velocidades entre los sondeos S403 y S404 no es tan abultada como anticipaba el tiempo de llegada. Sin embargo, la velocidad del sondeo S405 es mayor que la del sondeo S404, donde se ve reflejado, nuevamente, la importancia de la direccionalidad de la anisotropía.

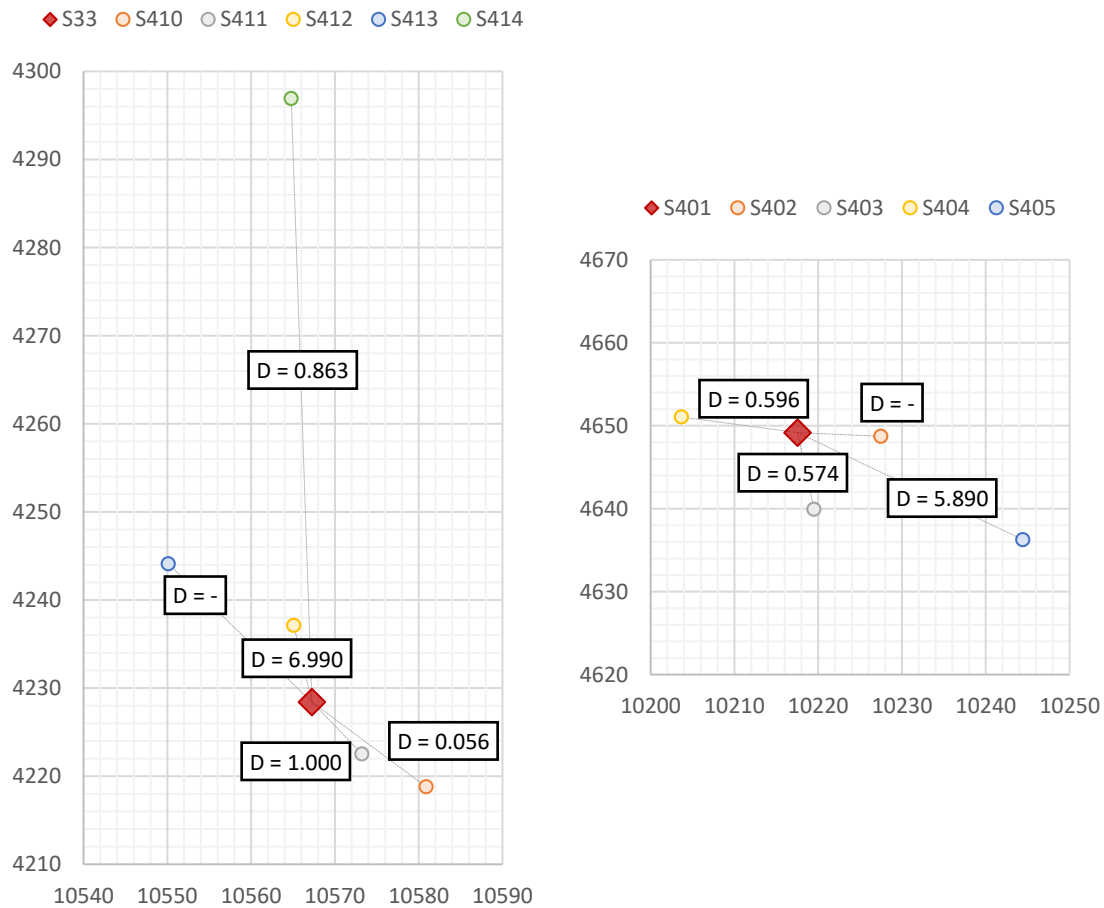


Figura 6.22. Distribución espacial del coeficiente de dispersión [ $m^2/h$ ] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).

En relación al coeficiente de dispersión (ver Figura 6.22), a igualdad de los demás parámetros de transporte, ésta provoca que la curva de llegada sea más “abierta”. Matemáticamente, la dispersión multiplica a la divergencia de las concentraciones, y por tanto mide la magnitud relativa de difusión molecular y dispersión hidrodinámica combinados, aunque es este último el realmente dominante.

Los sondeos S411 y S412 presentan valores de dispersión elevados que responden a la buena detección de la cola de las curvas de llegada. En caso de que se necesite modelizar la intensidad o pico de concentraciones, la dispersión para estos dos sondeos caería a los valores indicados en la Figura 6.3 y Figura 6.4.

El alto valor de la dispersión de la rhodamina (S405) manifiesta que la ratio entre porosidades ( $\beta \sim 0$ ) anula el término divergente de concentraciones de la ecuación del transporte. Es decir, la dispersión es insensible debido a que no hay prácticamente porosidad de la fase móvil.

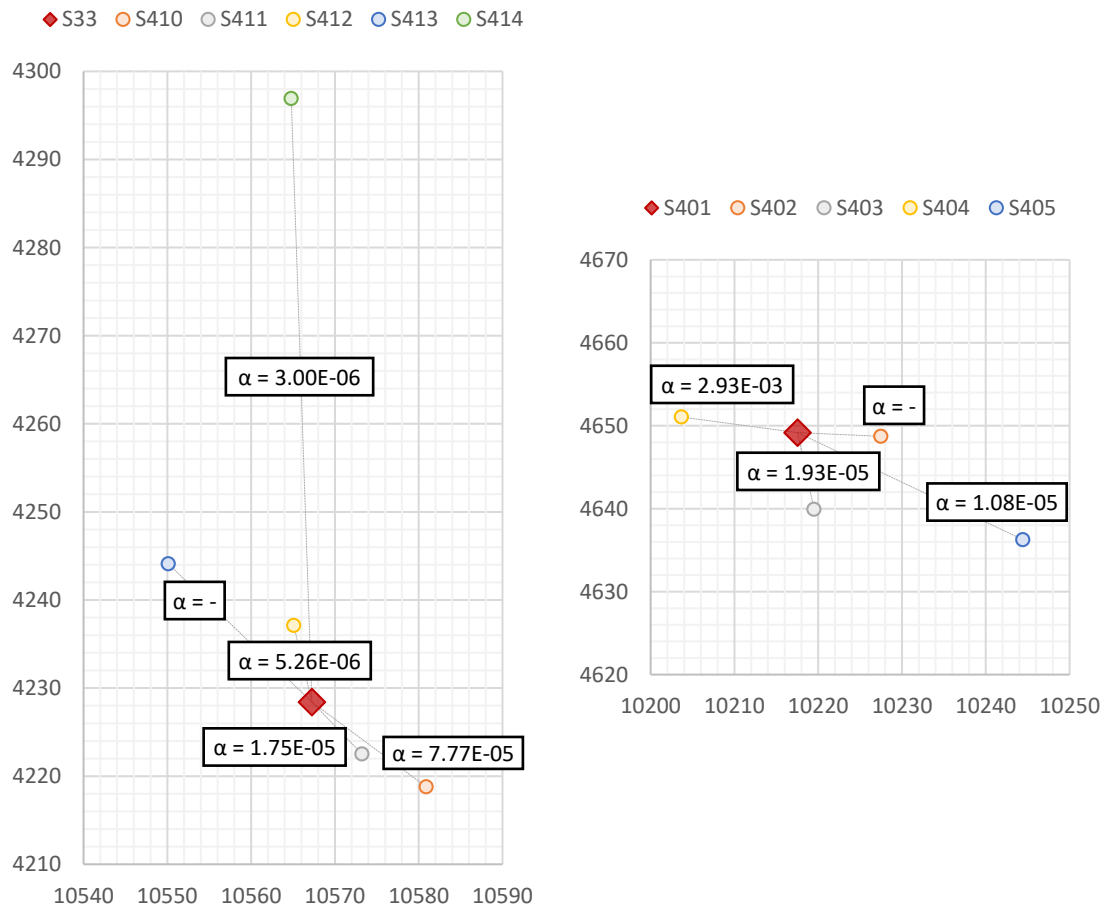


Figura 6.23. Distribución espacial del coeficiente de transferencia de masa [h<sup>-1</sup>] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).

El valor más alto de coeficiente de transferencia de masa de la *Figura 6.23* corresponde al trazador amino (sondeo S404), que es entre dos y tres órdenes de magnitud mayor al resto. Aunque haya una elevada transferencia entre las concentraciones en las fases móvil e inmóvil ( $\omega = 109$ ), ésta es insensible ya que el ensayo muestra valores de porosidad móvil casi equivalentes a la porosidad total (ver *Figura 6.24*).

Por otro lado, los valores más bajos del coeficiente de transferencia de masa adimensional son para las curvas ajustadas a llegadas tardías de los sondeos S411 y S412. No obstante, el parámetro  $\alpha$  también depende de la porosidad; por ello es el sondeo S414 el que ostenta el valor más bajo.

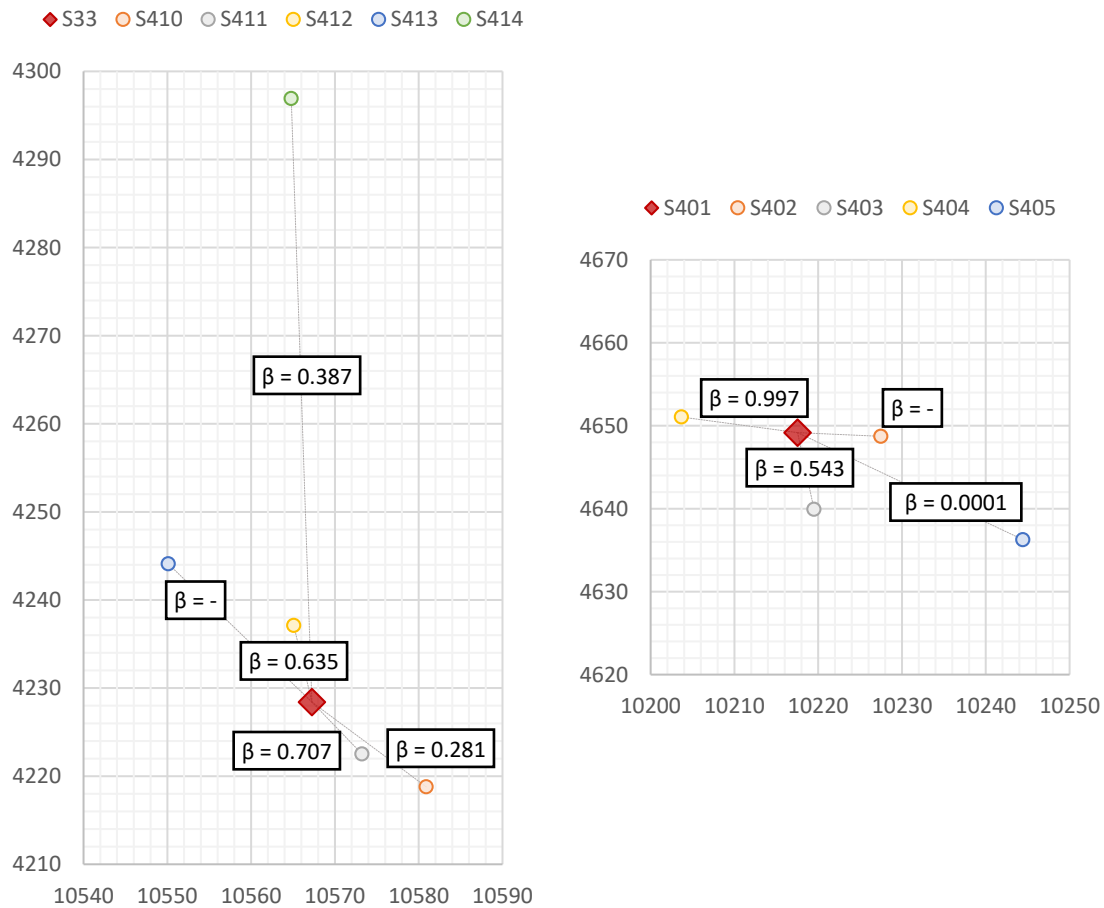


Figura 6.24. Distribución espacial de la ratio de porosidades [-] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).

La relación entre porosidad móvil  $\phi_m$  y porosidad total  $\phi$  indica cuán lejos o cerca está el modelo en relación a la ADE en equilibrio. Valores cercanos a cero indican que sólo hay fase inmóvil; por el contrario, ratios cercanas a la unidad indican que el modelo puede simplificarse empleando solamente la porosidad primaria o advectiva (ver Figura 2.2). Como se ha comentado de la Tabla 6.3, el sondeo S404 sólo presenta prácticamente fase móvil ( $\phi_m \cong \phi$ ), mientras que el sondeo S405 presenta fase inmóvil ( $\beta \sim 0$ ).

De la parcela S33 (ver Figura 6.24), hay un porcentaje elevado de la porosidad móvil en los sondeos más cercanos al pozo de bombeo (S411 y S412), si bien estos valores son más bajos si quiere determinar correctamente la primera llegada de los solutos. El menor valor de la ratio de porosidades se corresponde, en este caso, para el mayor tiempo de llegada (S410), en que la mayor parte de los poros solo son accesibles al trazador –porosidad dispersiva–.



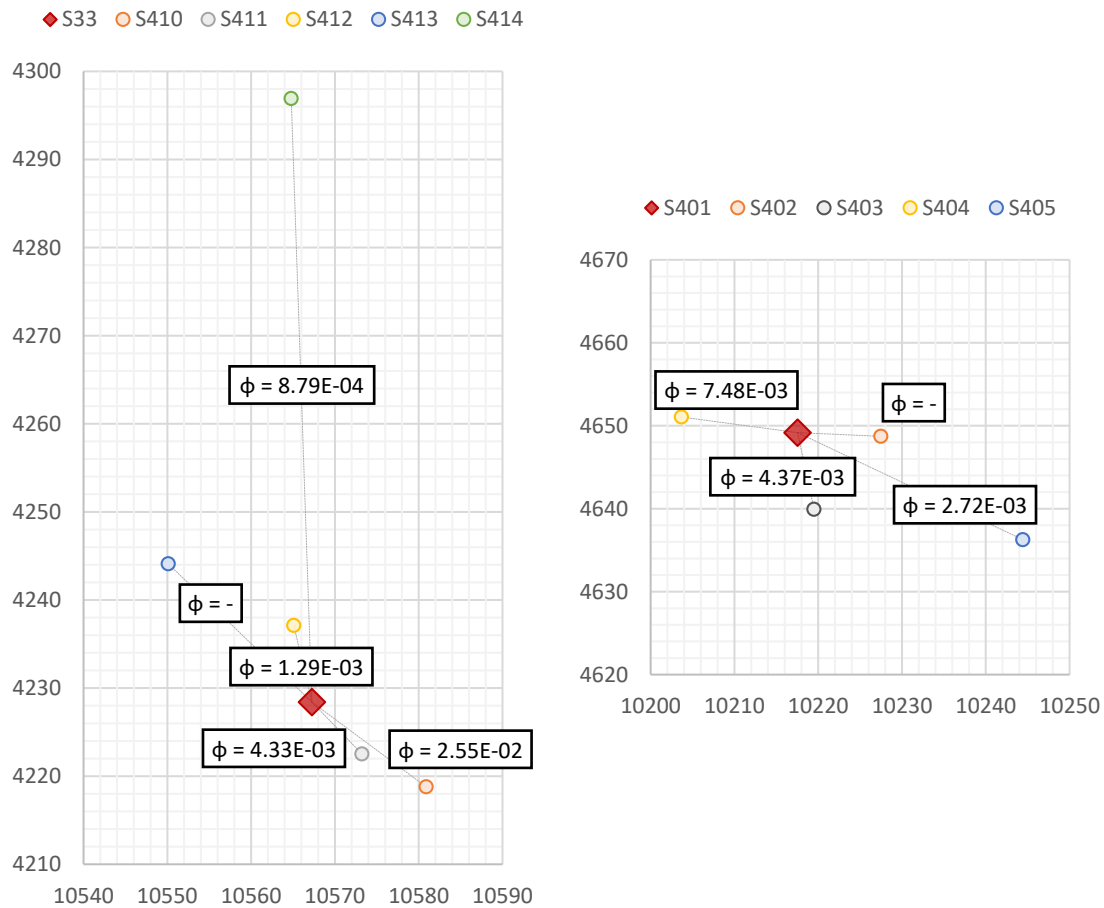


Figura 6.25. Distribución espacial de la porosidad [-] en las parcelas S33 (izquierda) y S401 (derecha).

Por último, la Figura 6.25 muestra la direccionalidad de la porosidad, una porosidad “aparente”, ya que el concepto de porosidad direccional carece de sentido físico, siendo ésta una característica intrínseca del terreno.

La porosidad se ha calculado como una variable dependiente del espesor del acuífero (ecuación (6.4)), y por ello se podría parametrizar en función del mismo. También es inversamente proporcional a la velocidad de los poros, es decir, a caudal constante, si la velocidad del fluido aumenta implica que “la sección” ha disminuido. De este modo, la porosidad aparente más baja corresponde al sondeo S414.

La segunda porosidad más baja corresponde al yodo (S412), que aun presentando la velocidad más alta calibrada (ver Figura 6.21), se encuentra muy cerca del pozo de bombeo, y por tanto, la porosidad disminuye ligeramente.

La rhodamina (S410) presenta la porosidad más alta precisamente por tener la menor velocidad de flujo de todos los ensayos.



## CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES

### 7.1. INTRODUCCIÓN

En el último capítulo se agruparán las conclusiones obtenidas a lo largo de este TFM, deducidas del estudio, análisis y discusión de los resultados. En primer lugar, se comentarán las conclusiones de carácter general, para continuar con las de tipo específico. Asimismo, se propondrán nuevas o futuras líneas de investigación en relación a los temas tratados.

### 7.2. CONCLUSIONES GENERALES

#### 1.1. Análisis de la teoría de flujo

En medio isótropo y homogéneo se entiende cómo la red de flujo –o líneas de corriente– es perpendicular a las líneas equipotenciales –o niveles piezométricos–. Sin embargo, la naturaleza tensorial de la conductividad hidráulica complica este comportamiento al estar integrada en la divergencia de la densidad de flujo o velocidad de Darcy (ver ecuación (2.11)), pudiendo darse el caso de flujo casi paralelo al gradiente hidráulico en casos muy extremos. Es decir, la anisotropía de los parámetros que gobiernan la ecuación de flujo sumado a la posible heterogeneidad espacial de los mismos (conductividad hidráulica, almacenamiento específico y término fuente), dota al problema de un comportamiento anti intuitivo y no-directo. El Cabril es un caso muy significativo en el mundo.

#### 1.2. Análisis de la teoría de transporte

El transporte de solutos en medio conservativo origina curvas de llegada de concentración simétricas bien definidas. No obstante, la introducción de la anisotropía de los procesos

difusivos y dispersivos en la ecuación (2.33.a), sumado a un campo de velocidades con gran variabilidad obtenido previamente, confiere a la concentración del soluto un comportamiento diferente provocado por procesos de transferencia de masa que no siguen el comportamiento fickiano típico. Una forma de modelarlo es diferenciar el movimiento del soluto entre dos fases (regiones móvil e inmóvil), acoplado a una segunda ecuación al problema (6.1). De este modo, procesos como la difusión en la matriz o el desarrollo de zonas de estagnación quedan bien representados.

## 2. Comportamiento del sistema de El Cabril

La finca de El Cabril presenta una geología muy particular, con formaciones geológicas que presentan un buzamiento subvertical constituidas por rocas metamórficas altamente heterogéneas, anisótropas y fracturadas, de baja (o muy baja) permeabilidad. El comportamiento hidrogeológico del medio se consigue entender gracias a una densa red de puntos monitoreados (o puntos de observación), extracción de testigos, ensayos hidráulicos, análisis físico-químicos..., si bien es cierto, que este TFM se ha centrado principalmente en los piezómetros y los ensayos de trazadores. La caracterización del medio, y por consiguiente la obtención de los parámetros de las ecuaciones de gobierno, se ha realizado mediante la calibración de los parámetros en base a las observaciones registradas durante un periodo de más de 25 años para el modelo de flujo y de un par de meses para los ensayos de trazadores.

En los dos tipos de modelos explicados se comprueba la importancia de una correcta determinación de los parámetros del sistema en la identificación y caracterización del medio, máxime cuando las variables de estudio presentan una variabilidad de varios órdenes de magnitud, pudiendo inducir en errores graves. En ambos modelos se pone de manifiesto el impacto de la direccionalidad en la calibración de los parámetros. En líneas generales, los valores obtenidos muestran sentido físico coherente con los estudios anteriores.

El comportamiento general del sistema viene fuertemente condicionado por los altos gradientes hidráulicos en dirección este-oeste y por la anisotropía en dirección N21W. Será esta anisotropía de la conductividad hidráulica la que determina el flujo subterráneo predominante en dirección sur-norte.

### 7.3. CONCLUSIONES ESPECÍFICAS

#### a. Interpretación de los ensayos de trazadores

Representar la evolución de la concentración de un soluto en el tiempo revela mucha información acerca de los procesos de transporte que se están llevando a cabo en el medio: a partir de las concentraciones medidas en el pozo de extracción, se puede distinguir entre un trazador conservativo, uno que sufre adsorción instantánea reversible y uno que sufre adsorción con cinética química –u otros procesos no lineales de transferencia de masa–. La curva ideal de soluto conservativo es simétrica con forma de campana de Gauss si se dibuja en el espacio, y de Gauss inversa si se dibuja en el tiempo; por el contrario, si se dan procesos de cinética química, aparecerán picos más suavizados y “colas” más tendidas en la llegada del soluto.

No obstante, la anisotropía del medio se ve reflejada en la medida en que se comparen dos ensayos en direcciones diferentes. Un ensayo con un solo trazador no ratificará si el medio es isótropo o anisótropo. En caso de disponer de varios ensayos, será posible discernir cómo la

direccionalidad afecta a las curvas de llegada y, correspondientemente, los parámetros que se pueden estimar a partir de las curvas: velocidad de los poros, dispersión, porosidad...

La curva de llegada en el espacio doble-logarítmico proporciona la información más relevante sobre el medio: para el análisis en tiempos tardíos, la pendiente de la curva en solutos con procesos de transferencia de masa debe desarrollarse durante al menos un orden de magnitud, observando en dicho tramo, una pendiente constante de la función concentración versus tiempo en escala doble-logarítmica.

b. Metodología para la interpretación de los ensayos de trazadores

Para el caso de un solo coeficiente de transferencia de masa, se puede desarrollar un procedimiento para afrontar la interpretación de los parámetros que gobiernan el transporte de solutos: en primer lugar, se deberá tener una estimación del tiempo medio de llegada, y, por tanto, de la velocidad real de los poros, conllevando al ajuste del pico de la curva de llegada; en segundo lugar, se puede ajustar la "abertura" de la curva, calibrando el coeficiente de dispersión; finalmente, se calibra la relación entre regiones móvil e inmóvil junto con la transferencia de masa entre ellas, para poder ajustar las concentraciones medidas para tiempos largos (cola de la curva de llegada).

c. Red de vigilancia hidrogeológica

Se ha realizado un análisis de seguimiento de la red de vigilancia hidrogeológica. La función de tiempo de la recarga para todo el periodo de simulación se ha obtenido a partir de los datos meteorológicos de la propia estación de El Cabril y del balance hídrico realizado por el programa EasyBal 10.8. Asimismo, se han analizado las lecturas de 42 sondeos, filtrando el número de observaciones sin perder la representatividad de dichos sondeos. De los sondeos considerados, se han rehuido los datos de uno de ellos (S32) debido a que presenta problemas en el hidrograma registrado.

Aunque no se muestran en el presente trabajo, por motivos de confidencialidad, se han actualizado los hidrogramas de los sondeos, incluyendo los más recientes, y que, por tanto, presentan una serie temporal más breve (S3008, SN17, S3016 y S3017).

Las simulaciones numéricas reflejan un buen ajuste respecto a las observaciones, siendo éste mejor en los sondeos que tienen una serie temporal más larga. El ajuste entre los niveles piezométricos observados y simulados ha llevado a la calibración de los parámetros de la ecuación de flujo.

d. Ampliación de la serie temporal del modelo de flujo

El periodo de simulación se alargado hasta septiembre de 2017, quedando una serie temporal de 25 años. El modelo incorpora detalles constructivos que tienen relevancia hidrogeológica correspondiente al entorno de la Celda 29 y de la Celda 30, incluyendo la zonificación de la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento específico y el término fuente, así como los subdrenes de fondo en la base de las celdas. Las condiciones de contorno introducidas en el modelo numérico son las obtenidas de la recarga por infiltración, flujos subterráneos, subdrenes de las celdas y ríos y arroyos.

e. Calibración de los parámetros de flujo

A partir de las lecturas manuales y automáticas de los sondeos se ha calibrado el modelo de detalle de la Plataforma Este. La gran variabilidad entre las componentes de la conductividad hidráulica, así como la heterogeneidad espacial, demuestra sólidamente la anisotropía del medio. La media geométrica de las componentes principales del tensor de conductividad hidráulica, que denota un caso intermedio entre flujo paralelo (media aritmética) y flujo perpendicular a estratos (media armónica), oscila entre valores del orden de  $10^{-3} m/d$  para el bloque más superficial, siendo la componente vertical de la conductividad hidráulica  $K_z$  varios órdenes de magnitud superior a las componentes horizontales  $K_x$  y  $K_y$ , para garantizar así la infiltración del agua en el modelo. En el bloque subsuperficial y en los dos bloques más profundos, los valores de la media geométrica de las conductividades hidráulicas oscilan entorno a  $10^{-4}$  y  $10^{-5} m/d$ , respectivamente, observándose una ligera tendencia general de disminución de conductividad con la profundidad.

Debido a que los problemas de optimización pueden hallar mínimos locales de la función objetivo, se propuso perturbar el campo de conductividades en dos cortes a través de las celdas 29 y 30, con el fin de comprobar si forzando un aumento y disminución de un orden de magnitud los parámetros se obtenían mejores resultados en términos de ajuste de los valores de piezometría. Los resultados obtenidos se alejaban de las observaciones en los sondeos, constatando que los valores de las conductividades conseguidos en primera instancia son correctos.

La calibración del término fuente y del coeficiente de almacenamiento específico resultó más sencilla por dos motivos: se introdujeron menos zonas de variabilidad espacial y ambas variables presentan un significado matemático más inteligible de la ecuación general de flujo (2.11). El término fuente suma (o resta) en la expresión, por lo que provoca un ascenso o descenso conjunto de los hidrogramas; mientras que el coeficiente de almacenamiento multiplica la variación temporal de los niveles piezométricos. La calibración de las zonas del término fuente reflejan las distintas características geológicas del modelo: desde las zonas de escollera de las celdas con una alta recarga por infiltración, hasta la zona de la Albariza, donde se observa una infiltración muy baja. Por otro lado, la calibración de la zonificación del coeficiente de almacenamiento específico lleva a valores relativamente bajos que oscilan entre  $10^{-6}$  y  $10^{-3} m^{-1}$ .

f. Calibración de los parámetros de transporte.

A partir de los datos de concentración en el tiempo, fruto de los ensayos realizados por (CENG, 1990), se calibraron las curvas de llegada bajo la teoría de transferencia de masa entre región móvil e inmóvil. Cada sondeo se analizó por separado, como un ensayo de flujo convergente en el que el caudal de bombeo es suficiente para desprestigiar los efectos del flujo natural, previa obtención de régimen estacionario.

El comportamiento de los distintos trazadores está fuertemente afectado por la distancia y la direccionalidad entre los pozos de inyección individuales y los puntos de bombeo. Asimismo, se deduce la existencia de un sistema de fracturas o fisuras, coincidente con la dirección de los planos débiles de fracturación de las formaciones rocosas, lo que deriva en la existencia de trayectorias preferenciales del flujo. Esta implicación resultará de especial importancia para el entendimiento del comportamiento local de las parcelas ensayadas.

De este modo, se obtiene, por ejemplo, que los sondeos S412 (trazador: yodo) y S414 (eosina) –que se encuentran prácticamente alineados con la dirección de anisotropía– presentan velocidades altas y, consiguientemente, porosidades estimadas más pequeñas, por ser esta última inversamente proporcional a la velocidad. Este efecto también es observado en la parcela S401, en la que el sondeo más próximo a la dirección de anisotropía (S403) muestra velocidades de llegada superiores al resto de los sondeos de la parcela.

Los sondeos S411 (trazador: zinc) y S412 (yodo) aparentemente presentan un comportamiento diferenciado en función del tiempo de observación. Para tiempos tempranos, *id est*, primera llegada y pico de concentración, se deducen una serie de parámetros; mientras que, si el foco de interés es analizar los procesos de transferencia de masa, se deben estudiar los estadios tardíos de las concentraciones. Es en este segundo caso que los sondeos mencionados no responden de igual modo, proponiendo, en última instancia, una segunda calibración que permita ajustar el comportamiento para tiempos avanzados –observable en las gráficas doble-logarítmicas.

Especial mención para los sondeos S404 y S405, que infieren casos especiales de la cinética química, en los que la porosidad total resulta ser la porosidad de las regiones móvil e inmóvil ( $\beta \sim 1$  y  $\beta \sim 0$ , respectivamente), manifestando en el primer caso insensibilidad a la transferencia de masa, y en el segundo caso una práctica irrelevancia del proceso de advección.

#### 7.4. FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

En relación al modelo de detalle de la Plataforma Este, el comportamiento del sistema queda bien capturado. No obstante, el ajuste final entre las lecturas de los sondeos (observados) y los niveles simulados por MODFLOW (ajustados) todavía se podría mejorar. Tal vez otras zonas de parametrización pudieran llevar a un mejor ajuste de la realidad, si bien es cierto que la calibración de un modelo en un medio heterogéneo con una marcada anisotropía tiene un rango de aceptación más flexible que un medio homogéneo.

En cuanto a la interpretación de los ensayos de trazadores, se podrían plantear otro tipo de soluciones, variando la llamada función de memoria (Willmann et al., 2008), por ejemplo, empleando la teoría de múltiples coeficientes de transferencia (*MultiRate Mass Transfer*) o la ley potencial (*Power Law Density Function*) (Haggerty et al., 2000). Tal vez aplicando estas soluciones, se pudiera llegar a explicar conjuntamente el comportamiento temprano y tardío de las curvas de llegada de los sondeos S411 y S412.

Por último, tanto la parcela S33 como la S401 se encuentran muy próximas a las Plataforma Norte y Plataforma Sur. Se podría estudiar la posibilidad de realizar un nuevo ensayo de trazadores en la Plataforma Este, aplicando los conocimientos y conclusiones que se han adquirido de los ensayos ya realizados. De este modo, y aprovechando los 21 sondeos más próximos a las celdas 29 y 30, se podría efectuar el ensayo justo en el lugar de estudio de la plataforma de detalle. Además, aprovechando la profundidad variable de los sondeos –entre 15 y 70 m de profundidad–, se introducirían los distintos trazadores a cotas diferentes con el fin de estudiar también, en mayor detalle, la componente vertical de la velocidad real del flujo, y si ésta resulta significativa en el transporte de solutos.





## REFERENCIAS

- Azor, A., & Ballèvre, M. (1997). Low-pressure metamorphism in the Sierra Albarrana area (Variscan Belt, Iberian Massif). *Journal of Petrology*, 38(1), 35–64.
- Azor, A., Lodeiro, F. G., & Simancas, J. F. (1994). Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13.
- Carrera, J., Sánchez-Vila, X., Benet, I., Medina, A., Galarza, G., & Guinerà, J. (1998). On matrix diffusion: Formulations, solution methods and qualitative effects. *Hydrogeology Journal*, 6(1), 178–190.
- CENG. (1990). *Determination par traceur des vitesses naturelles de filtration dans l'aquifère superficiel du site d'El Cabril*.
- CRN. (2008). *Actualización de la información geológica del Centro de Almacenamiento de El Cabril*.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. Barcelona: Editorial Omega.
- Fernández-García, D., Sánchez-Vila, X., & Illangasekare, T. H. (2002). Convergent-flow tracer tests in heterogeneous media: Combined experimental-numerical analysis for determination of equivalent transport parameters. *Journal of Contaminant Hydrology*, 57(1–2), 129–145.
- Haggerty, R., & Gorelick, S. M. (1995). Multiple-rate mass transfer for modeling diffusion and surface reactions in media with pore-scale heterogeneity. *Water Resources Research*, 31(10), 1383–2400.
- Haggerty, R., McKenna, S. A., & Meigs, L. C. (2000). On the late-time behaviour of tracer

- breakthrough curves. *Water Resources Research*, 36(12), 3467–3479.
- Sánchez-Vila, X., & Carrera, J. (1997). Directional Effects on Convergent Flow Tracer Test. *Mathematical Geology*, 29(4), 551–569.
- Sánchez-Vila, X., & Vázquez-Suñé, E. (2009). Hidrogeología: conceptos básicos de hidrología subterránea (pp. 394–425). Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. T., Šejna, M., Toride, N., & Leij, F. J. (1999). The STANMOD computer software for evaluating solute transport in porous media using analytical solutions of convection-dispersion equation.
- Toride, N., Leij, F. J., & van Genuchten, M. T. (1995). The CXTFIT Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments.
- UPC. (2011). *Programa de Vigilancia Hidrogeológica del C.A. El Cabril*.
- UPC. (2014). *Programa de Vigilancia Hidrogeológica del C.A. El Cabril*.
- USGS. (2005). MODFLOW-2005, a three-dimensional finite-difference groundwater model.
- USGS. (2009a). ModelMuse, a graphical user interface for MODFLOW-2005 and PHAST.
- USGS. (2009b). ZoneBudget, a program for computing subregional water budgets for MODFLOW-2005 groundwater flow models.
- USGS. (2011). ModelMate, a graphical user interface for model analysis.
- USGS. (2012). MODPATH, a particle-tracking model for MODFLOW.
- van Genuchten, M., & Parker, J. (1984). Boundary Conditions for Displacement Experiments Through Short Laboratory Soil Columns. *Soil Science Society of America Journal*, 48(4), 703–708.
- van Genuchten, M., & Wagenet, R. (1989). Two-site/two-region models for pesticide transport and degradation: theoretical development and analytical solutions. *Soil Science Society of America Journal*.
- Vázquez-Suñé, E., & Serrano-Juan, A. (2013). Programa EasyBal 10.8. Departamento de Ingeniería del Terreno, UPC. Barcelona.
- Villanueva, M., & Iglesias, A. (1984). Pozos y acuíferos: técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo. Instituto Geológico y Minero de España.
- Willmann, M., Carrera, J., & Sánchez-Vila, X. (2008). Transport upscaling in heterogeneous aquifers: What physical parameters control memory functions? *Water Resources Research*, 44(12), 1–13.

