Departamento de Ingeniería Geológica y Minera

Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas y Energía

Universidad Politécnica de Madrid

Modelización de un sistema hidrogeológico con una
variabilidad extrema de la densidad (Reserva Natural
de la Laguna de Fuente de Piedra)

Tesis Doctoral

Francisco Javier Montalván Toala
Ingeniero de Minas

Directores:

Dr. Francisco Javier Elorza Tenreiro
Doctor Ingeniero de Minas

Dr. Javier Gustavo Heredia Díaz
Doctor Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos

2018

El Tribunal de la Tesis Doctoral, nombrado por el Magnífico y Excelentísimo Sr. Rector de la Universidad Politécnica de Madrid, con fecha

Integrado por:

Presidente:

Secretario:

Vocal 1º:

Vocal 2º:

Vocal 3º:

Realizado el acto de defensa y lectura de tesis el día [1]
[SEP]

Decide otorgar a la tesis doctoral presentada la calificación de:

EL PRESIDENTE

EL SECRETARIO

EL VOCAL 1o

EL VOCAL 2o

EL VOCAL 3o

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Dios que en todo momento ha estado a mi lado, dándome motivación para seguir adelante en todos los aspectos de mi vida.

A mi Director Javier Heredia Díaz, por su siempre ayuda, disposición y comprensión desde el momento en que le conocí, junto con sus conocimientos científicos, técnicos y académicos aportados en el desarrollo de la Tesis, han permitido culminar el presente trabajo. Sin la guía de Javier no se hubiera llegado a buen puerto. Gracias.

Francisco Javier Elorza Tenreiro, mi Director y Tutor, por ser un pilar fundamental en el proceso doctoral, que con su experiencia académica, técnica e investigativa, permitió terminar la Tesis. Siempre recordaré el final de las muchas sesiones de trabajo realizadas durante estos años: Ánimo, palabra que ayuda y motiva bastante.

Al Dr. Alfonso Maldonado, quien siempre estuvo pendiente como un tutor más del proceso y avance de la Tesis, además de mi estancia en Madrid, con consejos en todos los aspectos de mi formación.

Al Dr. Paúl Carrión, mi mentor y amigo, que desde mis inicios de estudios de pregrado ha estado presente en mi formación, al cual tengo un infinito agradecimiento por los consejos siempre motivadores de seguir adelante a pesar de cualquier adversidad, por lo que sin estos ahora mismo no habría agradecimientos.

Un cordial agradecimiento al Dr. Jesús Carrera, tutor de mi estancia en el IDAEA-CSIC, junto con la Dra. María Pool y el Dr. Juan Hidalgo, impartieron conocimientos muy valiosos en la temática de la densidad variable.

Al Instituto Geológico y Minero de España (IGME), institución que me otorgó una beca para la elaboración de la presente Tesis Doctoral permaneciendo físicamente durante cuatro años, los cuales fueron de arduo trabajo pero muy satisfactorios, donde pude adquirir conocimientos sobre todo en investigación científica, los cuales los estoy aplicando en mi vida profesional. En particular tengo un profundo agradecimiento al Instituto, porque sin él, no se habría realizado este trabajo.

Al equipo de técnicos e investigadores del IGME Félix Rubio, Pedro Ibarra y, muy especialmente, Alfredo García de Domingo y de José María Ruiz Hernández, quienes participaron en el proyecto IGME nº 2005/056: **“Investigación hidrogeológica y modelación numérica de un sistema de flujo con densidad variable: sistema hidrogeológico de la Laguna de Fuente de Piedra”**, del cual se han obtenido los datos para la elaboración de la Tesis.

La Escuela de Minas y Energía de la Universidad Politécnica de Madrid, un lugar especial donde he realizado mis estudios de doctorado, que sin embargo era casi inalcanzable en tiempos de mi juventud, una meta muy lejana en el pasado, ahora un sueño cumplido.

A la Dirección de la Reserva Natural de la laguna de Fuente de Piedra, por la colaboración prestada en los trabajos realizados en la obtención de datos para el presente trabajo.

Quiero agradecer a Héctor, Alberto, Rut, Gema, Manuela, Juan B., Juan Antonio López-Geta, Juan Fornés, José Manuel Murillo, Nieves y Carmen, compañeros del IGME, quienes desde el primer momento

estuvieron prestos a brindarme su apoyo, principalmente en el inicio de mi estancia en España.

A Javier Peña Investigador del CIEMAT, por su valioso e importante aporte en el desarrollo del modelo hidrogeoquímico.

Al lugar donde me forme profesionalmente, mi querida ESPOL, mi alma mater, de la cual siempre le estaré agradecido. También quiero agradecer al CIPAT-ESPOL, el cual me brindó la oportunidad de iniciar el camino del mundo de la investigación científica de la mano del Dr. Fernando Morante, persona que me indicó que existía un mundo después del pregrado, así como a las personas que la conforman: Sonia, Gaby, Don Carlos, Carlos C., Roberto N., Dra. Gricelda, Dr. Roberto Blanco y a todas aquellas personas cuyos nombres se escapan en este momento.

A la Universidad Estatal Península de Santa Elena (UPSE), institución que me acogió con hospitalidad en la estancia de investigación durante el proceso de la Tesis Doctoral, le expreso mis sinceros agradecimientos, en especial al Ing. Alamir Álvarez, un amigo al que aprecio mucho.

A mis padres y mi hermana, mi familia de toda la vida, personas que han estado apoyándome de manera incondicional, es un logro que comparto con ustedes, nunca voy a olvidar lo que han hecho por mí.

Mi amada María Jesús, mi esposa y amiga, quien sabe de primera mano lo que es vivir con alguien que realiza una Tesis, permaneciendo comprensiva y apoyándome desde el inicio de este proceso, y no podían faltar dos personitas, mis hijos Moisés y Sebastian, que han sido mi mayor inspiración para poder llegar a la

culminación de esta obra científica, muchas gracias mis amores lo digo de corazón.

A todas aquellas personas que no se han nombrado y que de alguna manera contribuyeron al desarrollo de esta Tesis Doctoral, les estoy muy agradecido.

RESUMEN

El presente trabajo consiste en realizar un modelo axisimétrico de flujo y transporte en condiciones de densidad variable, con el cual se contrasta la hipótesis en la que la salmuera no es exclusiva de la concentración evaporativa, sino que se encuentra vinculada a un sistema kárstico profundo de carácter regional. Para tal efecto, la investigación se fundamenta en los siguientes aspectos: 1) Revisión de los modelos hidrogeológico y genético-evolutivo de la salmuera presente en la cuenca propuesto por Heredia, et al., 2009, en los cuales se basa la simulación numérica de este trabajo. 2) Modelo hidrogeoquímico que simula la génesis y evolución de las diferentes salmueras. 3) Modelo de flujo en niveles equivalentes, con el cual se obtiene una primera aproximación de los parámetros, para el posterior modelo en densidad variable. 4) Modelos de flujo y transporte en condiciones de densidad variable, en los que la actividad antrópica es relevante.

La hipótesis de este trabajo, considera a la simulación numérica estratégica para el contraste de la génesis y evolución de los flujos hipersalinos en la cuenca, tanto espacial, como temporal, así como los aportes externos a ella, la cual se relaciona con un sistema hidrogeológico regional.

El modelo hidrogeoquímico, representa la génesis de las salmueras, permitiendo determinar sus patrones de flujo, por medio de procesos de concentración, disolución y dilución, lo que refuerza esta hipótesis.

Los resultados de los modelos de flujo y transporte en los que se ha considerado la variabilidad extrema de la densidad, se encuentran acorde a los datos observados de niveles piezométricos y de densidad de los flujos, con lo cual los modelos reproducen la realidad del sistema hidrogeológico.

ABSTRACT

This work consists in the development of an axisimetric flux and transport model under density variable conditions. In this study, the hypothesis that brine is not only related to evaporatic phase, is contrasted with a possible deep regional karstic system connection. Thus, research is focused on the following topics: 1) The review of brine historical and genetic-evolution in the basin proposed by Heredia et al. (2009), in which is based the numerical simulation of this work. 2) The hydrochemical model simulates the origin and evolution of several brines. 3) The flux model on equivalent levels obtained by an initial parameters approach for a later density variable conditions model. 4) Several flux and transport models under density variable conditions where anthropic activity is relevant.

The hypothesis of this work takes in consideration a strategic numerical simulation for the comparison of genesis and evolution of hypersaline fluxes on the basin, both spatial and temporally, as taking in consideration external brines inputs related to regional hidrologic system.

The hydrogeochemical model represents the brines genesis what allows for stablishing their flux patterns throughout increasing

concentration, dissolution and dilution, asserting the proposed hypothesis.

The results of flux and transport models where extreme density variability is considered are in concordance with observed data on piezometric levels and flux density. Thus, models replicate the actual hydrologic system.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS.....	II
RESUMEN.....	VI
ABSTRACT.....	VIII
ÍNDICE	X
ÍNDICE DE FIGURAS	XV
ÍNDICE DE TABLAS.....	XXI
CAPÍTULO 1.....	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Área de estudio	2
1.2. Estado del arte	4
1.2.1. Estado del arte de la laguna de Fuente de Piedra	4
1.2.2. Estado del arte metodológico.....	7
1.3. Planteamiento del problema	13
1.4. Hipótesis	16
1.5. Objetivos.....	16
1.6. Descripción de la metodología general	17
1.6.1. Caracterización del medio	18
1.6.2. Modelo de flujo en niveles equivalentes.....	19
1.6.3. Modelo de flujo y transporte de densidad variable	19
CAPÍTULO 2.....	21
CARACTERIZACIÓN DEL MEDIO.....	21
2.1 Introducción	22
2.2 Objetivos	23
2.3 Marco geológico	24
2.4 Estratigrafía.....	25
2.4.1 Complejo Caótico Subbético	25
2.4.2 Mioceno.....	26
2.4.3 Cuaternario.....	26
2.5 Tectónica	27
2.6 Hidrogeología.....	27
2.7 Metodología.....	28
2.7.1 Geofísica	29
2.7.2 Sondeos de investigación	30
2.7.3 Muestreo para análisis químicos e isotópicos	30

2.7.4 Estudios hidroquímicos	31
2.7.5 Estudios isotópicos.....	32
2.7.5.1 Isótopos estables en salmueras (TSD>50 g/L): evaporación salinidad y génesis	34
2.7.5.2 Isótopos estables, ^{18}O : Identificación de zonas plausibles de recarga	35
2.7.5.3 Isótopos radioactivos: Datación	37
2.7.6 Trazadores Naturales.....	38
2.7.7 Modelo Hidrogeoquímico	39
2.7.8 Análisis piezométrico y pruebas hidráulicas.....	40
2.8 Resultados	42
2.8.1 Geofísica	42
2.8.1.1 Tomografías Eléctricas PE	43
2.8.1.2 Sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (SEDT)	52
2.8.2 Sondeos de Investigación.....	57
2.8.3 Correlación y contraste de SEV, PE, SEDT y Sondeos de Investigación	58
2.8.4 Caracterización Hidroquímica.....	60
2.8.4.1 Diagrama de Piper: Aguas	60
2.8.4.2 Diagrama de Piper: Salmueras	61
2.8.5 Trazadores Naturales.....	63
2.8.5.1 Relación iónica Cl^-/Na^+	63
2.8.5.2 Relación iónica Cl^-/Mg^+	64
2.8.5.3 Relación iónica Cl^-/Br^-	65
2.8.6 Caracterización Isotópica	68
2.8.6.1 Isótopos: evaporación y salinidad	68
2.8.6.2 Isótopos ^{18}O : Identificación de la zona plausible de recarga	72
2.8.6.3 Isótopos: Datación	79
2.8.7 Análisis piezométrico y circulación de flujo.....	82
2.8.8 Modelo Hidrogeoquímico	86
2.9 Modelo conceptual del sistema hidrogeológico y modelo genético- evolutivo de las salmueras	94
2.10 Conclusiones	96
CAPÍTULO 3.....	100
MODELO DE NIVELES EQUIVALENTES	100

3.1	Introducción	101
3.2	Objetivos	102
3.3	Metodología.....	102
3.4	Modelo conceptual.....	103
3.5	Código numérico	103
3.6	Discretización espacial y temporal.....	104
3.7	Condiciones iniciales	106
3.8	Condiciones de contorno.....	107
3.9	Parámetros hidráulicos del modelo.....	109
3.9.1	Conductividad hidráulica (k_x , k_y y k_z).....	109
3.9.2	Almacenamiento.....	112
3.10	Sondeos de investigación y extracción	112
3.11	Recarga.....	114
3.12	Calibración del modelo	116
3.13	Análisis de sensibilidad	118
3.14	Resultados.....	119
3.14.1	Discretización espacial	119
3.14.2	Calibración de los parámetros	119
3.14.3	Análisis de sensibilidad	126
3.14.3.1	Matriz del Jacobiano Natural.....	126
3.14.3.2	Matriz de correlación	138
3.14.3.3	Matriz de covarianzas	139
3.14.3.4	Autovalores y Autovectores	140
3.14.3.5	Incertidumbre	143
3.14.4	Balance hídrico de masas	145
3.15	Conclusiones.....	146
CAPÍTULO 4.....		147
MODELO DE FLUJO Y TRANSPORTE EN DENSIDAD VARIABLE.....		147
4.1.	Introducción	148
4.2.	Objetivos.....	149
4.3.	Etapas de la modelación en densidad variable.....	149
4.4.	Modelo conceptual	150
4.5.	Código numérico.....	151
4.6.	Coeficiente de compresibilidad del fluido (β)	152

4.7.	Representación de la cuenca	156
4.8.	Discretización espacial y temporal	158
4.9.	Condiciones iniciales	159
4.10.	Condiciones de contorno	160
4.11.	Sondeos de investigación y extracción	162
4.12.	Parámetros hidráulicos del modelo	164
4.12.1	Conductividad hidráulica (k_x , k_y y k_z)	164
4.12.2	Coeficiente de almacenamiento específico.....	166
4.12.3	Dispersión hidrodinámica	167
4.13	Recarga.....	167
4.14	Resultados.....	168
4.14.1	Calibración del modelo de flujo y transporte en régimen cuasi-estacionario	170
4.14.2	Calibración del modelo de flujo y transporte en régimen transitorio	172
4.14.3	Modelo de flujo y transporte en régimen cuasi-estacionario..	189
4.14.4	Modelo de flujo y transporte en régimen transitorio	193
4.15	Conclusiones	195
CAPÍTULO 5.....		198
CONCLUSIONES GENERALES Y LÍNEAS FUTURAS.....		198
GENERAL CONCLUSIONS AND FUTURE LINES.....		198
5.1	Caracterización del medio.....	199
5.2	Contraste numérico	200
5.3	Modelo de flujo de niveles equivalentes	201
5.4	Modelo hidrogeoquímico.....	201
5.5	Modelo numérico de flujo y transporte.....	201
5.6	Líneas futuras.....	202
5.7	Characterization.....	203
5.8	Numerical contrast	204
5.9	Equivalent levels flow model	205
5.10	Hydrochemical model.....	205
5.11	Numerical model flow and transport	205
5.12	Future lines	206
CAPÍTULO 6.....		208
REFERENCIAS		208

ANEXOS.....	220
-------------	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1 Cuenca de la laguna de Fuente de Piedra	3
Figura 1. 2 Esquema de los procesos que intervienen en la concentración de la salmuera	15
Figura 2. 1 Mapa Geológico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra	24
Figura 2. 2 Sitios de muestreo hidroquímico	32
Figura 2. 3 Sitios de muestreo de isótopos	33
Figura 2. 4 Datación por radiocarbono de aguas y salmueras	34
Figura 2. 5 Red sistemática de conductividad eléctrica, CE	41
Figura 2. 6 Restitución de la Densidad Relativa (ρ) a partir de la	
Conductividad Eléctrica (CE) en campo	42
Figura 2. 7 Ubicación de las PE y SEDT	43
Figura 2. 8 Tomografía eléctrica Lag 1	44
Figura 2. 9 Tomografía eléctrica Lag 2	45
Figura 2. 10 Tomografía eléctrica Lag 3	45
Figura 2. 11 Tomografía eléctrica Lag 4	46
Figura 2. 12 Tomografía eléctrica Pf 1 lg	47
Figura 2. 13 Tomografía eléctrica Pf 1 ct	48
Figura 2. 14 Tomografía eléctrica Pf 2 lg	48
Figura 2. 15 Tomografía eléctrica Pf 2 ct	49
Figura 2. 16 Tomografía eléctrica Pf 3	50
Figura 2. 17 Tomografía eléctrica Pf 4	50
Figura 2. 18 Tomografía eléctrica Pf 5	51
Figura 2. 19 Perfil eléctrico Pf 7	52
Figura 2. 20 Cortes geoelectrónicos de la interpretación de los SEDT medidos en el vaso de la laguna de Fuente de Piedra	53
Figura 2. 21 Cortes geoelectrónicos de la interpretación de los SEDT medidos en lugares dispersos de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra	56
Figura 2. 22 Ubicación de los nuevos sondeos de investigación	57
Figura 2. 23 Correlación de Perfil eléctrico Lag 1 con SEV y CE en sondeos de investigación	59
Figura 2. 24 Correlación de Perfil eléctrico Lag 2 con CE, SEV y SEDT	60
Figura 2. 25 Diagrama de Piper de las aguas y salmueras	61
Figura 2. 26 Diagrama Piper de las salmueras de la cuenca de la Laguna de Fuente de Piedra (TSD>50 g/l)	63
Figura 2. 27 Relación iónica Cl-Na	64
Figura 2. 28 Relación iónica Cl-Mg	65
Figura 2. 29 Relación iónica Log rCl-Log rBr	66
Figura 2. 30 Relación rCl-rCl/Br	68
Figura 2. 31 Relación ^{18}O - ^2H	69
Figura 2. 32 Relación ^{18}O - TSD (g/l)	72
Figura 2. 33 Identificación de zona plausible de recarga de los enclaves de salmuera	73

Figura 2. 34 Identificación de zona plausible de recarga del acuífero Mioceno	74
Figura 2. 35 Identificación de zona plausible de recarga de la matriz margo-yesífera.....	75
Figura 2. 36 Identificación de zona plausible de recarga en la sierra de Humilladero.....	77
Figura 2. 37 Identificación de zona plausible de recarga en la sierra de Mollina.....	78
Figura 2. 38 Perfiles de CE y ensayos de flujo en el acuífero miocuaternario. a. Sondeo UGR-1: Perfil de CE. b. Ensayos de flujo en sondeos emplazados en el sector La Coneja1: Perfil de CE. b. Ensayos de flujo en sondeos emplazados en el sector La Coneja	83
Figura 2. 39 Perfiles de CE de sondeos que alcanzan distintas salmueras del Complejo Caótico Subbético. a Sondeo en matriz margo-arcillosa-yesífera: IY-300. b. Sondeo en cuerpo de salmuera del sistema kárstico: B-VH. c. Sondeo en niveles profundos entorno de laguna: DSant.....	84
Figura 2. 40 Sondeos utilizados en el análisis piezométrico y circulación de flujo	84
Figura 2. 41 Hidrogramas de niveles equivalentes de agua dulce. a. Salmuera en niveles inferiores del CCS. b. Salmuera del entorno de la laguna	86
Figura 2. 42 Sondeos utilizados en la simulación hidrogeoquímica	87
Figura 2. 43 Relación Br – Cl.....	93
Figura 2. 44 Modelo conceptual del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra y modelo genético evolutivo de la salmuera. Sistema de flujo: acuífero superior (miocuaternario) + matriz margo-arcillosa-yesífera (CCS) + sistema kárstico (CCS). Génesis salmuera: proceso evaporativo + evolución hidrogeoquímica + factor litológico	95
Figura 3. 1 Discretización del dominio del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra.....	105
Figura 3. 2 Corte vertical del modelo en el cual muestran las cuatro capas del modelo numérico.....	105
Figura 3. 3 Condición inicial del modelo (Interpolación de los niveles piezométricos del mes de marzo de 2007)	106
Figura 3. 4 Condición de contorno de nivel prefijado, la que muestra un gradiente descendente de niveles hacia el sur de la cuenca.	107
Figura 3. 5 Condición de niveles asociados a la condición de dren, en la que se aprecian los distintos valores de conductancia hidráulica, en función de la naturaleza del dren.....	108
Figura 3. 6 Zonificación de la recarga (a) y de la evapotranspiración (b) en la cuenca.	108
Figura 3. 7 Distribución espacial del parámetro de conductividad hidráulica del modelo de la primera capa del modelo	110

Figura 3. 8 Distribución espacial del parámetro de conductividad hidráulica de la segunda y tercera capa del modelo	110
Figura 3. 9 Distribución espacial del parámetro de conductividad hidráulica de la cuarta capa del modelo.....	111
Figura 3. 10 Ubicación espacial de los pozos de observación	113
Figura 3. 11 Ubicación espacial de los pozos de extracción	114
Figura 3. 12 Distribución espacial de las diferentes zonas de recarga de la cuenca.....	115
Figura 3. 13 Niveles de piezometría observados vs. Niveles calculados...	121
Figura 3. 14 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 1).....	122
Figura 3. 15 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 2).....	123
Figura 3. 16 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 3).....	123
Figura 3. 17 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 4).....	124
Figura 3. 18 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 5).....	124
Figura 3. 19 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 2 y 3 (zonas 3 y 4)	125
Figura 3. 20 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 4 (zona 4).....	125
Figura 3. 21 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 1	127
Figura 3. 22 Incidencia del rendimiento específico en la zona 1	127
Figura 3. 23 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 2	128
Figura 3. 24 Incidencia del rendimiento específico en la zona 2	129
Figura 3. 25 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 3	130
Figura 3. 26 Incidencia del coeficiente de almacenamiento específico en la zona 3	130
Figura 3. 27 Incidencia del rendimiento específico en la zona 3	131
Figura 3. 28 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 4	132
Figura 3. 29 Incidencia del coeficiente de almacenamiento específico en la zona 4	132
Figura 3. 30 Incidencia del rendimiento específico en la zona 4	133
Figura 3. 31 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 5	134
Figura 3. 32 Incidencia del rendimiento específico en la zona 5	134
Figura 3. 33 Incidencia del parámetro de conductividad en la capa 2	135
Figura 3. 34 Incidencia del coeficiente de almacenamiento en la zona 3 ..	136
Figura 3. 35 Incidencia del parámetro de conductividad en la capa 3	137
Figura 3. 36 Incidencia del coeficiente de almacenamiento en la zona capa 3	137
Figura 3. 37 Diagrama de barras de autovalores del parámetro de conductividad	141

Figura 3. 38 Diagrama de barras de autovalores del coeficiente de almacenamiento.....	142
Figura 3. 39 Diagrama de barras de autovalores del rendimiento específico	143
Figura 3. 40 Diagrama de barras de que muestra la incertidumbre del parámetro de conductividad hidráulica.....	144
Figura 3. 41 Diagrama de barras de que muestra la incertidumbre del coeficiente de almacenamiento específico	144
Figura 3. 42 Diagrama de barras de que muestra la incertidumbre del rendimiento específico.....	145
Figura 3. 43 Balance de Hídrico del sistema de la Laguna de Fuente de Piedra.....	146
Figura 4. 1 Vista en planta de la cuenca representada mediante la sección circular.	156
Figura 4. 2 Vista al rotar la sección vertical en una ángulo de 282.6°, con el cual se representa la superficie de la cuenca	157
Figura 4. 3 Resultado de la simulación del modelo cuasi-estacionario sin perturbaciones en el tiempo, la cual se emplea como condición inicial del modelo transitorio. a) Problema de flujo, b) Problema de transporte.....	159
Figura 4. 4 Zonificación de los parámetros del modelo numérico y condiciones de contorno de flujo del modelo cuasi-estacionario	160
Figura 4. 5 Zonificación de los parámetros del modelo numérico y condiciones de contorno de transporte del modelo cuasi-estacionario.....	161
Figura 4. 6 Condiciones de contorno del modelo de flujo en estado transitorio	162
Figura 4. 7 Sondeos de investigación utilizados en la calibración de los modelos.....	163
Figura 4. 8 Ubicación de pozos de extracción en la cuenca para abastecimiento y producción agrícola	164
Figura 4. 9 Zonificación de los parámetros del modelo numérico.	166
Figura 4. 10 Representación de la recarga en la cuenca media y alta en el modelo con perturbaciones constantes.	168
Figura 4. 11 Calibración del problema de flujo de niveles piezométricos del periodo 1995/96-2007/08.....	171
Figura 4. 12 Calibración de la concentración en fracción másica del modelo cuasi-estacionario en densidad variable.	172
Figura 4. 13 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación exponencial.....	173
Figura 4. 14 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación lineal.....	174
Figura 4. 15 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación exponencial.....	175
Figura 4. 16 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación lineal.....	175

Figura 4. 17 Calibración de niveles de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación exponencial.	176
Figura 4. 18 Calibración de niveles de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación lineal.	176
Figura 4. 19 Calibración de niveles de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación exponencial.	177
Figura 4. 20 Calibración de niveles de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación lineal.	177
Figura 4. 21 Calibración de niveles de la salmuera de la matriz margo-yesífera (Iy300) con una aproximación exponencial.	179
Figura 4. 22 Calibración de niveles de la salmuera de la matriz margo-yesífera (Iy300) con una aproximación lineal.	179
Figura 4. 23 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (ER-LV), con una aproximación exponencial.	180
Figura 4. 24 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (ER-LV), con una aproximación lineal.	180
Figura 4. 25 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (Albi), con una aproximación exponencial.	181
Figura 4. 26 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (Albi), con una aproximación lineal.	181
Figura 4. 27 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación exponencial.	182
Figura 4. 28 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación lineal.	183
Figura 4. 29 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación exponencial.	183
Figura 4. 30 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación lineal.	184
Figura 4. 31 Calibración de la densidad relativa de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación exponencial.	184
Figura 4. 32 Calibración de la densidad relativa de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación lineal.	185
Figura 4. 33 Calibración de la densidad relativa de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación exponencial.	185
Figura 4. 34 Calibración de la densidad relativa de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación lineal.	186
Figura 4. 35 Calibración de la densidad relativa de la salmuera de la matriz margo yesífera al interior de la cuenca (Iy300) con una aproximación exponencial.	187
Figura 4. 36 Calibración de la densidad relativa de la salmuera de la matriz margo yesífera al interior de la cuenca (Iy300) con una aproximación lineal.	187
Figura 4. 37 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (ER-LV) con una aproximación exponencial.	188

Figura 4. 38 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (ER-LV) con una aproximación lineal.	188
Figura 4. 39 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (Albi) con una aproximación exponencial.	189
Figura 4. 40 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (Albi) con una aproximación lineal.	189
Figura 4. 41 Vectores de flujo en la matriz, sistema kárstico del CCS y Mioceno	190
Figura 4. 42 Circulación convectiva en el Mioceno bajo de la laguna.....	191
Figura 4. 43 Zona de transición entre agua dulce (Mioceno) y salmuera (matriz)	191
Figura 4. 44 Niveles calculados en régimen transitorio en densidad variable de las aguas y salmueras en la cuenca.	193
Figura 4. 45 Concentraciones en fracción másica, calculadas en régimen transitorio en densidad variable de las aguas y salmueras en la cuenca. .	194

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. 1 Operacionalización de la hipótesis	16
Tabla 2. 1 Características de construcción de los sondeos de investigación	58
Tabla 2. 2 Escenarios de simulación de salmuera con Phreeqc for Windows	91
Tabla 3. 1 Recarga que fue asignada al modelo.....	116
Tabla 3. 2 Valores calibrados de conductividad hidráulica y de almacenamiento de las zonas del modelo.....	120
Tabla 3. 3 Matriz de correlación para el parámetro de conductividad	138
Tabla 3. 4 Matriz de correlación para el coeficiente de almacenamiento específico	138
Tabla 3. 5 Matriz de correlación para el rendimiento específico.....	138
Tabla 3. 6 Matriz de covarianzas para el parámetro de conductividad	139
Tabla 3. 7 Matriz de covarianzas para el coeficiente de almacenamiento específico	139
Tabla 3. 8 Matriz de covarianzas para el rendimiento específico.....	140
Tabla 3. 9 Matriz de la norma de autovectores del parámetro de conductividad	140
Tabla 3. 10 Matriz de la norma de autovectores del coeficiente de almacenamiento.....	141
Tabla 3. 11 Matriz de la norma de autovectores del rendimiento específico	142
Tabla 4. 1 Valores del coeficiente de compresibilidad (β), exponencial y lineal, obtenidos mediante restitución del residuo seco (RS)	155
Tabla 4. 2 Parámetros calibrados de conductividad hidráulica (flujo) y dispersión hidrodinámica (transporte)	192

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Área de estudio

La laguna de Fuente de Piedra fue uno de los primeros humedales españoles incorporados al Convenio de Ramsar, siendo la mayor laguna salada de Europa y el segundo lugar más importante -después de la Camargue, Francia- de nidificación de flamencos en el Mediterráneo occidental. La laguna fue declarada Refugio Nacional de Caza en 1982, incrementándose su protección medioambiental en 1984 al ser considerada Reserva Integral, para, finalmente, establecerse en 1989 la Reserva Natural de la laguna de Fuente de Piedra y ser incorporada al Inventario de Zonas Protegidas de Andalucía.

La laguna de Fuente de Piedra con una superficie de 13.5 Km² posee una cuenca endorreica con una superficie de 150 Km², aproximadamente. Se sitúa en el norte de la provincia de Málaga, en la divisoria hidrográfica entre las cuencas de los ríos Guadalquivir y Guadalhorce, vertientes atlántica y mediterránea respectivamente (Fig. 1.1). La Sierra de Mollina (798 m) define la divisoria de aguas con la cuenca del río Guadalquivir y la Sierra de Humilladero (680 m) con la del río Guadalhorce (Heredia et al., 2009).

Los recursos hídricos de la cuenca se estiman en aproximadamente 20 a 24 hm³/a, de los cuales 6 hm³/a corresponden a la precipitación directa sobre la laguna (Linares, 1990; IGME, 1998). En el período 1995-2008 los valores medios anuales de precipitación, evapotranspiración potencial (Thornthwaite) y evaporación a lámina libre en la laguna fueron 467 mm, 830 mm and 1467 mm, respectivamente (IGME, 2009). La evaporación a lámina libre se calculó a partir de un tanque evaporímetro Clase A y aplicando las

correcciones por densidad de la salmuera de la laguna. Las lluvias son estacionales y se concentran entre los meses de noviembre y febrero.

Figura 1. 1 Cuenca de la laguna de Fuente de Piedra

El régimen hídrico de la red de drenaje superficial y el de la laguna es de carácter marcadamente estacional. La laguna permanece seca durante época de estiaje, con la excepción del período húmedo de 1954 a 1972 y de ciertos años húmedos.

La demanda hídrica para abastecimiento urbano atiende las necesidades de las poblaciones de Humilladero, Los Carbajales y Fuente de Piedra, en la cuenca de la laguna y de Molina, en la cuenca del río Guadalhorce. La demanda conjunta es $2.4 \text{ hm}^3/\text{a}$, aproximadamente. La demanda no urbana, la cual corresponde en mayor volumen es a uso agrícola, es de $9.409 \text{ hm}^3/\text{a}$.

1.2. Estado del arte

1.2.1. Estado del arte de la laguna de Fuente de Piedra

En la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra se han llevado a cabo desde hace más de 30 años proyectos de investigación y Tesis Doctorales, muchos de los cuales se realizaron en el marco del Instituto Geológico y Minero de España. En breve reseña se listan los siguientes:

- Estudio hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra. Fue el primer estudio integral y específico del sistema y sentó las bases para posteriores estudios y Tesis Doctorales, (IGME, 1984).
- Estudio geoelectrico de la laguna de Fuente de Piedra, en el que se realizó una campaña de sondeos eléctricos verticales -SEV- distribuido en varios perfiles alrededor de la laguna, (IGME, 1985).
- Hidrogeología de la laguna de Fuente de Piedra. Esta Tesis doctoral abordó el conjunto del sistema hidrogeológico de la cuenca de la laguna (Linares, 1990).
- Mineralogía de los sedimentos de la laguna de Fuente de Piedra (provincia de Málaga), (Rodríguez-Jimenez, et al., 1993). Trabajo orientado para determinar los minerales y variaciones de estos en los sedimentos de la laguna.
- La zona de transición agua dulce-salmuera bajo el borde norte de la laguna salada de Fuente de Piedra (Málaga) (Benavente, et al., 1993). Este estudio estableció la existencia de una zona

de transición agua dulce-salmuera, así como un reflujo ascendente de salmuera bajo esta zona de transición.

- Estudio hidrogeológico e hidroquímico de los sistemas lagunares de norte de la provincia de Málaga (Almécija, 1997). Esta Tesis doctoral entre los sistemas estudiados trató los aspectos climáticos, hidrológicos e hidroquímicos de la laguna de Fuente de Piedra.
- Contribución hidrogeológica y limnológica a la caracterización ambiental de zonas húmedas de Andalucía oriental (Rodríguez, 2002). Esta Tesis doctoral realizó una caracterización hidroquímica y limnológica de las zonas palustres con el objetivo de establecer los procesos físicos y químicos que determinan el funcionamiento de estos ambientes.
- Aguas subterráneas salinas en el entorno de la laguna de Fuente de Piedra: revisión, interrogantes y datos experimentales (Benavente, et al., 2003). Estudio que confirma la zona de transición en el borde norte de la laguna, y el incremento de la conductividad en profundidad en el borde sureste de la laguna, indicando que puede estar relacionado con flujos salinos que descargan en ese sector.
- Desarrollo de una herramienta numérica de análisis y contraste de las descargas de las aguas subterráneas a los humedales para la aplicación en la modelización (Heredia et al., 2004). Los objetivos de este proyecto eran ampliar el conocimiento del medio físico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra, para lo que prestó un mayor interés en la alta variabilidad de la densidad del flujo del sistema, su influencia en el patrón del flujo y el balance hídrico de la cuenca. En este proyecto se

planteó que este sistema hidrogeológico podría ser parte un sistema regional y si bien se propuso un nuevo modelo conceptual, este no tenía un marco regional.

- *Interaction between salt lake and groundwater- A hydrochemical, isotopegeochemical and sedimentological study in Fuente de Piedra, Spain* (Menz & Fenk, 2004). Esta Tesis de diplomatura de la Freie Universität Berlín se centró en el estudio de los sedimentos lagunares en el entorno de la laguna, en particular en la zona no saturada.
- *Characterising flow regime and interrelation between surface-water and ground-water in the Fuente de Piedra salt lake basin by means of stable isotopes, hydrogeochemical and hydraulic data* (Kohfahl et al., 2008). Artículo en el que se propone un modelo conceptual, el cual sostiene que la variedad de salmueras se debe a los diferentes espesores de evaporitas lacustres en el borde norte de la laguna por la disolución de sales del Triásico.
- Caracterización hidrogeológica y modelación numérica de un sistema de flujo con densidad variable: Sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra-Málaga (Heredia et al., 2009). Este trabajo amplió el conocimiento y una mejor comprensión del medio físico, caracterizando tanto aguas como salmueras que están presentes en la cuenca. En el mismo se hace una revisión de todos los modelos hidrogeológicos propuestos en los marcos de las distintas conceptualizaciones geológicas, para finalmente proponer un nuevo modelo conceptual del sistema hidrogeológico coherente con la geología y de escala regional. Este nuevo modelo conceptual permitió definir un nuevo modelo genético-evolutivo de las salmueras del sistema.

1.2.2. Estado del arte metodológico

Las lagunas saladas se originan en cuencas endorreicas, donde la evaporación es mayor que la precipitación, situación que es característica de climas áridos o semiáridos. En este escenario el balance hídrico es negativo, produciéndose la descarga de agua del sistema por evaporación a través de la franja capilar superficial con la consiguiente acumulación de sales (Rosen, 1994; Langbein, 1961; Eugster, 1980). La clasificación hídrica de este tipo de cuencas depende de si el nivel freático recarga (varía estacionalmente, siendo menor al piso de la playa) o descarga (coincide con el piso de la playa) a la playa de la cuenca (Yechieli and Wood, 2002, Rosen, 1994).

El clima y la topografía tienen una participación relevante en la dinámica del flujo de las cuencas endorreicas, dando lugar al proceso conocido como *free convective flow* el cual se forma por debajo de los lagos salados pudiendo alcanzar el sustrato de la cuenca (Fan et al., 1997). Este proceso, donde la topografía es muy relevante fue modelado numéricamente por Duffy and Al-Hassan (1988).

Por otro lado, otro factor que contribuye a la ocurrencia del proceso de *free convective flow* es la concentración evaporativa en la superficie de estos lagos (Wooding et al., 1997 a y b, Simmons et al., 1999). Este proceso es un efectivo mecanismo para transporte de soluto y mezcla (Nield et al., 2008) si se compara solamente con la difusión propuesta por Langbein (1961).

La diferencia en la proporción de las masas de un mismo elemento con diferentes isótopos estables como el oxígeno (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O) y el hidrógeno (^1H y ^2H) permiten el fraccionamiento isotópico, el cual es producto de los cambios de fase durante el ciclo hidrológico. La

molécula de agua a lo largo del ciclo hidrológico experimenta cambios de estado como es el caso de la evaporación y la condensación. Durante la evaporación, los isótopos más livianos (^1H y ^{16}O) pasan a vapor de agua, mientras que los más pesados ^2H y ^{18}O permanecerían en estado líquido, previo a la precipitación, lo que al condensarse este vapor de agua, estará enriquecido de isótopos pesados respecto al vapor de agua original. El contenido de ^{18}O y ^2H en el agua, se expresa como la desviación **en tanto por mil (δ , ‰)** respecto al contenido del patrón VSMOW-SLAP.

El hidrógeno posee un isótopo radioactivo ^3H , que es muy utilizado para la datación de aguas. Este isótopo tiene un proceso de fraccionamiento mayor que el ^2H debido a que posee mayor masa por lo que presenta un comportamiento distinto en el ciclo hidrológico. El ^3H tiene una vida media de 12.43 años. Su contenido se expresa en unidades de tritio (UT), que se define a razón de un 1 átomo de ^3H por 10^{18} átomos de hidrógeno. Se forma naturalmente en la alta atmósfera por acción de rayos cósmicos. De manera artificial, puede producirse por activación de los isótopos estables de hidrógeno en los sistemas de refrigeración primaria de los reactores nucleares.

Antes de los ensayos termonucleares que se realizaron en la década de los 50, los niveles de tritio en la precipitación no sobrepasaban el rango de 5 UT y 10 UT. Posteriormente a estas pruebas nucleares el contenido de ^3H alcanzó los 10000 UT. El ^3H es usado para datación de aguas relativamente jóvenes, es decir las que se hayan infiltrado recientemente posterior a los ensayos termonucleares.

El isótopo radioactivo ^{14}C del Carbono y los estables ^{12}C y ^{13}C permiten datar los diferentes tipos de agua encontrándose en tres tipos isótopos. El ^{14}C el que tiene una vida media de 5730 años. La velocidad de desintegración del isótopo inestable ^{14}C permite esta

datación. Este se forma en la atmósfera por acción de rayos cósmicos, incorporándose al CO_2 por oxidación o intercambio con isótopos estables de Carbono, pasando a formar parte de la atmósfera e hidrósfera y encontrándose en equilibrio. Los isótopos estables de Carbono ^{12}C - ^{13}C y sus relaciones permiten una mayor precisión en la datación mediante la medida de CO_2 purificado producto de la combustión de materia orgánica con CuO y papel plata respecto a la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. La relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ es expresada en **tanto por mil (δ , 0/00) desde el estándar *Pee Dee Belemnite* (PDB)** (Kendall and McDonnel, 2003).

Modelos geoquímicos de la evolución de salmueras en cuencas endorreicas denominados *geochemical divides*, establecen que la adquisición de solutos se debe a la precipitación de lluvia, a la variación en la composición del agua debido a la precipitación temprana de carbonatos y yesos, salmueras concentradas debido a la disolución de minerales evaporíticos solubles y a la diagénesis entre sedimentos y salmueras ocluidas (Hardie and Eugster, 1970; Hardie et al., 1978).

La precipitación de minerales evaporíticos es controlado por la solubilidad de cada mineral. En tanto que, la precipitación en una salmuera depende del grado de saturación producto de la evaporación de sales, manteniéndose en equilibrio iónico si la cantidad de concentración del producto de la solución del par de iones del mineral se iguala a la concentración iónica del mineral, mientras que si no lo está, el ion menos abundante en el par iónico puede decrecer con respecto al otro ion (Hardie and Eugster, 1970).

Los modelos hidrogeoquímicos predicen la composición y las diferentes reacciones fisicoquímicas producto de la actividad iónica y termodinámica ocasionado por la iteración agua-roca. Estos modelos

se basan en estimar la variación de los coeficientes de actividad de iones por medio de la fuerza iónica, temperatura y composición, a través de modelos de par iónico o iteración específica, siendo el más utilizado el primero aunque con la limitación de que la fuerza iónica sea menor a 1 m. En coeficientes de actividad con una fuerza iónica por encima a 1 m., se aplica el modelo de Pitzer (1991), el cual fue realizado para estimar la especiación que producen los iones del agua de mar. Campbell et al. (1993) desarrollaron un modelo en base a las ecuaciones del modelo de Pitzer para un mayor rango de sales de mar para temperaturas entre 0° y 50° C y fuerzas iónicas entre 1 y 2 m.

El uso trazadores naturales permite por medio de los valores que estos alcancen en distintos puntos de sistemas hidrogeológicos definir un posible patrón de circulación que podrían seguir los flujos subterráneos.

El comportamiento conservativo de los iones Cl^- y Br^- disueltos a bajas temperaturas, permite investigar el origen de salmueras por medio de las diferencias en la relación Cl/Br . Así, se discriminan entre las que deben su origen a la evaporación de agua de mar y aquellas que se han desarrollado por disolución de minerales evaporíticos en el subsuelo (Rittenhouse, 1967; Carpenter 1978).

Los procesos de dilución, evaporación y mezcla pueden alterar a las concentraciones absolutas de estos iones, sin embargo no altera la relación Cl/Br . Aunque los iones de Cl^- y Br^- generalmente son conservativos, esta propiedad puede ser alterada por el aumento considerable de la temperatura como en procesos de extrema evaporación, así como en sistemas hidrotermales, en los cuales los iones de Cl^- y Br^- producirían minerales (Martin, 1999).

Durante la precipitación de halita la relación Cl/Br disminuye, mientras que en proceso de disolución de halita esta relación aumenta (Stueber y Walter, 1991; Carpenter, 1978). Los compuestos del ion Br^- son aún más solubles que los del ion Cl^- , obteniendo primeramente precipitación de halita durante la evaporación con lo que resulta una salmuera enriquecida en Br^- (Davis et al., 1998).

La relación Cl/Br por la influencia del mar siguiendo patrones de precipitación por lluvia disminuye gradualmente hacia el interior, excepto en fuentes naturales de Cl^- , principalmente de halita donde la relación aumenta (Alcalá y Custodio, 2008).

Los modelos matemáticos de sistemas hidrogeológicos en condiciones de densidad variable son altamente complejos, en ellos las propiedades de densidad y viscosidad varían en el tiempo y en el espacio debido a los cambios de salinidad, presión y temperatura.

Se debe mencionar, que en la mayoría de los estudios hidrogeológicos se considera usualmente a la densidad del fluido constante, por lo que el movimiento del flujo subterráneo se debe exclusivamente a la diferencia de presiones hidrostáticas.

La intrusión marina es un proceso que se desarrolla en acuíferos de zonas costeras, donde la mayor demanda del recurso hídrico se da principalmente en la temporada de verano coincidiendo con el estiaje, dando como resultado el avance de la cuña salina hacia el interior de la costa.

Históricamente, los trabajos de intrusión marina consideraban que la zona de transición era despreciable debido al poco espesor de esta zona de transición y se la consideraba como interfaz neta o de densidad constante (Jacobs y Schmorak, 1960, Schmorak, 1967).

Trabajos realizados por Cooper, 1959, indicaron que el espesor de la zona de transición era considerable y debía ser tratado con densidad variable.

La densidad variable no es exclusiva de zonas costeras, en cuencas sedimentarias, el flujo subterráneo no solo es gobernado por la topografía, sino que intervienen otros factores tales como las formaciones geológicas y la variabilidad de la densidad de los flujos que circularan en ella (Gupta y Bair, 1997).

En la conceptualización del modelo, no considerar la variabilidad de la densidad puede afectar a la estimación de la penetración de la recarga, así como los tiempos de residencia (Ophori, 1997, 1998a y b). Debajo del lecho de la laguna se producen flujos convectivos por la diferencia de densidades en la que un fluido denso está por encima de otro con una densidad menor produciendo *fingerings* (Johannsen, 2006; Wooding et al., 1997).

Los modelos de densidad variable resuelven con mejor aproximación los problemas donde está presente un gradiente considerable de densidad, sin embargo presentan limitaciones debido a que son sumamente complejos (Oude Essink y Boekelman, 1998). La representación numérica en problemas de flujo en condiciones de densidad variable, se puede abordar a partir de dos aproximaciones, i) considerar a todo el sistema como un fluido único equivalente que usualmente es agua dulce, o, ii) representar de forma discriminada las distintas densidades del sistema de flujo.

Modelos numéricos con densidades equivalentes utilizan un único fluido de referencia, para conseguir que el fluido sea el mismo en todo el dominio. Usualmente el fluido equivalente utilizado es agua dulce (Kelly et al., 1988). Este tipo de modelos se suelen realizar en

una etapa previa al desarrollo de un modelo de densidad variable y con ellos se suelen pre-analizar aspectos que podrían resultar problemáticos en las etapas siguientes del proceso de modelación.

Los modelos de densidad variable consideran al agua dulce y al agua salada como un único fluido -miscible- con concentraciones distintas del total de sólidos disueltos en diferentes puntos en el dominio del modelo, representando una simulación más apegada a la realidad, también necesitan una serie de requerimientos y restricciones debido a la inestabilidad numérica que podrían presentar. El problema de transporte presenta complejidad en la calibración, aún en condiciones de densidad constante, debido al acoplamiento -problema no lineal- en la zona de transición o de mezcla.

1.3. Planteamiento del problema

Históricamente en los sistemas de hidrología subterránea, la densidad del agua se la consideraba constante en todo el dominio, con lo que el flujo subterráneo era dominado exclusivamente por diferencias de presiones hidrostáticas.

Sin embargo, en ciertos tipos de sistemas de flujo subterráneo, la densidad varía tanto en tiempo como en espacio, con lo que este flujo no está dominado exclusivamente por el gradiente hidráulico, sino que, existen otros factores que intervienen como el gradiente de concentración de solutos y gradiente de temperatura (Marsily, 1983).

En los acuíferos costeros en los cuales la intrusión salina está presente, la densidad del agua del acuífero aumenta debido a que la zona de transición agua dulce-agua de mar avanza hacia el continente por la sobreexplotación de agua dulce, consiguiendo con

esto, disminuir la calidad del agua por contaminación proveniente del agua de mar.

En las lagunas saladas que se dan en cuencas endorreicas en climas áridos a semiáridos en el interior del continente, la concentración evaporativa y la disolución de formaciones geológicas, son los principales procesos por los que estos sistemas hidrogeológicos poseen alta concentración en sus flujos (Langbein, 1961, Eugster, 1980).

La modelización numérica de flujos subterráneos salinos con densidad variable, ha sido ampliamente desarrollada en los problemas de intrusión marina en los que se tiene como referencia las características del agua de mar, la cual posee una densidad de aproximadamente 1.025 g/cm^3 .

En sistemas hipersalinos en los que la densidad es extremadamente variable y en los cuales las concentraciones están muy por encima de las del agua de mar, los problemas numéricos que se presentan son extremadamente complejos, con el agravante que no existe suficiente información relacionada con casos de concentraciones elevadas, por lo que generalmente se toman datos que han sido tabulados para los problemas de intrusión marina.

En los sistemas hipersalinos, se debe tener un amplio conocimiento temporal y espacial del medio físico, piezometría, parámetros hidrogeológicos como permeabilidad, porosidad, salinidad, dispersión hidrodinámica, entre otros. Las incertidumbres (físicas y numéricas), debidas en algunos casos a la falta de datos, la no correcta discretización e interpolación, se refleja en el grado de resolución y fiabilidad del resultado (Heredia y Murillo, 2007).

En el caso de estudio, la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra, presenta un sistema hidrogeológico hipersalino con salmueras que alcanzan densidades de hasta 1.102 g/cm^3 . La concentración de solutos que presentan, se debe a tres factores, primero a la concentración evaporativa, segundo a la disolución de formaciones de materiales evaporíticos y tercero por un factor litológico que sería la presencia de un sistema kárstico profundo, el cual es de escala regional, con ello esta cuenca perdería su endorreísmo, al recibir aportes externos a la cuenca, Figura 1.2 (Heredia, et al 2009).

Figura 1. 2 Esquema de los procesos que intervienen en la concentración de la salmuera

¿Es posible explicar, mediante la simulación numérica de flujo y transporte del sistema hidrogeológico con variación extrema de la densidad, que las salmueras que se dan en cuencas cerradas no son exclusivamente por concentración evaporativa y disolución de materiales evaporíticos, sino que intervienen otros factores como el litológico?

1.4. Hipótesis

La simulación numérica de flujo y transporte en sistemas hidrogeológicos, es una herramienta potente para modelizar sistemas de flujo con variabilidad extrema de la densidad en cuencas cerradas que reciben otros aportes externos a esta, con lo que se lo vincularía a un sistema kárstico profundo, permitiendo explicar numéricamente las trayectorias de los sistemas de flujos en la cuenca.

En la tabla 1.1 se muestra la implementación de las hipótesis, las variables junto con los lineamientos de indicadores.

Tabla 1. 1 Operacionalización de la hipótesis

HIPÓTESIS	VARIABLES	LINEAMIENTOS DE INDICADORES
La simulación numérica de flujo y transporte en sistemas hidrogeológicos, es una herramienta potente para modelizar sistemas de flujo con variabilidad extrema de la densidad en cuencas cerradas que reciben otros aportes externos a esta, con lo que se lo vincularía a un sistema kárstico profundo, permitiendo explicar numéricamente las trayectorias de los sistemas de flujos en la cuenca.	X: Simulación numérica	X ₁ : Discretización espacial y temporal adecuada sin inestabilidad numérica. X ₂ : Establecer que el código utilizado es el adecuado. X ₃ : Formación de digitaciones numéricas por densidad debajo de la laguna (<i>fingers</i>). X ₄ : Representación adecuada de los parámetros del modelo.
	Y: Salinidad extrema en cuenca cerrada	Y ₁ : Balance hídrico coherente en este tipo de cuencas. Y ₂ : Evaporación mayor que la precipitación. Y ₃ : Celda convectiva que se forma por concentración evaporativa en la superficie de lagos. Y ₄ : Identificación de portes externos por técnicas de investigación.

1.5. Objetivos

El objetivo general de esta Tesis es desarrollar un modelo numérico de densidad variable, que represente la salinidad extrema y la alta variabilidad de las densidades de los flujos que circulan en la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra.

Este modelo pretende contrastar la hipótesis que la salinidad de las salmueras en la cuenca y, en particular, en la laguna no se originan exclusivamente por la concentración evaporativa, sino que también recibe otros aportes con lo que este sistema hidrogeológico local estaría vinculado con un sistema kárstico profundo de carácter regional.

Para conseguir el objetivo general se han planteado una serie de objetivos específicos, que se describen a continuación:

1. Caracterizar en la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra al medio físico y a las aguas y salmueras por técnicas hidroquímicas e isotópicas
2. Contrastar numéricamente un modelo hidrogeológico conceptual consistente y coherente con el modelo geológico y con un modelo genético-evolutivo de la salmuera plausible.
3. Realizar un modelo numérico de flujo de niveles equivalentes como una primera aproximación para el modelo de densidad variable.
4. Realizar un modelo hidrogeoquímico de las salmueras de la cuenca para simular su génesis y evolución.
5. Realizar un modelo numérico de flujo y transporte en condiciones de densidad variable.

1.6. Descripción de la metodología general

La metodología utilizada para cumplir con los objetivos propuestos en la presente Tesis, se desarrolló con la finalidad de alcanzar un mejor

conocimiento del comportamiento de los flujos hipersalinos que circulan en esta cuenca endorreica.

Las actividades de investigación en esta Tesis están directamente relacionadas con los capítulos que conforman el cuerpo de este documento y se describen a continuación:

1.6.1. Caracterización del medio

Se realizó una revisión de los estudios realizados en el marco regional y en la cuenca sobre: geología, hidrogeología e hidrogeoquímica, hidroclimatología y gestión hídrica. Igualmente se revisaron los modelos conceptuales propuestos del sistema hidrogeológico y los modelos genético-evolutivos de la salmuera de la laguna (Heredia et al., 2009). Esta labor de revisión estuvo orientada al posterior desarrollo de la modelación hidrogeoquímica, así como también del modelo numérico de densidad variable que es el objetivo principal de esta Tesis.

Modelo hidrogeoquímico

La plausibilidad del modelo conceptual genético-evolutivo de las salmueras propuesto por (Heredia, et al (2009) se contrastó mediante el desarrollo de un modelo hidrogeoquímico. La modelación hidrogeoquímica consistió en representar con el código Phreeqc v.2.0 (Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999), los distintos procesos (evaporación, mezcla, dilución y reacción) la génesis y evolución de las salmueras en la cuenca, para lo cual se realizaron las siguientes actividades:

- Caracterización química de las distintas aguas y salmueras.
- Caracterización isotópica de las aguas y salmueras.

- Caracterización física del suelo.
- Analizar las relaciones iónicas Cl^-/Na^+ , $\text{Cl}^-/\text{Mg}^{++}$, Cl^-/Br^-)

1.6.2. Modelo de flujo en niveles equivalentes

Esta actividad corresponde al desarrollo de un modelo numérico de flujo en régimen transitorio considerando los niveles equivalentes en el sistema basado en el modelo conceptual propuesto.

El modelo se desarrolló con el paquete informático de uso en hidrogeología Visual MODFLOW 4.2 (Waterloo Hydrogeologic, 2001; Waterloo Hydrogeologic, 2005), éste es un pre y pos procesador del difundido código MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988; Harbaugh et al., 2000; Harbaugh, 2005). Este modelo consistió en tratar la carga piezométrica del flujo circulante en el sistema que es función de su densidad, como niveles equivalentes de un fluido de referencia, en este caso el agua dulce. Este modelo fue una primera aproximación en la identificación de los parámetros utilizados para el modelo de densidad variable.

En el desarrollo de este modelo transitorio de flujo se realizaron las siguientes actividades:

- Zonificación de las zonas de recarga
- Estimación de la recarga.
- Análisis y calibración de los parámetros del modelo.

1.6.3. Modelo de flujo y transporte de densidad variable

En esta actividad se desarrolla del modelo de flujo y transporte de densidad variable en la cuenca de Fuente de Piedra, que es el objetivo principal de esta Tesis, utilizando el código Visual Transin 4.0

(UPC, 2003) para el modelo en densidad constante y el código Transdens (Hidalgo et al., 2004) para el modelo en densidad variable.

Este modelo se realizó considerando las siguientes actividades:

- Modelo de flujo en densidad constante.
- Modelo transitorio de flujo y transporte en densidad variable con perturbaciones constantes.
- Modelo transitorio de flujo y transporte en densidad variable con perturbaciones variables.

-

CAPÍTULO 2

CARACTERIZACIÓN DEL MEDIO

2.1 Introducción

En este capítulo se presenta una síntesis de la información geológica e hidrogeológica, así como una serie de estudios geofísicos, hidrodinámicos, hidroquímicos y de isótopos que en su conjunto, han caracterizado el medio físico. Los trabajos que se describen llevaron a proponer un nuevo modelo conceptual del sistema hidrogeológico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra (Heredia et al. 2009). Este modelo será objeto de contraste numérico en esta Tesis.

El conocimiento del sistema hidrogeológico de la cuenca, ha ido evolucionando con el tiempo, con el aporte de estudios en unos casos integrales y en otros específicos, orientados a una determinada línea de investigación, así como, el desarrollo de Tesis Doctorales.

El Complejo Caótico Subbético, CCS, es un olistostroma constituido por una matriz de margas, yesos y sales, originados de la resedimentación de materiales del Triásico y olistolitos Jurásicos de tamaño variado. La poca información sobre el CCS y sus materiales llevó a suponer válido para la cuenca de Fuente de Piedra el modelo **“clásico” de cuencas endorreicas en climas áridos-semiáridos**, en el cual las salmueras resultan exclusivamente de la concentración evaporativa que se desarrolla en el lecho de la laguna.

Sin embargo, mediante estudios geoeléctricos que se ejecutaron para la caracterización geológica, se detectaron cuerpos profundos de muy baja resistividad en la cuenca media y alta, alejados de la zona de la laguna. Los resultados de los trabajos geofísicos, fueron validados con la construcción de sondeos de investigación en unos casos mayores a 100 m de profundidad, interceptando cuerpos de salmuera.

Estudios hidroquímicos e isótopos han sido necesarios para caracterizar los diferentes tipos de aguas y salmueras presentes en la cuenca y establecer si se encuentran relacionadas entre sí, así como, determinar la datación de las mismas. Igualmente, ha sido necesario, el monitoreo de la distribución espacial y la evolución temporal de la salinidad mediante una red de control sistemática de CE en los sondeos de investigación para establecer la posición de la interface agua dulce/agua salada en la cuña de intrusión en el entorno de la laguna, mientras que en el resto de la cuenca, se monitoreó para conocer la evolución temporal de los cuerpos de salmuera. Se ejecutaron pruebas hidráulicas para establecer la circulación de flujo en sectores determinados de la cuenca. En cuanto al análisis piezométrico en la cuenca se trabajó tanto con niveles físicos como equivalentes, debido a la alta variabilidad de la densidad del flujo.

2.2 Objetivos

- Caracterizar el sistema hidrogeológico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra mediante técnicas geofísicas, hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas.
- Contrastar el modelo genético-evolutivo de las salmueras y aguas asociado al modelo conceptual del sistema hidrogeológico de la cuenca que vincula a esta con un sistema kárstico regional.
- Contribuir al conocimiento acerca del CCS, sobre los materiales que lo conforman y su influencia hidrogeológica en los sistemas lagunares de la región.

2.3 Marco geológico

La cuenca de la laguna de Fuente de Piedra se encuentra emplazada en las zonas externas de la Cordillera Bética, en el denominado Complejo Caótico Subbético (CCS). Éste está conformado por rocas sedimentarias de origen subbético y su edad está comprendida entre el Triás y el Mioceno inferior (Fig. 2.1). Se caracteriza por presentar una estructura interna muy compleja y deformada, afectada por procesos de intensa y larga aloctonía, que han deslizado por procesos gravitatorios perdiendo su coherencia interna, transformándose en un conjunto de masas caóticas brechificadas (Vera et al., 2004). Estas masas deslizadas también se conocen como Complejo Olistostrómico Subbético (Pérez López et al., 1994) y Unidad Olistostrómica (Roldán, 1995).

Figura 2. 1 Mapa Geológico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra

2.4 Estratigrafía

2.4.1 Complejo Caótico Subbético

Este complejo ha sido definido con diferentes características en la cordillera Bética, como lo resume Rodríguez-Fernández et al. (2013).

Este complejo megabréchico, compuesto por sedimentos de diferentes edades, es el producto de la resedimentación en el mioceno de series subbéticas que se trasladaron mediante procesos gravitatorios de alta densidad, mezclados con depósitos de sedimentación autóctonos.

La matriz de este olistostroma está formada, fundamentalmente, por arcillas, margas, yesos y sales, producto de la resedimentación de materiales asociados al Triásico superior y olistolitos o bloques, de naturaleza y tamaño muy variado, desde centimétrico a kilométrico (Vera et al., 2004). Los olistolitos, están formados por materiales triásicos no desestructurados (dolomías negras, arcillas, yesos y sales), y por calizas y dolomías brechificadas del Jurásico, (Lías inferior y medio). Poseen un espesor medio aproximado de 200 m y máximos de hasta 500 m (sierras de Molina y Humilladero). Asimismo, en esta zona se han cartografiado otros bloques asignados al Cretácico, formados por margas y margocalizas blancas que pasan hacia techo a margocalizas y margas de tonos rosados. Los olistolitos paleógenos están constituidos por margas y margocalizas blancas con escaso interés hidrogeológico.

La edad asignada al Complejo Caótico Subbético se haya comprendida entre el Burdigaliense superior y el Tortoniense inferior (García Cortés et al., 1991, Sanz de Galdeano et al., 1992).

Dentro de los límites de esta cuenca endorreica se ha localizado, mediante sondeos, a unos 50 m de profundidad por debajo de la laguna, un nivel de acumulación de materiales yesífero-salinos. Este nivel puede corresponder a una concentración sedimentaria de este tipo de litologías o al sustrato autóctono o para-autóctono, del CCS (Heredia et al., 2009).

2.4.2 Mioceno

Esta unidad aflora ampliamente en la cuenca de Fuente de Piedra, fundamentalmente en el sector septentrional de la misma. Está constituida por una serie de calcarenitas bioclásticas, arenas y margas, con intercalaciones de niveles de conglomerados.

Su sedimentación se ha realizado discordantemente sobre el Complejo Caótico Subbético soterrando un importante paleorelieve, en algunas zonas muy abrupto. Este factor y su ambiente de sedimentación han condicionado la existencia de grandes variaciones locales de espesor, que puede alcanzar el centenar de metros, y el predominio local de ciertas facies litológicas.

2.4.3 Cuaternario

Los depósitos heterogéneos del Cuaternario que afloran en la cuenca presentan una litología muy variada en el espacio y no muy potente. Pueden agruparse, según sus características hidrogeológicas, en varios conjuntos morfológicos: depósitos de laderas, sistemas aluviales, depósitos endorreicos y lagunares, travertinos, depósitos aluviales y costras.

2.5 Tectónica

La tectónica de la región, está condicionada por la distribución y acumulación sedimentaria de los materiales yesífero-salinos del CCS, cuyos tipos estructurales dominantes se centran en procesos de desplazamientos tectónicos, deformaciones por transformación de yeso-anhidrita, disolución de materiales evaporíticos y movimientos halocinéticos.

Pérez-López y Pérez-Valera (2003) señalan que la presencia de bloques del Jurásico, Cretácico o Terciario podría deberse al arrastre de los materiales diapíricos en su ascenso, o al deslizamiento de algunos bloques procedentes de los mantos. Los procesos halocinéticos debieron de ocurrir antes, durante y después de los movimientos orogénicos alpinos, provocando que las facies olistostrómicas se mezclen con facies de origen diapírico.

En el CCS no se observan direcciones estructurales dominantes, aunque los humedales existentes en esta zona se orientan, preferentemente, en direcciones N-30°-E, coincidente con la dirección preferencial de karstificación (Durán y Molino, 1986).

Los depósitos del Mioceno superior aflorantes en esta cuenca endorreica, se disponen prácticamente horizontales o con suaves buzamientos y discordantes sobre los sedimentos del CCS. Se encuentran afectados por un sistema de fracturas que pueden asociarse a movimientos diapíricos recientes.

2.6 Hidrogeología

La cuenca de la laguna de Fuente de Piedra, posee un sistema hidrogeológico complejo, debido a que los flujos que circulan por ella

presentan una variabilidad extrema de la densidad. Esta variabilidad, lleva a que su sistema hidrogeológico (agua dulce-salmuera) sea muy complejo, con TSD que varían entre los 319 mg/l en las aguas de los bloques calizos, a 332000 mg/l en la salmuera profunda del sistema hipersalino del CCS.

En la cuenca se identifican dos sistemas de flujo subterráneo:

- Un sistema superior, conformado por un acuífero libre que se desarrolla en los depósitos Cuaternarios y del Mioceno, permeable por porosidad y permeabilidad intergranular. La potencia de este acuífero alcanza los 100 m en algunos depocentros (acuífero miocuaternalio) y su extensión se circunscribe a la cuenca superficial de la laguna, aproximadamente. Este sistema lo conforman también los olistolitos fisurados del CCS.
- Un sistema inferior de tipo kárstico que se desarrollaría en las acumulaciones masivas de evaporita y yesos del CCS. Este sistema sería permeable por fisuración y se encontraría en carga, semiconfinado por la marga-arcillosa-yesífera. La extensión de este sistema podría ser de carácter regional.

2.7 Metodología

La caracterización hidrogeológica de la cuenca se realizó aplicando técnicas hidrodinámicas, geofísicas, hidroquímicas, isotópicas y sondeos de investigación.

2.7.1 Geofísica

La caracterización hidrogeológica mediante técnicas geofísicas eléctricas, permite caracterizar geométricamente las salmueras debido a su alta capacidad conductora.

En 1983, el IGME como parte de trabajos que realizaba en la cuenca de estudio, realizó trabajo de prospección geofísica por la técnica de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV). Los perfiles fueron distribuidos alrededor de la cuenca, realizándose 63 SEV, con AB/2 entre 1000 m y 400 m

Posteriormente, se desarrollaron trabajos con el objetivo de caracterizar las salmueras presentes en la cuenca, para lo cual se aplicaron tomografías eléctricas (PE) y de Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo (SEDT).

En la cuenca se han realizado 12 líneas de tomografías eléctricas las cuales fueron interpretadas con el programa Res2DInv V3.5, 3 de estas líneas con espaciados interelectródicos de 5 m alcanzando una profundidad de investigación de aproximadamente de 60 m y una longitud total aproximada de 4.4 Km, estos fueron realizados en el norte, sureste y oeste de la costa de la laguna. Los otros 9 perfiles eléctricos se realizaron con espaciados interelectródicos de 15 m, alcanzando profundidades mayores de investigación entre los 100 y 120 m y una longitud total de 35.2 Km.

En las zonas que no llegaron a ser cubiertas por los perfiles eléctricos se realizaron SEDT, ejecutándose 21, de los cuales 11 fueron en el lecho de la laguna y 10 en sitios dispersos de la cuenca. La profundidad de investigación que alcanzaron los SEDT fue de entre 150 y 200 m aproximadamente, la profundidad de alcance obedeció a

los distintos tamaños de bucle (50 m x 50 m, 100 m x 100 m, 200 m x 200m).

Los resultados de las técnicas geofísicas que se ejecutaron fueron contrastados entre sí y con testificaciones de la conductividad eléctrica del agua (CE) en pozos y sondeos existentes y con la testificación de sondeos de investigación.

2.7.2 Sondeos de investigación

Se realizaron ocho sondeos mecánicos de investigación (950 m lineales) con el objetivo de contrastar los resultados de la interpretación geofísica y ampliar el conocimiento hidrogeológico, también de contar con una infraestructura para toma de datos espacio-temporales de la salmuera.

Se perforaron cuatro sondeos en el entorno de la laguna de Fuente de Piedra, tres en zonas de encharcamiento temporal o estacional y dos en la cuenca media, y uno en la divisoria de aguas al sur, límite con la cuenca del río Guadalhorce.

2.7.3 Muestreo para análisis químicos e isotópicos

Los estudios de caracterización hidroquímicos e isotópicos se realizaron con muestras tomadas en el periodo 2003 a 2008, y están orientados a la identificación general de las familias de aguas y salmueras. Sin embargo, el objeto de estudio de la presente Tesis, está enfocado a los flujos hiper-concentrados que circulan en la cuenca, por lo que se da mayor relevancia a las salmueras.

El protocolo con el que se realizó el muestreo fue el siguiente:

- 1) Se realizó un perfil de conductividad eléctrica (CE) en toda la columna de fluido en el sondeo a muestrear.
- 2) Se identificó el nivel de interés con su respectiva CE.
- 3) Se emplazó la bomba en el nivel de interés a muestrear
- 4) Se extrajo mediante bombeo del agua almacenada en el sondeo
- 5) Controlando la CE del agua que bombeada, como indicador de representatividad, se procede a la toma de la muestra.

2.7.4 Estudios hidroquímicos

El objetivo de los estudios hidroquímicos es la caracterización de aguas subterráneas y salmueras, basados en los análisis de iones mayoritarios y minoritarios (Na, K, Ca, Mg F, Cl, NO₂, Br, NO₃, SO₄, HCO₃, NH₄, P₂O₅, SiO₂) y en parámetros físico-químicos (CE, pH, TSD).

En la caracterización hidroquímica se tomaron 178 muestras, las cuales fueron colectadas de 94 puntos de agua (pozos, manantiales, lagunas, lagunetos), de los que 77 (160 muestras) se sitúan en la cuenca de la laguna y 17 (18 muestras) en la vecina cuenca del río Guadalhorce (Figura 2.2, Anexo: 1).

Figura 2. 2 Sitios de muestreo hidroquímico

2.7.5 Estudios isotópicos

Los objetivos de los estudios isotópicos fueron definidos para investigar:

- La evolución hidrogeoquímica de las salmueras.
- La relación entre la laguna y el sistema hidrogeológico regional.
- Definir posibles patrones de flujos.

La caracterización isotópica está basada en los isótopos estables para establecer el grado de evaporación que han alcanzado las salmueras mediante ^2H , ^{18}O y también datarlas mediante isótopos radioactivos: ^3H , y ^{14}C . Para la datación mediante ^{14}C se consideraron las correcciones de Tamers, Ingerson-Pearson, Gonfiantini, Mook, Fontes

y Eichinger (IAEA), acorde a la información analítica disponible, con la ayuda de una aplicación informática (Araguás, 2013).

Para la caracterización de isótopos se tomaron 158 muestras, colectadas de 87 puntos de agua, de los que 70 puntos (139 muestras), se tomaron en la cuenca de la laguna y 17 (18 muestras) en la vecina cuenca del río Guadalhorce.

En la datación con ^3H se tomaron 89 muestras para análisis, de 60 puntos de agua, de los que 46 (75 muestras para análisis), fueron tomadas en la cuenca de la laguna y 14 (14 muestras para análisis) en la vecina cuenca del río Guadalhorce.

Los puntos con dos o más análisis se corresponden con muestreos a distintas profundidades. Los sitios de muestreo se muestran en la figura 2.3, mientras que los análisis se muestran en el anexo 2.

Figura 2. 3 Sitios de muestreo de isótopos

En los estudios de ^{14}C se tomaron 21 muestras para análisis, de 20 puntos de agua, de los que 19 puntos de agua se situaban en la cuenca de la laguna (Fig. 2.4).

Figura 2. 4 Datación por radiocarbono de aguas y salmueras

2.7.5.1 Isótopos estables en salmueras (TSD>50 g/L): evaporación salinidad y génesis

Los isótopos estables (^2H , ^{18}O) en agua, permiten establecer el grado de evaporación, tanto de aguas salobres, como de salmueras, así como analizar su posible génesis y evolución en los ambientes hidrogeológicos presentes en la cuenca de la laguna.

En la presente investigación, ^{18}O -TSD fue utilizada para estudiar la relación entre el grado de evaporación y la génesis de la salinidad. Las muestras fueron analizadas por relación de isótopos de

espectrometría de masas en el Laboratorio de Hidrología Isotópica del CEDEX (España).

Las concentraciones de isótopos son reportadas en $\delta(^0/_{00})$:

$$\delta(^0/_{00}) = 10^3 \frac{R_S - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} \quad (1)$$

Donde, R_S y R_{VSMOW} son respectivamente, la relación de isótopos de las muestras y el estándar de Viena agua del océano promedio.

2.7.5.2 Isótopos estables, ^{18}O : Identificación de zonas plausibles de recarga

En hidrogeología, la tendencia del valor de $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación, permite identificar las áreas de recarga. Los acuíferos de la cuenca mediterránea en España, se recargan en la época húmeda comprendida entre octubre y abril.

El modelo de regresión múltiple que describe la tendencia espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación, en época húmeda en la Península Ibérica (Heredia et al., 2013) es:

$$\delta^{18}\text{O} = b_0 + b_1 H^{-1} \sqrt{T} + b_2 P + b_3 L_o^2 \ln L \quad (2)$$

Donde las variables del modelo son geográficas (latitud, L ; longitud, L_o) y climatológicas (presión atmosférica, P ; temperatura, T ; humedad relativa, H) y b_0 , b_1 , b_2 y b_3 son parámetros del modelo.

La ecuación (2) se parametriza, convirtiendo a las variables H , L , L_o en parámetros de la misma, por lo que las muestras tomadas para determinar ^{18}O , se analizan en diferentes ambientes hidrogeológicos

en la cuenca. Los parámetros que intervienen para determinar la zona plausible de recarga son los siguientes:

H_{Mx}: Humedad relativa máxima

H_{md}: Humedad relativa media

H_{mn}: Humedad relativa mínima

L_{Mx}: Latitud máxima

L_{md}: Latitud media

L_{mn}: Latitud mínima

lo_{Mx}: Longitud máxima

lo_{md}: Longitud media

lo_{mn}: Longitud mínima

Las áreas de recarga fueron identificadas mediante la metodología basada en:

- El modelo (2).
- Definición del marco geológico del estudio.
- Identificación de las funciones de densidad de probabilidades de las variables **climatológicas y valores de $\delta^{18}\text{O}$** en la precipitación (Helsel & Hirsch, 2002).

La metodología indica las condiciones climáticas y geográficas plausibles para las que se produciría la recarga de un sistema hidrogeológico.

2.7.5.3 Isótopos radioactivos: Datación

El tritio es usado para identificar la presencia de aguas modernas, ya se encuentren puras o si han pasado por un proceso de mezcla. Las aguas subterráneas y salmueras han sido datadas por modelos de ^{14}C considerando correcciones de ^{13}C .

En la datación por radiocarbono, el valor ajustado $^{14}\text{C}_{\text{pmc}}$, se compara al valor medido ^{14}C , a través de la ecuación de desintegración radioactiva, para estimar la edad del modelo de ^{14}C de carbón inorgánico disuelto (DIC) en la muestra de agua.

El tiempo transcurrido desde la recarga, t , es:

$$t = \frac{5730}{\ln 2} \ln \left(\frac{A_{\text{nd}}}{A} \right) \quad (3)$$

Donde, 5730 es la vida media moderna de ^{14}C ; A_{nd} es el contenido inicial de ^{14}C (valor de pmc) después de ajuste por reacciones geoquímicas sin desintegración radiactiva -a menudo mencionado como A_0 en modelos de ajuste tradicional-; y A es el contenido de ^{14}C (pmc) medido en la muestra.

Los aspectos geoquímicos de la datación por radiocarbono pueden ser divididos en dos partes:

- 1) El contenido de ^{14}C , se define primero como un punto inicial en el sistema (A_0), por ejemplo en la zona de recarga donde el agua se aísla de ^{14}C moderno del reservorio.
- 2) Este valor inicial de ^{14}C , luego se ajusta teniendo en cuenta las reacciones químicas que ocurren a lo largo del patrón de flujo

para el final del pozo donde el contenido de ^{14}C (A) es medido (Mook, 1976).

En este caso, la edad del agua subterránea es determinada considerando los resultados del modelo corregido de ^{13}C (Mook, 1976). Este modelo estima A_0 en un enfoque paso a paso considerando el equilibrio isotópico parcial total entre el gas CO_2 y todas las especies de carbón acuoso en la zona del suelo, incluyendo parte de carbón mineral disuelto. El modelo Mook es más útil en sistemas en los que las reacciones con los minerales de carbonato no son dominantes (Fontew, 1992).

Este modelo es utilizado, debido a que el tránsito de agua en bloques carbonatados es muy rápido. Por lo tanto, se considera que no existe interacción agua-roca. Los análisis a realizar por el Laboratorio de Radiocarbono Poznan (Polonia), consisten en alícuotas de CO_2 extraídas de muestras de TIDC. La extracción se ha realizado en los Laboratorios del CEDEX.

2.7.6 Trazadores Naturales

Se estudiaron diferentes relaciones iónicas (Cl^-/Na^+ , $\text{Cl}^-/\text{Mg}^{++}$, Cl^-/Br^-), para establecer cuál de éstas, brinda mayor información a la investigación del origen de la salinidad de las salmueras. El análisis de las relaciones iónicas, se llevó a cabo para evaluar cuales ofrecían mayor relevancia como trazadores naturales. En el caso de la relación Cl^-/Br^- , el comportamiento de estos iones por procesos de dilución, evaporación y mezcla pueden afectar a las concentraciones absolutas pero no alterar el valor de su relación (Alcalá y Custodio, 2008), por lo que nos permite tener un mayor conocimiento del origen de la salinidad de las salmueras.

2.7.7 Modelo Hidrogeoquímico

El modelo hidrogeoquímico se realizó utilizando el código Phreeqc (Parkhurst and Appelo, 1999), mediante el módulo que aplica las ecuaciones de Pitzer para altas concentraciones. Este modelo describe la posible evolución a la que se han sometido las salmueras existentes en la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra.

Los datos para la simulación fueron obtenidos por análisis de DRX, FRX en los laboratorios del IGME y los analizados por Rodríguez Jiménez et al. (1993) y Heredia et al. (2009).

La simulación realizada describe la posible génesis de las distintas salmueras de la cuenca, para lo cual se utilizaron análisis de iones mayoritarios y de isótopos en distintos periodos de tiempo entre 2003 y 2007. La simulación se realizó para distintos escenarios, de acuerdo a la caracterización química e isotópica, teniendo procesos de mezcla, disolución, dilución y evaporación.

La modelación hidrogeoquímica está basada en la huella aportada por el trazador natural, en este caso el Br⁻, el cual sigue una línea casi ideal de evolución desde el agua que se encuentra en los bloques calizos de edad jurásica, la cual se mezcla con el agua que se encuentra en la matriz margo-arcillosa-yesífera. Esta mezcla, disuelve los depósitos evaporíticos principalmente halita, emplazados por debajo de esta matriz, con lo que se forma un sistema kárstico con salmuera hipersalina clorurada sódica. Esta salmuera hipersalina se encuentra en carga piezométrica, por lo que en el sector de la matriz se mezcla con los flujos de la propia matriz, mientras que en el sector de la laguna por la carga piezométrica y por procesos convectivos se mezcla con la salmuera somera bajo la laguna, con lo que se forma la salmuera profunda debajo de la laguna.

La laguna somera debajo de la laguna es producto de procesos de mezcla, evaporación y disolución.

Para la modelación en el programa PHREEQC, se incluyó una fase mineral a la que llamaremos bromo en halita, en la que el Br ocupa una milésima parte de una molécula de NaCl. Esto se basa en que el Br, al tener un radio iónico similar al del Cl, puede ocupar el lugar de este durante la formación de halita.

2.7.8 Análisis piezométrico y pruebas hidráulicas

El análisis piezométrico de salmueras se realizó mediante la determinación de la densidad relativa a partir de las medidas de perfiles de CE, que es una técnica comprobada, ofreciendo una valoración continua del medio frente a la visión discreta que da el análisis físico-químico. La densidad relativa del flujo circundante en el sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra varía entre 1, en los bloques jurásicos y valores que alcanzan 1.2 en las salmueras del sistema kárstico profundo del CCS.

Esta alta variabilidad en la densidad, lleva a realizar el análisis piezométrico tanto con niveles físicos como con niveles equivalentes. Los niveles equivalentes se determinaron a partir de los perfiles de CE medidos en cada punto de observación, permitiendo tratar las cargas piezométricas independientemente de su densidad. Para alcanzar una caracterización más completa del sistema hidrogeológico son necesarios los análisis químicos junto con una red de perfiles de CE.

Desde el año 1992 se han realizado perfiles de CE en sondeos de investigación, resaltando que a partir del 2004 las medidas son

sistemáticas, mientras que desde el 2007 se midió mensualmente para seguir la evolución de la salinidad en el sistema de Fuente de Piedra (Fig. 2.5).

Figura 2. 5 Red sistemática de conductividad eléctrica, CE

En este ambiente con densidad variable, el rango de variación de la CE medida en campo varió entre 0,417 mS/cm y 235 mS/cm y el de la densidad relativa, ρ , entre 1 y 1,20. Se establecieron dos correlaciones, una entre la CE de campo y el Residuo Seco, RS, y otra entre RS y la densidad relativa, ρ . La correlación entre la CE de campo y el RS se definió con dos correlaciones, una potencial, de coeficiente de correlación de 0.998 hasta el umbral definido por CE = 100 mS/cm y RS = 90 g/L, y otra exponencial para valores por encima de este umbral, con coeficiente de correlación de 0.975 (Fig. 2.6.a).

Entre los residuos secos y la densidad relativa se estableció una correlación lineal de coeficiente de correlación de 0,999 (Fig. 2.6.b).

Ambas correlaciones permiten la restitución de la densidad relativa, ρ , a partir de la CE medida en campo ($CE_{campo} \rightarrow RS \rightarrow \rho$). Esta metodología de restitución de ρ se contrastó con la expresión del Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards de UNESCO (1984, en Mc Cutcheon, et al., 1992) y se observó que esta metodología mejora en un orden de magnitud esta expresión.

Figura 2. 6 Restitución de la Densidad Relativa (ρ) a partir de la Conductividad Eléctrica (CE) en campo

Las pruebas hidráulicas se realizaron mediante ensayos de flujo por dilución de marcado de trazadores, con el objetivo de determinar el sentido y magnitud de los flujos, tanto de agua dulce, como de la salmuera. Se utilizó como trazador NaCl en aguas del acuífero miocuatenario y ^{131}I en aguas salobres y someras del CCS.

2.8 Resultados

2.8.1 Geofísica

Los SEV realizados por el IGME en 1983, se correlacionaron con las PE y los SEDT. Previamente se definió una clasificación de la resistividad, en la cual valores menores a 2 ohm.m, se consideraron

como salmuera, con altos valores de densidad. La ubicación de los PE y los SEDT se presentan en la figura 2.7.

Figura 2. 7 Ubicación de las PE y SEDT

2.8.1.1 Tomografías Eléctricas PE

Los resultados obtenidos de las PE se presentan a continuación:

Tomografía eléctrica Wenner Lag 1

Este perfil fue realizado con una longitud de 1700 m, con espaciado interelectródico Wenner de 5 m y se ejecutó en el borde norte de la laguna (Fig. 2.7), la profundidad de investigación alcanzada es de aproximadamente 60 m. Se observa un cuerpo de salmuera bajo la laguna, que trasciende los límites del vaso de ésta en forma de cuña de intrusión, que va disminuyendo conforme se aleja de la laguna

(0.3 ohm.m a 2.5 ohm.m). Este cuerpo de salmuera tanto en el borde de la costa norte de la laguna como en la cuña de intrusión tendría un control litológico a 40 m de profundidad, aproximadamente y presenta valores de resistividad entre los 5 ohm.m y 8 ohm.m (Fig.2.8).

Figura 2. 8 Tomografía eléctrica Lag 1

Tomografía eléctrica Wenner Lag 2

La longitud que alcanza este perfil es de 3500 m, con espaciado interelectrónico Wenner de 15 m. Se sitúa en el noroeste en la cuenca media y alta próximo a la divisoria (Fig. 2.7) de aguas, alcanzando una profundidad de investigación de 120 m, donde se observan cuerpos de baja resistividad, con valores entre 0.3 ohm.m y 2 ohm.m.

La continuidad de este cuerpo de salmuera parece homogénea y la profundidad en la que se desarrolla es variable, observándose que en algunos sectores no se distingue el muro de este nivel conductor. Por encima de este nivel, se observan valores con altas resistividades de hasta 30 ohm.m, lo que corresponde con el acuífero Mioceno. Se debe, notar que en ciertos sectores se aprecia el muro de este acuífero (Fig. 2.9).

Figura 2. 9 Tomografía eléctrica Lag 2

Tomografía eléctrica Wenner Lag 3

En tomografía eléctrica, con una longitud de 1200 m con espaciado interelectródico Wenner de 15 m, se localiza parcialmente hacia el interior del vaso en el norte de la laguna (Fig. 2.7). Se observa que en este sector del lecho, la salmuera alcanza profundidades de hasta 100 m con resistividades por debajo de los 2 ohm.m, apreciándose niveles resistivos en la laguna hasta los límites en que esta se prolonga en profundidad, con cambios muy tenues de resistividad. En la mitad norte, ya en la costa de la laguna, se observa un nivel que puede inferirse como un control litológico a 40 m de profundidad aproximadamente, el cual limita la profundidad de la cuña de intrusión (Fig. 2.10). Este control también se observa en la tomografía eléctrica Lag 1. (Fig. 2.8).

Figura 2. 10 Tomografía eléctrica Lag 3

Tomografía eléctrica Wenner Lag 4

Es la tomografía eléctrica realizada que penetra más en el interior del vaso de la de la laguna, alcanzó una longitud de 1650 m, con espaciado interelectródico Wenner de 15 m. Este perfil corrobora la interpretación de la tomografía eléctrica Wenner Lag 3, dado que en ambos se aprecia un cuerpo altamente conductor que se desarrolla en profundidad hasta los 100 m aproximadamente, donde las resistividades están por debajo de los 2 ohm.m. Este cuerpo de salmuera, se extiende verticalmente en profundidad en el vaso de la laguna. Esto podría ser interpretado como el colapso de los materiales karstificados sobre los que descansa la laguna (Fig. 2.11).

Figura 2. 11 Tomografía eléctrica Lag 4

Tomografía eléctrica Wenner Pf 1 Ig

La longitud de esta tomografía es de 5400 m, con espaciado interelectródico Wenner de 15 m. Se desarrolla en el borde sureste de la laguna y corta un tramo de aproximadamente 1200 m del vaso de ésta (Fig. 2.7). En este perfil se distingue un nivel poco resistivo, bastante homogéneo por debajo de la laguna, siguiendo hacia el noreste profundizándose mientras se aleja de esta, con resistividades menores a 1 ohm.m.

Hacia el extremo suroeste del perfil, que coincide con el borde sur de la laguna, se observan valores más resistivos, sugiriendo un control litológico, como parecen constatar las calizas y dolomías presentes en este sector de la cuenca, así como la propia topografía. Sin embargo, se distingue que el cuerpo de salmuera bajo la laguna en este sector, trasciende los límites del vaso. También se observan cuerpos de salmuera aparentemente aislados (Fig. 2.12).

Figura 2. 12 Tomografía eléctrica Pf 1 lg

Tomografía eléctrica Wenner Pf 1 ct

Esta tomografía alcanza una longitud de 1500 m, con espaciado interelectródico Wenner de 5 m y se realizó sobre la tomografía eléctrica Wenner Pf 1 lg, con el objetivo de obtener un mayor detalle de los niveles más someros de la salmuera que se ubica bajo el lecho de laguna y en su costa sureste.

Este perfil, muestra la salmuera bajo el vaso de la laguna en el sector sureste, alcanza aproximadamente 50 m de profundidad. Así, resulta menos profunda que en las tomografías eléctricas realizadas en el borde norte (Lag 1, Lag 4, Lag 3). En el extremo sur del perfil, que coincide con el borde sur de la cuenca, se observan los valores de mayor resistividad, en los niveles más superficiales de la cuenca, lo que se interpreta como control litológico sobre las aguas del acuífero mioceno (Fig. 2.13).

Figura 2. 13 Tomografía eléctrica Pf 1 ct

Tomografía eléctrica Wenner Pf 2 Ig

Esta tomografía comienza en el suroeste de la cuenca hasta alcanzar tangencialmente la costa oeste de la laguna (Fig. 2.7), su longitud fue de 6900 m con espaciado interelectrónico Wenner de 15 m. Al comienzo del perfil se observan cuerpos de baja resistividad con discontinuidad que pueden ser enclaves de salmuera, con sectores de materiales menos conductores y más resistivos hacia el límite sur de la cuenca.

Próximo al borde y tangencialmente a la costa oeste de la laguna se observan un cuerpo de salmuera, al parecer continuo y que cual alcanza una profundidad aproximada de 100 m, observando que en ciertos sectores este nivel de muy baja resistividad no se distingue su muro lo que podría inferirse como una conexión con niveles profundos (Fig. 2.14).

Figura 2. 14 Tomografía eléctrica Pf 2 Ig

Tomografía eléctrica Wenner Pf 2 ct

Esta tomografía se ubica sobre la parte final de la tomografía eléctrica Pf 2 lg en el sector suroeste tangencial a la laguna, con una longitud de unos 1200 m con espaciado interelectródico Wenner de 5 m. Tuvo como objetivo analizar con más detalle la zona superficial de la laguna. Esta tomografía no permite distinguir ninguna singularidad de factores geológicos debido a los muy bajos valores de resistividad en su que está entre los 0.2 ohm.m y los 1.5 ohm.m. (Fig. 2.15).

Figura 2. 15 Tomografía eléctrica Pf 2 ct

Tomografía eléctrica Wenner Pf 3

Esta tomografía se realizó próximo a la laguna estacional de La Serafina siguiendo una dirección hacia el sureste (Fig. 7), con una longitud de unos 2400 m con un espaciado interelectródico Wenner de 15 m. La Serafina posee una pequeña subcuenca endorreica dentro de la cuenca de Fuente de Piedra.

En el extremo noroeste de esta tomografía eléctrica, se aprecia un cuerpo lentiforme de baja resistividad a una profundidad entre 50 m y 100 m indicando la posible presencia de salmuera no tan conductora con resistividades aproximadas a 2.5 ohm.m. Podría estar relacionado a las salmueras próximas a la laguna estacional, aunque existen materiales más resistivos entre ambos. Se deben señalar

valores con menor resistividad en el lecho de esta laguna estacional, que se podría interpretar como acumulaciones de agua salobre de la propia laguna (Fig. 2.16).

Figura 2. 16 Tomografía eléctrica Pf 3

Tomografía eléctrica Wenner Pf 4

La longitud de esta tomografía eléctrica es de 3500 m con espaciado interelectródico Wenner de 15 m, se realizó como una prolongación con la misma dirección de la tomografía eléctrica Pf 3, con una separación entre ambas tomografías de 1 Km (Fig. 7).

En esta tomografía se observan valores resistivos similares a los del perfil anterior en el sector sureste del mismo con algunos cuerpos conductores de tamaño variable aparentemente inconexos que no presentan continuidad, resaltando un cuerpo de muy baja resistividad aproximadamente en el centro de esta tomografía desde los 50 m de profundidad sin que se pueda distinguir su muro (Fig. 2.17)

Figura 2. 17 Tomografía eléctrica Pf 4

Tomografía eléctrica Wenner Pf 5

La ubicación de esta tomografía al noroeste de la cuenca, sector en el que no se contaba con información (Fig. 7), alcanzó una longitud de 5900 m con espaciado interelectródico Wenner de 15 m, con dirección noroeste cerca de la población de La Roda de Andalucía hacia el sureste. Se distingue un nivel conductor que se desarrolla entre los 50 m y los 100 m de profundidad. Sin embargo, en algunos cuerpos que podrían identificarse como salmuera no se distingue la profundidad que alcanzan. Se observa que en este nivel conductor, los cuerpos de baja resistividad no presentan continuidad entre ellos, aunque se aprecia una cierta conexión en vertical de algunos de ellos (Fig. 2.18).

Figura 2. 18 Tomografía eléctrica Pf 5

Tomografía eléctrica Wenner Pf 7

Esta tomografía alcanza una longitud de 5000 m con espaciado interelectródico Wenner de 15 m, prácticamente paralelo al Pf 2 (Fig. 7). Se observan materiales más resistivos próximos a la superficie, debido posiblemente a que se encuentra alejado de la laguna. Los cuerpos que presentan menor resistividad en el perfil, pareciera no tener continuidad, es decir que se desarrollan de manera inconexa. El cuerpo más conductor, se ubica en el extremo suroeste de la

tomografía, el cual presenta una posible continuidad en profundidad (Fig. 2.19).

Figura 2. 19 Perfil eléctrico Pf 7

2.8.1.2 Sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (SEDT)

Los resultados obtenidos en los SEDT se presentan a continuación:

En el interior del vaso de la laguna (SEDT 1-11):

Los valores de resistividad medidos en los SEDT indican la presencia de un cuerpo altamente conductor en el lecho de la laguna, con resistividades por debajo de 1 ohm.m. Éste estaría limitado entre los 40 m y 50 m de profundidad en los bordes norte, sur, este y relativamente en el centro de la laguna entre lo que podría interpretarse como un control litológico. En la costa noroeste de la laguna, los SEDT 10 y 11 indican que el control litológico alcanzaría los 100 m de profundidad. Bajo este nivel conductor, la resistividad en el vaso de la laguna aumenta gradualmente con resistividades entre 5 y 8 ohm.m, lo que constituye el sustrato eléctrico en todos los SEDT realizados (Fig. 2.20).

Figura 2. 20 Cortes geoelectricos de la interpretaci3n de los SEDT medidos en el vaso de la laguna de Fuente de Piedra

En el resto de la cuenca (Fig. 2.21):

El emplazamiento de los SEDT 12 a 21 se indica en la Figura 2.7 y sus correspondientes cortes geoelectricos interpretados en la Figura 2.21.

SEDT 12: En este sondeo se aprecia a una profundidad de 50 m la medida de menor valor resistivo de 2.5 ohm.m, donde podría emplazarse una salmuera no tan densa en todo el sondeo.

SEDT 13: En este sondeo se observa un nivel conductor denso entre los 160 m y 240 m de profundidad con un mínimo de resistividad de 1.5 ohm.m.

SEDT 14: En este sondeo se presenta un nivel altamente conductor con resistividades por debajo de 1 ohm.m a una profundidad aproximada de 180 m donde podría existir salmuera con una concentración considerable.

SEDT 15: Se puede observar que en este sondeo a 25 m de profundidad se localiza los materiales menos resistivos, también a unos 200 m hasta más de 400 de profundidad aproximadamente un cuerpo relativamente conductor que podrían ser aguas salobres.

SEDT 16: Aproximadamente hasta los 100 m de profundidad en este sondeo se presentan resistividades moderadamente altas por encima de 10 ohm.m. La presencia de salmuera pudiera darse en los materiales conductores que se localizan entre 140 m y 170 m de profundidad

SEDT 17: Este sondeo ejecutado cerca del límite norte de la cuenca presenta un cuerpo altamente conductor por debajo de los 20 m de profundidad con resistividades que van desde 1.1 ohm.m hasta por debajo de 2.5 ohm.m hasta los 200 m de profundidad o más.

SEDT 18: Realizado al sur de la sierra de Mollina, se observa un cuerpo muy resistivo, distinguiendo los valores menos resistivos entre

los 40 m y 80 m con valores entre 7-8 ohm.m lo que se interpreta que podría ser agua salobre.

SED T 19: Presenta un cuerpo más resistivo hasta los 70 m de profundidad seguido de un potente cuerpo conductor alcanzando una profundidad aproximada que podría sobrepasar los 200 m con resistividades entre los 2.5-3 ohm.m. Este cuerpo que podría ser interpretado como salmuera tendría relación con los cuerpos conductores más superficiales del sureste como los observados en el PE Lag 1 y en el SED T 14.

SED T 20: Ubicado sobre la cumbre de la sierra de Humilladero a unos 580 m.s.n.m. de cota sobre materiales calizos que están karstificados y secos. Presenta valores muy resistivos hasta los 180 m de profundidad aproximadamente, luego una relativa baja en la resistividad que podrían ser cuerpos relativamente conductores en la base del bloque calizo.

SED T 21: Este sondeo se ejecutó en la ladera sur de la sierra de Mollina a unos 580 m.s.n.m. de cota con altas resistividades que alcanzan hasta los 1200 ohm.m a unos 100 m de profundidad aproximadamente por la existencia de calizas karstificadas y secas. En este sondeo se observa en la base del bloque calizo por debajo de los 300 m de profundidad materiales menos resistivos.

Figura 2. 21 Cortes geoelectricos de la interpretaci3n de los SEDT medidos en lugares dispersos de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra

2.8.2 Sondeos de Investigación

Los sondeos de investigación se realizaron en 10 sitios diferentes de la cuenca, como se muestra en la figura 2.22, en los cuales, las características relacionadas en cuanto a su construcción se muestran en la tabla 2.1. Estos sondeos fueron ejecutados donde los estudios geofísicos indican la presencia de salmuera, procurando así contrastar la interpretación geofísica.

Figura 2. 22 Ubicación de los nuevos sondeos de investigación

Tabla 2. 1 Características de construcción de los sondeos de investigación

Nº de inventario	Toponimia	X-UTM	Y-UTM	Cota (msnm)	Diám. (mm)	Prof. (m)	Prof. ranuras (m)	Prof. perforada (m)
1642-2-331	DSant	344826	4111407	410.26	101	101.70	50- 98	101.7
1642-5-034	LPiq	341674	4105369	428.44	101	94	3 - 92	100.4
1642-2-332	LPpf	343184	4106768	411.09	101	86.	40 - 86	90
1642-1-81	Cant	340800	4108217	414.84	101	70.	3 - 68	80
1641-6-038	LRat	348847	4118537	450.26	101	74.	3 - 72	80
1641-6-39	LSerf	347640	4116551	438.24	101	118.	3 - 108	118
1642-1-082	LAren	338614	4108564	441.80	101	70.	3 - 68	83.7
1642-2-334	B-VH	345378	4114601	427.74	101	120	3 - 118	120

Todos los sondeos corroboraron la presencia de salmueras donde la geofísica lo indicaba. Se identificaron niveles masivos de arcillas, margas y brechas en distintos niveles de los diferentes sondeos, así como de yesos, también se detecta la presencia de niveles karstificados, donde se desarrollaría la salmuera hipersalina.

La descripción litológica de los nuevos sondeos se describe en detalle en el anexo 3.

2.8.3 Correlación y contraste de SEV, PE, SEDT y Sondeos de Investigación

La correlación se realizó contrastando los resultados obtenidos de las tomografías eléctricas (PE), los sondeos eléctricos verticales (SEV) de la campaña de 1983, los sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (SEDT) y testificaciones de la conductividad eléctrica del agua (CE) en pozos y sondeos de investigación, tanto nuevos como en los existentes.

En el sector norte de la laguna, las tomografías eléctricas Lag 1, Lag 3 y Lag 4, indican que los valores de resistividad de las rocas obtenidos de las técnicas geofísicas empleadas, se correlacionan bastante bien con los sondeos de investigación realizados en este sector, así como con las testificaciones de la conductividad eléctrica del agua (CE). Las rocas más conductoras con resistividades menores a 2.5 ohm.m, se corresponden con valores de CE entre 80 mS/cm y 195 mS/cm, mientras que valores más resistivos de las rocas por encima de 8 ohm.m con CE entre 5 mS/cm y 10 mS/cm. En la Fig. 2.23, se aprecia esta correlación en este sector de la cuenca.

Figura 2. 23 Correlación de Perfil eléctrico Lag 1 con SEV y CE en sondeos de investigación

La cuenca media alta, presenta rocas de muy baja resistividad que se encuentran alejados de la laguna, con valores de resistividad por debajo de los 2 ohm.m. Estos valores se corresponden con los de las CE realizadas en sondeos de investigación mayores a 200 mS/cm. Los sondeos de investigación realizados en este sector, validaron la geofísica realizada, dado que se encontró salmuera donde está indicaba valores muy poco resistivos en las rocas (Fig. 2.24).

Figura 2. 24 Correlación de Perfil eléctrico Lag 2 con CE, SEV y SEDT

En general, los valores de resistividad obtenidos en la geofísica se corresponden con los valores en las testificaciones de CE de pozos o sondeos.

2.8.4 Caracterización Hidroquímica

La caracterización e identificación de familias de aguas y salmueras se apoyaron en la representación de las muestras mediante el diagrama de Piper y el estudio de sus relaciones iónicas.

2.8.4.1 Diagrama de Piper: Aguas

El análisis hidroquímico permitió caracterizar las aguas de la cuenca acorde a su ubicación y ambiente geológico (Fig. 2.25).

- Las aguas situadas en los bloques calizos de las sierras de Mollina y de Humilladero pertenecen principalmente a facies bicarbonatadas cálcicas con valores de TSD inferiores a 0.32 y 0.65 g/l. Estas aguas presentan un considerable contenido de nitratos entre 0.01 y 0.045 g/l, que podría deber su origen a la

sobreexplotación para el abastecimiento urbano ocasionando la inversión natural del flujo subterráneo, recibiendo agua del acuífero Mioceno.

- Las aguas del acuífero miocuaternario presentan facies cloruradas-sulfatadas cálcico-magnésicas con TSD entre 0.74 y 3.8 g/l y contenidos de nitratos entre 0.03 y 0.2 g/l.
- Las aguas que discurren por la matriz margo-arcillosa-yesífera con facies sulfatadas-cloruradas magnésico-sódicas con TSD de 5.3 y 77.2 g/l.
- Las salmueras presentan principalmente facies cloruradas sódicas con Residuo Seco (RS) entre 92g/l y 352 g/l. Debido a la importancia de éstas en el sistema hidrogeológico de la cuenca se describe su caracterización en el siguiente apartado.

Facies de aguas y salmueras en la cuenca:

Calizas jurásicas: bicarbonatada cálcica-magnésica

Acuífero Mioceno: magnésica-cálcica clorurada-sulfatada y sódico-clorurada

sulfatada

Matriz margo-yesífera-CSC: magnésica-sódica sulfatada-clorurada

Enclaves de salmuera CSC-karst: clorurada-sódica

Somera alrededor laguna: clorurada-sódica + contenidos Mg^{++}

Profunda alrededor de laguna: mezcla de los enclaves y de la salmuera somera

Figura 2. 25 Diagrama de Piper de las aguas y salmueras

2.8.4.2 Diagrama de Piper: Salmueras

La caracterización de las salmueras se ha realizado considerando su situación espacial, así como el grado de vinculación con el flujo inferior del CCS (Fig. 2.26).

- La salmuera que se supone se desarrolla en el sistema kárstico del CCS, que se localiza en la cuenca alta y media de la laguna y fue captada en sondeos de investigación de hasta 100 m de profundidad, presenta exclusivamente facies cloruradas sódicas, al igual que los manantiales hipersalinos de la cuenca del Guadalhorce. Estas salmueras poseen TSD con valores entre 250 y 332 g/l y RS entre 312 y 352 g/l.
- Salmuera somera en el entorno de la laguna fue captada en norias y sondeos pocos profundos de menos de 35 m de profundidad. Ésta posee facies cloruradas sódicas con contenidos importantes de Mg^{++} , TSD inferiores a 0.22 g/l y RS entre 95 y 260 g/l.
- Salmuera profunda en el entorno de la laguna fue captada en sondeos de investigación en pozos que alcanzan entre los 70m y 100 m de profundidad. Esta salmuera sería el resultado de una mezcla entre la salmuera somera del entorno de la laguna y la salmuera del sistema kárstico profundo del CCS con TSD entre 240 y 265 g/l y RS entre 270 y 320 g/l.

Figura 2. 26 Diagrama Piper de las salmueras de la cuenca de la Laguna de Fuente de Piedra (TSD>50 g/l)

2.8.5 Trazadores Naturales

2.8.5.1 Relación iónica Cl^-/Na^+

La relación iónica Cl^-/Na^+ , muestra que la salmuera que se desarrolla en el sistema kárstico del CCS y en los manantiales kársticos de la cuenca del río Guadalquivir se sitúan sobre la línea Cl-Na en relación 1:1. Ello se puede interpretar como que éstas salmueras son producto de la disolución de materiales evaporíticos principalmente de halita. Las salmueras restantes se separan de esta relación, en mayor medida la salmuera somera del entorno de la laguna y las aguas superficiales de la laguna que tienen otra génesis (Fig. 2.27).

Figura 2. 27 Relación iónica Cl-Na

2.8.5.2 Relación iónica $\text{Cl}^-/\text{Mg}^{++}$

En la relación iónica $\text{Cl}^-/\text{Mg}^{++}$, las salmueras cuya génesis se la supone una disolución de halita y que presentan relación Na-Cl 1:1, muestran concentraciones elevadas de cloruro para un mismo rango de concentraciones de Mg^{++} . La salmuera somera presenta mayor concentración de magnesio esto se debe a procesos de concentración evaporítica, disolución (yeso) y precipitación (calcita) conocido como dedolomitación que eleva la concentración de este ión.

La salmuera profunda del entorno de la laguna a pesar de alcanzar concentraciones considerables de Mg^{++} presenta un comportamiento disperso con concentraciones similares a los de la salmuera procedente del sistema kárstico profundo a la de la salmuera somera

del entorno de la laguna, lo que sería provocado por procesos de mezcla y de disolución (Fig. 2.28).

Figura 2. 28 Relación iónica Cl-Mg

2.8.5.3 Relación iónica Cl⁻/Br⁻

El estudio de los iones de Cl⁻ y Br⁻ se realizó mediante las relaciones, Log rCl-Log rBr y rCl/rBr-Cl⁻. En la relación Log rCl-Log rBr (Fig. 2.29), se aprecia una línea evolutiva que han tenido las aguas y salmueras, desde las aguas emplazadas en los bloques calizos la cual es utilizada para abastecimiento, hasta su evolución a salmueras concentradas.

La concentración de las salmueras, se daría principalmente por procesos de disolución de materiales evaporíticos, que se interpreta en el análisis de esta relación, mientras tanto, se puede observar que la salmuera somera debajo de la laguna, no sigue esta línea de

evolución, lo que se interpretaría, que en su génesis participarían procesos diferentes de concentración, específicamente en el Br^- , siendo el que se aleja del patrón evolutivo.

Figura 2. 29 Relación iónica Log rCl-Log rBr

La relación $r\text{Cl}/r\text{Br}-\text{Cl}^-$ (Fig. 2.30), en la cual r es la concentración en meq frente a la concentración en Cl en mg/l. Esta relación permite tener un mayor conocimiento del origen de la salinidad de las salmueras, mediante la clasificación realizada por Alcalá y Custodio (2008).

Las aguas presentes en los bloques carbonatados (545 y 50 g/l de media de Cl), son las que presentan menor concentración de Cl. Estas aguas serían de recarga del sistema con influencia marina.

El agua del acuífero mioceno (720 y 720 g/l de media de Cl), serían aguas con alteraciones antrópicas, principalmente por la actividad agrícola.

La salmuera de los enclaves de la cuenca alta y media (3535 y 170 g/l de media de Cl), deberían su origen al lavado de halita.

El agua salobre emplazada en la matriz margo-yesífera del CCS (1900 y 25 g/l de Cl), la salmuera somera (1412 y 85 g/l de media de Cl) y la salmuera profunda (2341 y 150 g/l de media de Cl) se originarían principalmente por lavado de yesos.

Los contenidos de Cl^- y Br^- aumentan dependiendo de la circulación de agua, así atravesaría las calizas jurásicas pasando por el mioceno hasta la matriz margo-yesífera del CCS, allí se mezclaría con los flujos ascendente desde el sistema kárstico profundo del CCS. El aumento de estos iones es debido al lavado de cloruros, y a la presencia de bromo en la halita.

El no aumento del contenido de Cl^- y el aumento del Br^- de la descarga de este sistema kárstico en la laguna es originado debido a que intervienen los procesos de evaporación, disolución, dilución y mezcla de las aguas presentes en la cuenca.

Figura 2. 30 Relación $rCl-rCl/Br$

2.8.6 Caracterización Isotópica

2.8.6.1 Isótopos: evaporación y salinidad

La distinta incidencia del proceso de evaporación en los grupos de salmuera se aprecia en el diagrama $^{18}O-^2H$ (Fig. 2.31). En esta relación se observa que las aguas superficiales de la laguna, de charcas vecinas y de dos norias poco profundas ubicadas en el vaso de la laguna han sido las más afectadas por la evaporación entre todas las aguas y salmuera de la cuenca. Así son las más enriquecidas en isótopos estables.

La salmuera que se desarrolla en el sistema kárstico profundo del CCS junto con la de los manantiales hipersalinos de la cuenca del Guadalhorce no están evaporadas.

La salmuera somera del entorno de la laguna presenta un enriquecimiento entre los extremos situándose entre una línea teórica de mezcla que va desde las más evaporadas en los sondeos situados en la costa Norte y Este de la laguna, a las menos evaporadas que corresponde a los sondeos pocos profundos de la costa Sur y Oeste.

La salmuera profunda del entorno de la laguna se encuentra entre las más evaporadas y enriquecidas en isótopos estables como la somera del entorno lagunar. El proceso de evaporación de las salmueras de las cuencas endorreicas vecinas es similar al de las salmueras somera de la costa Sur y Oeste de la laguna, con excepción de la laguna La Ratosa.

Figura 2. 31 Relación $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$

En la relación ^{18}O frente al TSD (Fig. 2.32), al igual que en la relación anterior, se diferencian la salmuera somera y profunda del entorno de la laguna y de las cuencas endorreicas respecto a la salmuera del sistema kárstico y la de los manantiales hipersalinos de la cuenca del Guadalhorce.

La salmuera que se desarrolla en éstas últimas, presentan una misma huella isotópica en las que ambas no han sido afectadas por evaporación aunque presentan una diferente evolución de TSD lo que indica que la dinámica subterránea no es la misma en ambos ambientes, siendo la salmuera que se desarrolla en el sistema kárstico del CCS las de mayor salinidad, esto podría ser el resultado exclusivo de disolución de materiales evaporíticos principalmente halita.

La salmuera somera del entorno de la laguna, presenta una evolución de TSD proporcional al ^{18}O , mencionando que las muestras más salinas (TSD > 150 g/l) corresponden a sondeos de la costa Norte y Este de la laguna. La tendencia en la evolución que se observa de la salinidad respecto al grado de evaporación, no corresponde con la evolución de las aguas superficiales, dado que éstas estando más evaporadas que la salmuera somera, son considerablemente menos salinas.

Entonces, la salinidad de la salmuera somera, no sería el resultado exclusivo de la concentración evaporativa, sino que además contribuirían a la mezcla de aguas de la precipitación directa, la descarga subterránea proveniente del CCS y la disolución de costra salina del vaso de la laguna. Con esta observación, la salmuera somera y las aguas superficiales presentan tendencias claras pero diferentes entre ellas, esto conlleva a que el proceso concentración

evaporativa es distinto en la génesis de ambas salmueras lo que sugiere que existen otros aportes.

La salmuera profunda del entorno de la laguna, si bien presenta un grado de evaporación igual al de la salmuera somera más evaporada es mucho más salina que ésta y, a la vez, es relativamente menos salina que la salmuera del sistema kárstico. Este análisis sugiere igual que la hidroquímica que la salmuera profunda del entorno lagunar sería la mezcla entre la salmuera del sistema kárstico y la somera de la laguna.

La salmuera de norias poco profundas del vaso de la laguna se encuentra en una posición intermedia entre las aguas superficiales y la somera. Finalmente, la salmuera de cuencas endorreicas vecinas presenta una evolución similar que la salmuera somera, aunque con mayor dispersión.

El análisis de la relación ^{18}O – TSD podría indicar la existencia en la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra de salmueras profundas asociadas exclusivamente a la presencia y disolución de materiales evaporíticos y aparentemente sin conexión con los procesos de concentración evaporativa que ocurre en el entorno de la laguna. También, indicaría que la laguna recibiría la descarga de estas salmueras profundas del sistema kárstico del CCS.

Figura 2. 32 Relación ^{18}O – TSD (g/l)

2.8.6.2 Isótopos ^{18}O : Identificación de la zona plausible de recarga

Los resultados obtenidos aplicando la metodología para identificar zonas plausibles de recarga, sugieren que:

- Enclaves de salmuera (CCS, sistema kárstico hipersalino), Fig. 2.33.

Las condiciones geográficas y climáticas más plausibles para la recarga, se darían dentro de un marco regional, definido por rango de latitud entre: $[36^{\circ} 55' \text{N}, 37^{\circ} 23' \text{N}]$, rango de longitud entre: $[4^{\circ} 30' \text{E}, 5^{\circ} 8' \text{E}]$, rango de altitud: $[400 \text{ m.s.n.m.}, 1230 \text{ m.s.n.m.}]$.

Estas condiciones explican que la recarga para un rango de $\delta^{18}\text{O}$ $[-10.17 \text{ ‰}, -6.16 \text{ ‰}]$ para agua subterránea, incluye el **rango de $\delta^{18}\text{O}$** de todas las muestras de enclaves de salmueras $[-8.93 \text{ ‰}, -6.35 \text{ ‰}]$.

Figura 2. 33 Identificación de zona plausible de recarga de los enclaves de salmuera

- Acuífero Mioceno, Fig. 2.34.

Las condiciones geográficas y climáticas más plausibles para la recarga, la cual ocurriría dentro de un marco regional, dan como resultado aguas más livianas (rango de $\delta^{18}\text{O}$: $[-10.17 \text{ ‰}, -6.01 \text{ ‰}]$), que el agua muestreada (rango de $\delta^{18}\text{O}$: $[-5.81 \text{ ‰}, -4.87 \text{ ‰}]$).

Esta agua experimenta un enriquecimiento isotópico, causado por la evaporación de flujos de retorno de riego provenientes de la agricultura que se desarrolla en la cuenca. Este enriquecimiento se estima que variaría el valor de $\delta^{18}\text{O}$ por encima de 1.00 ‰, y sugieren que la recarga ocurre principalmente entre los 410 m.s.n.m y 680 m.s.n.m.

Figura 2. 34 Identificación de zona plausible de recarga del acuífero Mioceno

- Matriz margo-yesífera del CCS, 2.35.

El mismo marco regional para el acuífero mioceno, es utilizado para analizar este ambiente hidrogeológico.

Solo el 40% del total de las muestras de aguas más ligeras (rango de $\delta^{18}\text{O}$: $[-6.17 \text{ ‰}, -6.01 \text{ ‰}]$), se encuentran dentro del rango plausible de condiciones de recarga (rango de $\delta^{18}\text{O}$: $[-10.17 \text{ ‰}, -6.01 \text{ ‰}]$). El resto de muestras se encuentran fuera de este rango.

Figura 2. 35 Identificación de zona plausible de recarga de la matriz margo-yesífera

- Sierra de Humilladero (Bloques carbonatados del CCS), Fig. 2.36.

Los bloques carbonatados del CCS están hidráulicamente aislados, por lo que la recarga del agua subterránea presente en estos bloques, se da en un marco local.

La definición del marco geográfico incluye esta sierra entre un rango de latitud: [37° 5' 15"N, 37° 6' 45"N], rango de longitud: [4° 38' 15"E, 4° 43' 45"E], rango de altitud: [450 m a.s.l., 683 m a.s.l.].

Solo una muestra de doce muestreadas ($\delta^{18}\text{O} = -6.14 \text{ ‰}$) se encuentra dentro de las condiciones de rango plausible de **recarga** ($\delta^{18}\text{O}$ range: [-8.12 ‰, -6.08 ‰]). El resto de muestras se encuentran más enriquecidas.

Las aguas muestreadas son una mezcla de aguas (desde el acuífero Mioceno) **enriquecido con contenido de $\delta^{18}\text{O}$** justo por encima de 1.00 ‰, esto podría indicar que la recarga es local.

Figura 2. 36 Identificación de zona plausible de recarga en la sierra de Humilladero

- Sierra de Mollina (Bloques carbonatados del CCS), Fig. 2. 37.

El criterio para definir este dominio espacial es el mismo utilizado para la sierra de Humilladero. El marco geográfico en que se encuentra la sierra está en el rango de latitud: [37° 8' 30"N, 37° 13'N], rango de longitud: [4° 38' 15"E, 4° 41'E], rango de altitud: [450 m a.s.l., 798 m a.s.l.].

Existen dos grupos de pozos para abastecimiento de agua en la sierra de Mollina, uno en la cara este de la sierra, mientras que el otro en la cara oeste. La extracción de agua es mayor en la cara este que en la cara oeste.

Todas las aguas de la cara oeste (rango de $\delta^{18}\text{O}$: $[-6.69 \text{ ‰}, -6.40 \text{ ‰}]$), se encuentran dentro del rango plausible de las condiciones de recarga (rango de $\delta^{18}\text{O}$: $[-8.56 \text{ ‰}, -6.1 \text{ ‰}]$).

En la cara este, dos de cada cinco muestras están más enriquecidas ($\delta^{18}\text{O}$ range: $[-6.02 \text{ ‰}, -5.90 \text{ ‰}]$), mientras que las restantes (rango de $\delta^{18}\text{O}$: $[-6.22 \text{ ‰}, -6.1 \text{ ‰}]$), están dentro del rango plausible de las condiciones de recarga.

Figura 2. 37 Identificación de zona plausible de recarga en la sierra de Mollina

2.8.6.3 Isótopos: Datación

El contenido de Tritio de las aguas y salmueras en la cuenca de la laguna indica que:

- En los bloques carbonatados de las sierras de Molina y Humilladero el contenido de tritio varía entre 1.03, donde existen fuertes bombeos, y 3.09 UT, donde estos son moderados. Ello indica que los bombeos de abastecimiento urbano propician la mezcla de aguas recientes y antiguas.
- En el acuífero miocuaternalario el contenido medio es de 3.57 UT y casi todas las aguas muestreadas tienen un contenido superior a 2.1 UT, que indica que son aguas recientes.
- En la matriz marga-arcillosa-yesífera tienen un contenido medio de 1.06 UT, siendo el contenido nulo o del orden del error analítico en los sondeos profundos y en los restantes el contenido es menor a 1.3 UT.
- La salmuera somera del entorno de la laguna tiene un contenido medio de 0.38 UT. El contenido de las muestras es nulo o del orden del error analítico, a excepción de una mezcla con aguas recientes con 1 UT.
- La salmuera profunda del entorno lagunar y del sistema kárstico carecen de tritio.

La datación con ^{14}C se calculó con la corrección química por ^{13}C de Tamers (IAEA, 2013) por ser la que más se adecúa a la evolución

hidrogeoquímica del flujo en el sistema de hidrogeológico de la laguna. Además, se dató con otras correcciones (Ingerson/Pearson, Gonfiantini, Mook, Fontes & Garnier y Eichinger, en IAEA, 2013) con el objeto de evaluar su desempeño. Además, el modelo de Mook y la corrección de Eichinger, derivada de la corrección isotópica de Pearson, ofrecieron resultados de interés. Por ambientes hidrogeológicos se observó:

- En los bloques carbonatados de las sierras de Mollina y Humilladero la datación indica aguas modernas (68.61 pcm) donde los bombeos son pequeños y mezcla con aguas antiguas, donde lo son fuertes. La mezcla de aguas se data en 800 años (49.13 pcm).
- En el acuífero miocuaternal las aguas son modernas (75.23 pcm y 80.97 pcm).
- En la matriz marga-arcillosa-yesífera, sus aguas profundas en la cuenca alta se datan 800 años (53.33 pcm).
- Entre las salmueras someras del entorno de la laguna, en su extremo norte, se haya la más antigua de la cuenca (28500 años, 2.28 pcm) y se datan otras menos antiguas: 21500 años (5.2pcm); 5200 años (32.37 pcm), 1500 años (52.89 pcm) y 850 años (62.24). El rango amplio en la datación es característico de zonas de descarga donde concurren varios sistemas de flujo con distintos tiempos de tránsito.
- Las salmueras profundas del entorno de la laguna se dataron: en 14400 años (9.94 pcm), en la costa SE, y en 24000 años (3.51 pcm), en el extremo norte, donde se dató la salmuera más

antigua de la cuenca. El gradiente cronológico que definen esta última muestra tomada a 90 m de profundidad y la muestra más antigua de la laguna, tomada a 20 m de profundidad (28500 años), indica un flujo ascendente muy lento.

- Los 3 cuerpos de salmuera del sistema kárstico muestreados se sitúan sobre una recta de dirección NNE/SSW, cuya traza se aproxima al eje mayor de la laguna. Dos cuerpos, uno en la cuenca alta y otro en la media, se sitúan al norte de la laguna, distando a 5000 m y 3300 m, respectivamente. La salmuera más lejana se dató en 800 años y la otra en 2300 años. En la margen sur, sobre la divisoria de aguas y distante a 620 m de la laguna, se haya el tercer cuerpo datado en 8300 años.
- La datación de la salmuera de uno de los manantiales hipersalinos de Cañaveralejo, en la margen izquierda del río Guadalhorce, indica que estas son mezcla aunque se daten en 4400 años.

La datación con ^{14}C es coherente con lo indicado por el contenido de T al identificar aguas modernas y de mezcla. En el entorno de la laguna la relación entre las dataciones de las salmueras profundas y someras sugiere un flujo ascendente.

Por otro lado, la datación de la salmuera de los cuerpos sugiere una dirección de flujo NNE/SSW con sentido sur, hacia la cuenca del río Guadalhorce. Se debe señalar que las salmueras del entorno de la laguna son notoriamente más antiguas que la de los cuerpos del sistema kárstico indicando que la laguna es zona de descarga.

2.8.7 Análisis piezométrico y circulación de flujo

La piezometría del acuífero superior, formado por los depósitos miocuaternarios y los bloques jurásicos de las sierras, ha definido históricamente un flujo convergente hacia la laguna, característico en cuencas endorreicas.

Sin embargo, en los últimos 20 años, los fuertes bombeos para abastecimiento urbano y regadío han producido: 1) un descenso general de niveles y, asociados a los bombeos de abastecimiento, fuertes descensos locales y 2) la reducción drástica de la descarga subterránea de la cuenca del arroyo Santillán a la laguna, cuya subcuenca es la mayor del sistema.

Desde 1992, se detecta en el norte de la laguna una cuña de intrusión que se adentra centenas de metros tierra adentro (Fig. 2.8) y coincide con el cauce del arroyo Santillán.

En el sondeo UGR-1 ubicado a 600 m al norte de la laguna, en los niveles más someros la CE varía entre los 15 y 20 mS/cm, entre 9 m y 14 m de profundidad se produce un salto en la que la CE alcanza alrededor de 165 mS/cm (Fig. 2.38.a). La cuña posee una interfaz neta y es muy estable estacional e interanualmente (Ruiz et al, 2006).

Mediante ensayos de flujo en los sondeos SGOP C y L Con (Fig. 2.38 b y c) se identificaron por primera vez débiles flujos profundos descendentes en el muro del acuífero miocuaternario.

Figura 2. 38 Perfiles de CE y ensayos de flujo en el acuífero miocuaternario. a. Sondeo UGR-1: Perfil de CE. b. Ensayos de flujo en sondeos emplazados en el sector La Coneja1: Perfil de CE. b. Ensayos de flujo en sondeos emplazados en el sector La Coneja

Los perfiles de CE de los sondeos profundos situados en la matriz margo-arcilloso-yesífera del CCS, IY-300, (Fig 2.39.a); los que penetran los cuerpos de salmueras, B-VH, (Fig. 2.39.b) y en la salmuera profunda del entorno de la laguna, D Sant, (Fig. 2.39.c) presentan una gran estabilidad de su salinidad, sin variaciones estacionales, ni interanuales. La ubicación de los sondeos utilizados en la circulación de flujo se muestra en la figura 2.40.

Figura 2. 39 Perfiles de CE de sondeos que alcanzan distintas salmueras del Complejo Caótico Subbético. a. Sondeo en matriz margo-arcillosa-yesífera: IY-300. b. Sondeo en cuerpo de salmuera del sistema kárstico: B-VH. c. Sondeo en niveles profundos entorno de laguna: DSant

Figura 2. 40 Sondeos utilizados en el análisis piezométrico y circulación de flujo

Los niveles equivalentes medio anual de los cuerpos de salmuera (Fig. 4.41 a) evolucionan desde 444.86 m s.n.m (sondeo B ELA), en la proximidad de la divisoria de aguas norte, a 419.05 m s.n.m (sondeo LPq, $\rho_{\text{media anual}} = 1.187$) en la divisoria de aguas sur.

Sin embargo, se produce un descenso abrupto de los niveles equivalentes en la cuenca media a 3.5 km al norte de la laguna, con **421.52 m s.n.m (sondeo B VH, , $\rho_{\text{media anual}} = 1.189$)** y 420.31 m s.n.m. en **los niveles profundos de la laguna (D Sant, $\rho_{\text{media anual}} = 1.143$)**. Estos niveles equivalentes medios anuales sugieren un suave gradiente regional decreciente en sentido sur (2.2 ‰ a 0.2 ‰), hacia la cuenca del río Guadalhorce. La situación de estos sondeos se indica en la Fig. 4.40).

En el análisis piezométrico de las salmueras del entorno de la laguna se consideran los hidrogramas (Fig. 2.41.b) de dos pares de sondeos situados en los extremos norte y sureste. En cada par de sondeos, uno monitoriza la salmuera somera (cota 390 m s.n.m.) y otro la profunda (cota 330 m s.n.m.).

En el norte de la laguna (Fig. 4.40), los niveles físicos medidos **profundos son ligeramente inferiores a los someros ($\Delta h_{\text{media}} = - 0.14$ m)**, evolucionan estacionalmente de forma sub-paralela y el rango de variación anual de ambos es similar, en torno a 0.90 m - 0.95 m. Sin embargo, el nivel equivalente medio de la salmuera profunda es **420.31 m s.n.m. (sondeo D Sant, $\rho_{\text{media anual}} = 1.143$)** y el de la somera 411.73 m s.n.m. (sondeo UGR-2, $\rho_{\text{media anual}} = 1.141$), siendo las densidades relativas de ambas salmueras similares. Esto sugiere que en el norte de la laguna la salmuera somera se encuentra estrechamente vinculada a la profunda y no recibe aportes significativos de los sistemas de flujo más someros.

En el extremo sureste de la laguna (Fig. 4.40), los niveles medidos **profundos son superiores a los someros** ($\Delta h_{media} = 0.27 \text{ m}$). Ambos acusan una evolución estacional, si bien la salmuera somera presenta variaciones bruscas y un rango amplio (1.30 m) y mientras que la evolución de la profunda es más estable y un rango mucho menor (0.48 m). El nivel medio equivalente de la salmuera profunda es 418.71 m s.n.m. (sondeo LPpf, $\rho_{media \text{ anual}} = 1.137$) y el de la somera **410.08 m s.n.m. (sondeo LPsm, $\rho_{media \text{ anual}} = 1.081$)**, difiriendo la densidad relativa de ambas salmueras apreciablemente. Todo ello sugiere que en el extremo sureste de la laguna la salmuera somera recibe aportes significativos del acuífero miocuaternario. Los niveles medidos indican que ambas salmueras, someras y profundas, presentan suaves gradientes decrecientes hacia el sur, más marcado en la salmuera somera (0.17 ‰) que en la profunda (0.08 ‰).

Figura 2. 41 Hidrogramas de niveles equivalentes de agua dulce. a. Salmuera en niveles inferiores del CCS. b. Salmuera del entorno de la laguna

2.8.8 Modelo Hidrogeoquímico

La ubicación de los sondeos de los cuales se tomaron las aguas y salmueras para la simulación se presentan en la figura 2.42.

Figura 2. 42 Sondeos utilizados en la simulación hidrogeoquímica

Escenario 1

Corresponde a la salmuera hipersalina que discurre por el sistema kárstico, producto principalmente de la disolución de halita. En este escenario la salmuera sería el producto de la mezcla del flujo de IGME 3, el cual se encuentra emplazado en un bloque calizo, por lo que sus aguas son carbonatadas, con el flujo de Ly300, por el cual discurren aguas salobres, dado que estas son producto de la disolución de sales de la matriz margo-yesífera. La mezcla de estos flujos, a la que se denomina 1 (solución final), se realiza con una relación de 0.5, para luego realizar una simulación inversa con la salmuera del B-VH (solución final), éste es un sondeo que alcanza el sistema kárstico profundo del CCS, con 9 fases minerales en la que se obtuvieron 10 modelos posibles.

En la tabla 2.2 se describe la solución termodinámica más factible en la que las fases que disuelven son: halita, bromohalita, bischofita y polihalita, mientras que las fases que precipitan son yeso y silvita.

Las fases minerales que disuelven durante el proceso termodinámico en mayor concentración son Halita y Bromo en halita, por lo que es una salmuera clorurada sódica.

Escenario 2

Representa el flujo que se encuentra en la matriz margo-arcillosa-yesífera, con procesos de mezcla de flujos provenientes de los bloques calizos (Abastecimiento Humilladero) y flujos presentes en la matriz margo-yesífera (Iy300), considerando que la mezcla denominada 2, se realiza con una relación de 0.5 para cada uno de estos flujos. Posteriormente, se realiza una simulación inversa, en la que la solución inicial es la mezcla 2 y la solución final B-VH.

La salmuera hipersalina del sistema kárstico profundo, asciende por la matriz debido a la carga piezométrica en que se encuentra. En este escenario, la solución termodinámica que presenta mejor este fluido, consiste en fases minerales que disuelven materiales evaporíticos presentes en esta litología: halita, yesos, hexahidrita, bromohalita, bischofita y polihalita, mientras que precipita la fase mineral de dolomita (Ver tabla 2.2).

Escenario 3

Simula la salmuera profunda debajo de la laguna, la que sería producto de procesos de mezcla y disolución. Los flujos salobres, producto de la disolución de yesos presentes en la matriz margo yesífera (Iy300) se mezclarían a poca profundidad con los de la

salmuera somera bajo la laguna (UGr-2) con una relación de 0.1 y 0.9, respectivamente (mezcla 3), mientras que a mayor profundidad con los fluidos hipersalinos del sistema kárstico profundo del CCS (B-VH) con una relación de 0.2 y 0.8, respectivamente (mezcla 4).

Estas dos mezclas, una somera y otra profunda se mezclarían dando lugar a la salmuera profunda bajo la laguna por medio de una hipotética celda de convección que sería resultante del gradiente de densidades con relación de 0.3 para la mezcla que se produce en la zona somera y de 0.7 para la mezcla profunda (mezcla 5).

También, se produciría un proceso de disolución durante la mezcla por el proceso convectivo, por ello se realiza un modelo inverso, con solución inicial la mezcla 5, y como solución final DSant, el cual es un sondeo de investigación que se encuentra emplazado en la salmuera debajo de la laguna. Se obtiene que en la solución termodinámica se disuelve yesos, hexahidrita, dolomita, bromohalita y bischofita, y se precipita halita y polihalita (Ver tabla 2.2).

Escenario 4

Representa la posible génesis de la salmuera somera, la cual es muy compleja, debido a que presenta procesos de mezcla, concentración por evaporación y dilución.

En este escenario, el trazador natural Br^- , describe un patrón de flujo desde la salmuera profunda bajo la laguna hasta la salmuera somera bajo la laguna. Para la modelización de esta salmuera se han utilizado flujos de la salmuera profunda bajo la laguna (DSant), superficiales (Laguneto, que es un pequeño cuerpo de agua superficial permanente la mayor parte del año y se encuentra junto a UGr-3), del acuífero

mioceno (Albi, que es un pozo de extracción para regadío) y provenientes de la matriz margo- yesífera (ly300).

Estos flujos se mezclarían en distintas proporciones, para luego concentrarse en un proceso de evaporación de hasta un 90%, llegando a un equilibrio en Cl y Br, en el que el Cl alcanza aproximadamente 5.81 meq/l, mientras que el Br alcanza en torno 2.05E-02 meq/l.

En el sondeo de investigación UGr-2 de 21 m de profundidad, el cual alcanza la salmuera somera bajo la laguna, la máxima concentración de Br es de 0.0113 meq/l, mientras que Cl es de 3.4122 meq/l, sin embargo, estas concentraciones están por debajo de las que se alcanza por evaporación.

Esta diferencia de las concentraciones se debería a un proceso de dilución, el cual mediante reacciones cinéticas alcanza hasta un 90% de dilución, consiguiendo así, ratios de saturación del Br y del Cl aproximados a las medidas en el pozo UGr-2. En la tabla 2.2, se observan dos soluciones con mezclas en distinta proporción, en la cual la concentración dependerá del orden en que se evapore y se diluya la mezcla de fluidos que se ha mencionado anteriormente.

En la figura 2.43, se muestra el resultado de la simulación del escenario 4, en el que la mezcla de los fluidos que se ha considerado para la simulación, se satura en Cl y Br, alcanzando el equilibrio por medio de la concentración evaporativa. Se observa que las concentraciones medidas en el pozo de investigación UGr-2 están por debajo de las obtenidas en la simulación.

Con este resultado, se interpreta que las concentraciones medidas Br y Cl en el pozo de investigación están subsaturadas. Debido a que

podrían haber sido sometidas a un proceso de dilución, con el que las concentraciones de Br y Cl disminuirían por diferente cinética de dilución, alcanzando concentraciones aproximadas a las medidas en el pozo de investigación UGr-2, mediante un proceso análogo al lazo de histéresis.

Tabla 2. 2 Escenarios de simulación de salmuera con Phreeqc for Windows

Escenarios	Procesos	Fases que precipitan	Fases que disuelven
1	<p>Mezcla 1: IGME3 (0.5) Iy300 (0.5)</p> <p>Modelación Inversa: Solución inicial: Mezcla 1 Solución Final: B-VH</p> <p>Fases presentes: Halita Silvita Yeso Bromohalita Hexahidrita Bischofita CO₂ (g) Polyhalita Dolomita</p>	<p>Yeso -3.890E-02 CaSO₄: 2H₂O Silvita -2.669E-02 KCl</p>	<p>Halita 3.904E+00 NaCl CO₂ (g) 1.465E-03 CO₂ Bromohalita 2.032E+00 NaCl0.999Br0.001 Bischofita 4.455E-02 MgCl2: 6H₂O Polihalita 2.547E-02 K₂MgCa₂(SO₄)₄: 2H₂O</p>
2	<p>Mezcla 2: Ab. Humilladero (0.5) Iy300 (0.5)</p> <p>Modelación Inversa: Solución inicial: Mezcla 2 Solución Final: B-VH</p> <p>Fases presentes: Halita Silvita Yeso Bromohalita Hexahidrita Bischofita CO₂ (g) Polyhalita Dolomita Calcita</p>	<p>CO₂ (g) -6.657-04 CO₂ Dolomita -2.033E-02 CaMg(CO₃)₂</p>	<p>Halita 3.247E+00 NaCl Yeso 9.3250E-02 CaSO₄: 2H₂O Hexahidrita 1.883E-02 MgSO₄: 6H₂O Bromohalita 9.429E-01 NaCl0.999Br0.001 Bischofita 4.740E-02 MgCl2: 6H₂O Polihalita 7.245E-03 K₂MgCa₂(SO₄)₄: 2H₂O</p>

3	<p>Mezcla 3: UGr-2 (0.9) Iy300 (0.1)</p> <p>Mezcla 4: B-VH (0.8) Iy300 (0.2)</p> <p>Mezcla 5: Mezcla 3 (0.3) Mezcla 4 (0.7)</p> <p>Modelación Inversa: Solución inicial: Mezcla 5 Solución Final: DSant</p> <p>Fases presentes:</p> <table> <tr> <td>Halita</td> <td>Dolomita</td> </tr> <tr> <td>Yeso</td> <td>Bromohalita</td> </tr> <tr> <td>Hexahidrita</td> <td>Bischofita</td> </tr> <tr> <td>CO₂ (g)</td> <td>Polyhalita</td> </tr> </table>	Halita	Dolomita	Yeso	Bromohalita	Hexahidrita	Bischofita	CO ₂ (g)	Polyhalita	<p>Halita -3.283-01 NaCl Polihalita -5.786E-03 K₂MgCa₂(SO₄)₄: 2H₂O</p>	<p>Yeso 2.848E-02 CaSO₄: 2H₂O Hexahidrita 2.468E-02 MgSO₄: 6H₂O Dolomita 2.024E-05 CaMg(CO₃)₂ Bromohalita 6.741E-01 NaCl0.999Br0.001 Bischofita 1.134E-01 MgCl2: 6H₂O</p>
Halita	Dolomita										
Yeso	Bromohalita										
Hexahidrita	Bischofita										
CO ₂ (g)	Polyhalita										
4	<p>Mezcla 6: DSan (0.15) Laguneto (0.15) Albi (0.35) Iy300 (0.35) Evaporación Mezcla 6</p> <p>Dilución (Ratios de Saturación)</p> <p>Mezcla 7: DSan (0.3) Laguneto (0.3) Albi (0.1) Iy300 (0.3) Evaporación Mezcla 7</p> <p>Dilución (Ratios de Saturación)</p>	<p>Bromohalita NaCl0.999Br0.001 Halita NaCl</p> <p>Bromohalita NaCl0.999Br0.001 CO₂ (g) Halita NaCl</p>

Figura 2. 43 Relación Br – Cl

2.9 Modelo conceptual del sistema hidrogeológico y modelo genético-evolutivo de las salmueras

El modelo genético de la laguna, el modelo conceptual del sistema hidrogeológico y el modelo genético-evolutivo de la salmuera están estrechamente relacionados.

En el modelo geológico regional propuesto por Calaforra (1998), la disolución de los niveles yesíferos profundos del CCS se explica por la circulación de flujos regionales hipersalinos ascendentes. Esto habría ocasionado la hiperkarstificación de los yesos subyacentes, causante de la subsidencia-endorreísmo de las lagunas emplazadas en el Trías de Antequera (Calaforra et al., 2002). Así., el origen de la laguna de Fuente de Piedra sería por karstificación y colapso del material yesífero-salino del CCS (Durán et al, 2002).

Ruiz, et al. (2006); IGME, (2009); Heredia et al. (2009); Montalván et al. (2012), identificaron cuerpos de salmuera próximos a la divisoria de aguas y alejados de la laguna. Como resultado de estos trabajos se propuso un modelo conceptual del sistema hidrogeológico que vincula al sistema de flujo hipersalino de tipo kárstico de carácter regional al sistema hidrogeológico de la cuenca. La recarga local de este sistema kárstico regional se daría desde los bloques calizos del jurásico de las sierras, luego se encontraría en carga al ser confinado por la matriz margo-arcillosa-yesífera para una parte descargar localmente en la laguna, mientras que la restante sigue hacia la vecina cuenca del río Guadlahorce donde se produciría la descarga regional (Fig. 2.44).

El carácter confinante de la matriz margo-arcillosa-yesífera en este modelo conceptual presenta un rasgo en común con anteriores conceptualizaciones del sistema hidrogeológico (Linares, 1990; ,

Benavente et al., 1996a, Almecija, 1997; Rodríguez et al., 2005; Kohfahl et al., 2008). En estas se consideraba a la matriz como el basamento impermeable del acuífero miocuaternario y no se contemplaba la existencia de un sistema kárstico profundo.

Sin embargo, Benavente et al. (2003) ya señalaron como un posible modelo conceptual que en la laguna descargasen flujos procedentes de niveles karstificados más profundos. Asimismo, Rodríguez et al, (2005) consideraron la disolución de evaporitas y simularon la descarga de flujos profundos hacia la laguna, aunque siempre en el ámbito de la cuenca de la misma.

Figura 2. 44 Modelo conceptual del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra y modelo genético evolutivo de la salmuera. Sistema de flujo: acuífero superior (miocuaternario) + matriz margo-arcillosa-yesífera (CCS) + sistema kárstico (CCS). Génesis salmuera: proceso evaporativo + evolución hidrogeoquímica + factor litológico

La conceptualización que se propuso del sistema hidrogeológico implicó un modelo genético evolutivo de la salmuera en el que intervienen procesos de enriquecimiento por concentración evaporativa, evolución hidrogeoquímica y un factor litológico: la

disolución de materiales evaporíticos (Heredia et al, 2009) (Fig. 2.43).

Desde hace dos décadas la descarga del acuífero miocuaternalario a la laguna se da en mayor parte en la costa oeste y suroeste. Esta descarga de agua dulce con poco tiempo de residencia, explicaría el gradiente decreciente de la salinidad en sentido noreste-suroeste. La descarga del acuífero miocuaternalario junto con la descarga de los flujos hipersalinos del sistema kárstico profundo del CCS produciría en el ambiente de la laguna una macro celda de circulación convectiva de flujo (Figura 2.43). Esta circulación se sumaría a la clásica por convección/difusión de flujos salinos producidos por el proceso de concentración evaporativa en la laguna (Langbein, 1961; Duffy y Al Hassan, 1988; Fan et al; 1997).

2.10 Conclusiones

Sistema hidrogeológico

El sistema hidrogeológico está constituido por tres subsistemas de flujo, estratificado según su densidad. El sistema en su conjunto presenta amplio rango de variabilidad de la densidad del flujo circulante, variando los TSD desde los 0.319 g/L en las aguas emplazadas en los bloques calizos que conforman las sierras hasta los 332 g/L en las salmueras de los cuerpos del sistema kárstico profundo del CSC. La alta variabilidad espacial de la salinidad contrasta con su estabilidad temporal, resultando que la posición de la interface salmuera/agua dulce no varíe durante las últimas dos décadas.

En el sistema hidrogeológico se han identificado dos tipos de salmueras:

- Una es el resultado de la circulación del agua subterránea a través de materiales evaporíticos karstificados asociados al CCS. Esta salmuera se desarrolla en dos escenarios diferentes bien definidos. Uno en el entorno profundo de la laguna, asociado al flujo que circula por el sistema de naturaleza kárstica que se desarrolla sobre los niveles masivos de yesos y sales a unos 80 m de profundidad. Otro está definido por cuerpos de salmuera que se encuentran diseminados por los niveles yesífero-salinos del CCS. El origen de esta salmuera viene dado por evolución hidrogeoquímica y disolución de materiales evaporíticos.
- Otra salmuera se sitúa en el entorno de laguna a poca profundidad, cuyo origen se debe a procesos de concentración evaporativa y a la mezcla con los flujos profundos que descargan en ella. La concentración evaporativa provoca que las aguas y salmueras de distinta salinidad que alcanzan este entorno evolucionen hasta la saturación. En la laguna descargan las aguas del acuífero miocuaternalio que tienen baja salinidad (TSD de 0.74-3.8 g/L), las aguas salobres de evolución hidrogeoquímica que discurren muy lentamente por los materiales margo-arcillosos-yesíferos del CCS y poseen una salinidad notable (TSD de 77 g/L) y la salmuera de origen profundo con una salinidad considerable (TSD > 200 g/L).

Modelo conceptual del sistema hidrogeológico

El modelo conceptual del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra se puede sintetizar con los siguientes ambientes hidrogeológicos:

- Un sistema superficial conformado por materiales del Mioceno superior, sedimentos cuaternarios y bloques de calizas y dolomías del jurásico. Su extensión coincidiría aproximadamente con la cuenca de aguas superficiales. Actualmente, este sistema recarga por infiltración de la precipitación y por retornos de riego y descarga por medio de los bombeos y, de forma discontinua, espacial y temporalmente a la laguna.

- Un sistema de flujo intermedio subyacente al superficial que circula por los materiales poco permeables de la matriz margo-yesífera del CSC, que confinaría al sistema kárstico subyacente y del que recibe aportes dado que se encuentra en carga. Su descarga es hacia la laguna.

- Un sistema kárstico profundo que se desarrollaría en los materiales evaporíticos del CCS, su extensión sería regional. La recarga de este sistema se daría en los bloques de calizas y dolomías que forman las sierras de la región, y su descarga se realizaría, en un marco local, en muchas de las lagunas que existen en el área y, en un marco regional, en los manantiales hipersalinos de la cuenca del Guadalhorce.

Modelo genético evolutivo de las salmueras

Este modelo conceptual del sistema hidrogeológico tiene asociado un modelo genético evolutivo de las salmueras que difiere del modelo clásico de salares en cuencas endorreicas en climas áridos-semiáridos, en los que la salmuera es el resultado exclusivo de concentración evaporativa. En este modelo genético-evolutivo

intervienen los procesos de enriquecimiento por concentración evaporativa, de evolución hidrogeoquímica y un factor litológico: la disolución de materiales evaporíticos.

CAPÍTULO 3.

MODELO DE NIVELES
EQUIVALENTES

3.1 Introducción

Este capítulo presenta el desarrollo del modelo de flujo de niveles equivalentes del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra, como una etapa previa al desarrollo del modelo de densidad variable.

Este modelo consistió en convertir los niveles piezométricos físicos medidos en campo a niveles equivalentes en términos de agua dulce, para conseguir un único fluido de referencia, considerando constante a la densidad en todo el sistema. El modelo de flujo se basa en el modelo conceptual que propone que en la génesis de la salmuera intervienen el enriquecimiento evaporativo, la evolución hidrogeoquímica y un factor litológico, la disolución como se describe en detalle en el capítulo 2.

El periodo de simulación durante el que se desarrolló el modelo se extiende del 1 de marzo de 2007 a 31 de octubre de 2008. El modelo se calibró en régimen transitorio sobre los niveles equivalentes de agua dulce correspondiente a los niveles y densidades, medidos durante el periodo de simulación, adoptándose como condición inicial piezométrica los niveles observados en marzo de 2007 debido al déficit hídrico producto de 1037 mm/a y de 433 mm/a de evapotranspiración y precipitación, respectivamente, con lo que el periodo de simulación fue considerablemente seco en la cuenca de Fuente de Piedra, por lo que no se calibró en estado estacionario.

En este capítulo se presentan los resultados del desarrollo y calibración de los parámetros de conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento, para luego realizar un análisis de

sensibilidad del modelo de flujo de niveles equivalentes respecto a los parámetros calibrados.

3.2 Objetivos

- Realizar una primera aproximación en el marco de un modelo de flujo de niveles equivalentes de distintos parámetros hidrogeológicos para el posterior desarrollo de un modelo de densidad variable del sistema.
- Estudiar el desempeño de las condiciones de contorno que tienen asociados niveles equivalentes:

El nivel prefijado, H_{eq} , con el que se representa la carga piezométrica de la salmuera de los niveles karstificados profundos.

La condición de dren, $C_h (H_{eq} - h)$, impuesta en el lecho de la laguna, donde se sitúa la salmuera somera.

3.3 Metodología

El modelo de flujo de niveles equivalentes se realizó directamente en régimen transitorio. La primera etapa de este modelo, consistió en definir una condición inicial piezométrica. Posteriormente, en la segunda etapa, se calibraron los parámetros hidrogeológicos definidos en el modelo. En la tercera etapa, es donde se lleva a cabo el análisis de sensibilidad. Por último, en la cuarta etapa se realiza un balance hídrico de masas.

3.4 Modelo conceptual

En la elaboración del modelo conceptual de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra se estableció lo siguiente:

- Geometría del sistema real: forma y espesores de las capas.
- Propiedades físicas del medio (Conductividad hidráulica y almacenamiento) y su variación espacial.
- Recarga y descarga a lo largo del tiempo.
- Condiciones piezométricas iniciales.
- Condiciones de contorno.

3.5 Código numérico

Para realizar la simulación numérica de flujo de niveles equivalentes con agua dulce como fluido de referencia en 3D de la Laguna de Fuente de Piedra se utilizó el programa MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988; Harbaugh et al., 2000; Harbaugh, 2005) integrado en el paquete informático Visual MODFLOW 4.2 (Waterloo Hydrogeologic, 2001; Waterloo Hydrogeologic, 2005). Es un programa desarrollado por el USGS, el cual simula el flujo de agua subterránea a través de medios porosos utilizando el método de las diferencias finitas. El paquete informático Visual MODFLOW 4.2, también incorpora el programa PEST, la optimización automática de los parámetros del modelo minimizando los residuos de niveles (Doherty, 1994), mediante una implementación del algoritmo de Marquardt.

El programa Visual MODFLOW 4.2 simula los siguientes problemas:

- Flujo y transporte.
- Densidad constante y variable.

Este programa Visualiza en 2D y 3D.

3.6 Discretización espacial y temporal

El modelo posee una extensión aproximada de 14.2 Km en dirección norte-sur y de 21.6 Km en dirección este-oeste. La discretización consistió en dividir en celdas el medio físico, para lo cual el mallado del sistema de Fuente de Piedra consiste de 142 filas y 216 columnas con tamaños de celdas cuadradas de 100 m x 100 m como se aprecia en la figura. 3.1. Las celdas inactivas del modelo delimitan la superficie del área de simulación.

En la discretización vertical se realizaron 4 capas como se muestra en la figura 3.2, la primera es una capa heterogénea conformada por el Mioceno superior, Cuaternario, Sedimentos lagunares, matriz margo-arcillosa-yesífera y bloques calizos, la segunda y tercera capas es de matriz margo-arcillosa-yesífera y bloques calizos y la cuarta capa también de matriz margo-arcillosa-yesífera, la cual conforma el fondo de cubeta de la laguna. Las celdas inactivas, que delimitan el contorno de la superficie del modelo numérico y en las cuales se considera flujo nulo, en el presente modelo son de color azul verdoso.

Figura 3. 1 Discretización del dominio del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra.

El modelo en estado transitorio ha sido realizado para un periodo de 610 días (01 de marzo de 2007 – 31 de octubre de 2008). La simulación particiona en periodos de tiempo de 10 días, por lo cual se tiene 61 periodos de tiempo de 10 días.

Figura 3. 2 Corte vertical del modelo en el cual muestran las cuatro capas del modelo numérico.

3.7 Condiciones iniciales

La condición inicial utilizada en el modelo, es el nivel piezométrico de los pozos de observación del mes de marzo de 2007, datos que fueron interpolados a todo el dominio del modelo por medio del programa SURFER y exportados a Visual MODFLOW 4.2 como se expone en la figura. 3.3.

Se debe indicar que la interpolación fue corregida donde se carecía de información piezométrica, debido a que el nivel inicial estaba en algunos sectores por debajo del muro de la capa 1. Para ello, se impuso el criterio de que la superficie piezométrica en esos sectores sea la décima parte de la diferencia de la superficie 1 que corresponde a la topografía y la superficie 2 que corresponde a muro de la capa 1. Así se consiguió que la superficie piezométrica esté por encima del muro de la capa heterogénea.

Figura 3. 3 Condición inicial del modelo (Interpolación de los niveles piezométricos del mes de marzo de 2007)

3.8 Condiciones de contorno

Fueron definidos como condiciones de contorno (Fig. 3.4):

- La carga piezométrica de los niveles karstificados, en el cual el nivel prefijado H_{eq} permanece constante.

Figura 3. 4 Condición de contorno de nivel prefijado, la que muestra un gradiente descendente de niveles hacia el sur de la cuenca.

- Los niveles asociados a la condición de dren, H_{eq} (Fig. 3.5), y coeficiente de goteo o conductancia hidráulica, C_h , para el lecho de la laguna y los cauces de la red hidrográfica, $C_h (H_{eq} - h)$.

Figura 3. 5 Condición de niveles asociados a la condición de dren, en la que se aprecian los distintos valores de conductancia hidráulica, en función de la naturaleza del dren.

- Recarga (precipitación y retorno de riego) y la evapotranspiración de la cuenca de la laguna (Fig. 3.6).

Figura 3. 6 Zonificación de la recarga (a) y de la evapotranspiración (b) en la cuenca.

3.9 Parámetros hidráulicos del modelo

Los parámetros hidrogeológicos del modelo permanecen constantes en el tiempo pero pueden variar espacialmente. En el modelo de niveles equivalentes del sistema de flujo de la laguna de Fuente de Piedra, los parámetros calibrados fueron la conductividad hidráulica (k_x , k_y y k_z), el coeficiente de almacenamiento específico (S_s) y el rendimiento específico (S_y). La información previa de estos parámetros se obtuvo de medidas de campo y de la bibliografía. Durante el proceso de calibración los parámetros variaron dentro de un rango de valores plausibles.

3.9.1 Conductividad hidráulica (k_x , k_y y k_z)

La zonificación de la conductividad hidráulica se realizó con un criterio litológico, definiéndose:

- Zona 1: aluviales, costras y coluviales.
- Zona 2: sedimentos lagunares.
- Zona 3: calizas de la Sierra de Molina y Humilladero.
- Zona 4: arcillas, yesos y sales.
- Zona 5: calcarenitas, margas y limos.

La capa 1 (Fig. 3.7), está formada por todas las zonas definidas en el sistema. Las capas 2 y 3 están formadas por la zona 3 y la zona 4 (Fig. 3.8). La capa 4 que representa el fondo del vaso de la laguna está formada por la zona 4 (Fig. 3.9).

Figura 3. 7 Distribución espacial del parámetro de conductividad hidráulica del modelo de la primera capa del modelo

Figura 3. 8 Distribución espacial del parámetro de conductividad hidráulica de la segunda y tercera capa del modelo

Figura 3. 9 Distribución espacial del parámetro de conductividad hidráulica de la cuarta capa del modelo

Las zonas 1 y 5 están conformadas por materiales del Mioceno superior, se diferencian en que en la zona 1 también están presentes materiales del Cuaternario (aluviales, costras, coluviales), las permeabilidades son muy bajas y semejantes. La zona 2, se caracteriza por los sedimentos lagunares del Cuaternario con permeabilidades de orden medio. Estas zonas pertenecen al acuífero libre en la primera capa.

La zona 3 corresponde a las calizas jurásicas de las sierras de Mollina y Humilladero, presenta permeabilidades bajas. La zona 4 representa la matriz marga-arcillosa-yesífera y posee las permeabilidades más bajas del sistema, y están presentes en las cuatro capas del modelo.

3.9.2 Almacenamiento

La zonificación del almacenamiento en las distintas capas del modelo del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra es igual al de la conductividad hidráulica (Fig. 3.7, 3.8, 3.9).

El coeficiente de almacenamiento específico (S_s) es utilizado en las capas 2 y 3 en que la ecuación de flujo se resuelve en condiciones de confinamiento. El rendimiento específico (S_y) en las zonas de acuífero libre que corresponden a la primera capa de modelo.

La capacidad de almacenar del sistema es media, por lo que para el acuífero confinado el coeficiente de almacenamiento de la matriz margo-yesífera se estima en 9×10^{-4} $1/m$, mientras que para el acuífero libre el rendimiento específico no sobrepasa el 16% en los sedimentos lagunares.

3.10 Sondeos de investigación y extracción

Los sondeos de investigación, como los de extracción nos brindan información para el desarrollo del modelo, lo que nos permite identificar los parámetros hidrogeológicos, y así calcular los niveles piezométricos en todo el dominio.

Los pozos de observación utilizados en el modelo fueron 31, los cuales, se localizan en casi toda la cuenca, excepto en una pequeña extensión del suroeste, sureste y noreste de la misma que coincide con la corrección de la superficie piezométrica tomada como condición inicial, 17 pozos están ubicados en la capa 1, 11 en la capa 2 y 3 en la capa 3 (Fig. 3.10).

Figura 3. 10 Ubicación espacial de los pozos de observación

Las captaciones existentes en la cuenca para uso agrícola son de 404 pozos, de las cuales la mayor parte del agua es utilizada para regadío. La extracción para la demanda urbana se centraliza para el abastecimiento de las poblaciones de Fuente de Piedra, Humilladero y Los Carvajales y Mollina (situada fuera de la cuenca) con cuatro pozos. Humilladero es el único ayuntamiento que lleva un control sistemático de las extracciones para su abastecimiento urbano y de los Carvajales, mientras que los ayuntamientos de Mollina y Fuente de Piedra llevan un control irregular (Fig. 3.11).

Figura 3. 11 Ubicación espacial de los pozos de extracción

3.11 Recarga

Para este modelo se realizó una estimación de la recarga utilizando datos meteorológicos de la estación del Cerro del Palo (6-375A). La recarga se estimó utilizando el programa EasyBalan 4.0 (Vázquez-Suñé y Castro, 2002), para lo que se consideró la zonificación de los diferentes usos agrícolas del suelo, las precipitaciones y temperaturas diarias, así como también la evapotranspiración mensual del periodo de simulación. La recarga estimada es aproximadamente de 12 hm³/a, que corresponde al 14% de la precipitación media anual. Para estimar la recarga se realizó lo siguiente:

- Revisión de la información meteorológica: información histórica de precipitación y temperatura.
- Uso del suelo: Superficie y tipo de los diferentes cultivos desarrollados en la cuenca.

- Zonificación de las zonas de recarga: se utilizó ArcGIS para delimitar las diferentes zonas dependiendo del uso del suelo agrícola.
- Evapotranspiración de la zona de estudio, se realizó mediante el método de Thornthwaite, utilizando el programa EasyBalan.

Figura 3. 12 Distribución espacial de las diferentes zonas de recarga de la cuenca

La zonificación de la recarga en función de los usos del suelo en la cuenca se observa en la figura 3.12. Las recargas de las zonas 1, 3, 5, 7 y 8 son producidas por la infiltración de precipitación. La recarga en las zonas 2, 4 y 9 es el resultado de la suma de los retornos de riego de los respectivos cultivos (viñedos, herbáceos y olivares) más la recarga por la infiltración de la precipitación. La recarga de la zona 6 se debe a la precipitación directa sobre la laguna. Los datos de la recarga que fueron introducidos en el modelo se exponen en la Tabla 3.1.

Tabla 3. 1 Recarga que fue asignada al modelo

Zona	Recarga	Tipo	Superficie (hm ²)	Recarga (hm ³ /año)
1	Viñedo_secano	Infiltración de precipitación	305	0.07
2	Viñedo_regado	Infiltración de precipitación + retorno de riego	558	0.34
3	Herbáceo_secano	Infiltración de precipitación	4218	0.94
4	Hérbaceo_regado	Infiltración de precipitación + retorno de riego	1057	1.60
5	Arbolado_matorral	Infiltración de precipitación	1592	2.03
6	Lagunas_continental es	Precipitación	1323	4.79
7	Improductiva	Infiltración de precipitación	242	0.46
8	Olivar_secano	Infiltración de precipitación	5291	1.17
9	Olivar_regado	Infiltración de precipitación + retorno de riego	3708	0.82

3.12 Calibración del modelo

La calibración del presente modelo numérico, se fundamenta el residuo, el cual se define como la diferencia entre los niveles calculados (X_{cal}) y los niveles observados (X_{obs}), seleccionados de una base de puntos ($i \rightarrow n$), como se muestra en la siguiente ecuación:

$$R_i = X_{cal} - X_{obs}$$

Los criterios de convergencia utilizados, son los siguientes:

- (i) máximo residual, que es la mayor diferencia (residuo) entre los niveles observados y calculados.
- (ii) media de valores absolutos de los residuos, que es indicador de la bondad del conjunto de ajuste en respecto a las variables observadas.

$$|\bar{R}| = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |R_i|$$

- (iii) la desviación estándar, que brinda información de la bondad del ajuste respecto a las variables observadas pero otorgándole mayor peso a los residuos mayores.

$$\sigma_{cal} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_{cal} - \mu_{cal})^2}$$

$$\sigma_{obs} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_{obs} - \mu_{obs})^2}$$

Donde, μ_{cal} y μ_{obs} corresponden a la media de los niveles calculados y los niveles observados respectivamente.

El modelo ha sido calibrado manualmente mediante el método de prueba y error, en estado transitorio durante el periodo de simulación de 610 días antes indicado, partiendo de datos piezométricos obtenidos en campo, los parámetros utilizados para la calibración

fueron la conductividad hidráulica y el almacenamiento. En esta etapa de calibración se modificó la geometría de la discretización, y la zonificación de conductividades hidráulicas y almacenamiento, por existir inconsistencias en la conceptualización del modelo.

3.13 Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad se realizó utilizando el programa PEST para los parámetros de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y rendimiento específico, se debe mencionar que este programa informático no consideró los pozos IGME3 y ER-LV, los que se ubican en la zona noreste y noroeste de la laguna respectivamente (Fig. 2.5), debido a que la incertidumbre respecto de los niveles calculados frente a los observados, no proporciona una confianza satisfactoria en relación a la calibración.

- Matriz del Jacobiano Natural: Esta matriz nos muestra la incidencia de los parámetros en los niveles observados.
- Matriz de correlación: Con la matriz de correlación pretendemos establecer si existe o no dependencia entre los parámetros hidrogeológicos definidos en el modelo.
- Matriz de covarianza: La diagonal principal de esta matriz da la información de qué parámetros poseen mayor o menor incertidumbre en su estimación.
- Autovalores y Autovectores: El contenido de la matriz de correlación se también expresa con el análisis de los autovalores y autovectores. Con este análisis se pretende establecer qué parámetros del modelo están mejor caracterizados.

- Incertidumbre: la incertidumbre es la estimación de un parámetro que se evalúa con la desviación estándar.

3.14 Resultados

En este apartado se presentan los resultados obtenidos durante la modelización.

3.14.1 Discretización espacial

La discretización del medio físico se realizó teniendo en cuenta los flujos subterráneos de la cuenca, por lo que el modelo consta de 4 capas, en la que el acuífero superior se ve representado en la capa más heterogénea que corresponde a la primera de ellas, mientras que las aguas salobres y salmueras que discurren por la matriz margo-arcillosa-yesífera están representadas en la segunda y tercera capa. Por otro lado la salmuera kárstica hipersalina del CCS producto de la disolución de evaporitas se representó en la cuarta capa. La discretización horizontal se ha realizado mediante una malla formada por celdas cuadradas (100mx100m) sin refinamiento sectorial, que fue definida en base a los límites de la cuenca, los cuales corresponden con la divisoria de aguas superficiales.

3.14.2 Calibración de los parámetros

La zonificación de la conductividad hidráulica y del almacenamiento la constituían 4 zonas al iniciarse el proceso: zona 1 (aluviales, coluviales, costras, calcarenitas y limos), zona 2 (sedimentos lagunares), zona 3 (calizas) y zona 4 (margas, arcillas y yesos). Durante la calibración del modelo, fue necesario definir una nueva zona, la cual se definió como 5 para las calcarenitas y limos, acorde

está en la cartografía geológica. Así, la zona 1 se dividió y se definió la zona 5, resultando zona 1 (aluviales, coluviales y costras). Ambas zonas son muy similares, dado que el Cuaternario de la zona 1 se encuentra en una matriz de calcarenitas y limos, razón por la cual en un principio no se las consideró como zonas independientes. Los parámetros de conductividad hidráulica y de almacenamiento en el modelo se calibraron manualmente y sus resultados se presentan en la Tabla 3.2.

Tabla 3. 2 Valores calibrados de conductividad hidráulica y de almacenamiento de las zonas del modelo

Zona	Permeabilidad (m/s)			Almacenamiento	
	Kx	Ky	Kz	S _s (1/m)	S _y
1	1E-07	1E-07	1E-07	0.01	0.09
2	1E-04	1E-04	1E-04	0.0001	0.16
3	1E-06	1E-06	1E-06	0.01	0.08
4	6E-08	6E-08	6E-08	0.0009	0.1
5	1E-07	1E-07	1E-07	0.1	0.1

En general los niveles piezométricos calculados frente a los observados presentan un buen ajuste como se observa en la figura 3.13.

Figura 3. 13 Niveles de piezometría observados vs. Niveles calculados

La red de observación la constituyen 31 pozos. La mayor diferencia entre niveles medidos y calculados (residuos de nivel) ha sido 14.7 m y se localiza en el extremo sur de la cuenca, la media de los valores absolutos de los residuos fue de 3.5 m, con una desviación estándar de 4,8 m. El ajuste entre niveles calculados y medidos alcanzados se considera aceptable

Los sondeos ubicados en la primera capa (Fig. 3.14, 3.15, 3.16, 3.17, 3.18), presentan mayor dificultad para el ajuste, debido principalmente a que es un acuífero libre. Sin embargo, los sondeos que se ajustan mejor a las condiciones del modelo en esta capa, son los que se encuentran emplazados en la zona 2.

Los sondeos que alcanzan la segunda y tercera capa, presentan mejor ajuste debido a que se encuentran próximos a la condición de contorno de nivel prefijado (Fig. 3.19).

En la cuarta capa, el ajuste presenta dificultad, debido a que los sondeos se encuentran en materiales poco permeables (Fig. 3.20).

Figura 3. 14 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 1)

Figura 3. 15 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 2)

Figura 3. 16 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 3)

Figura 3. 17 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 4)

Figura 3. 18 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 1 (zona 5)

Figura 3. 19 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 2 y 3 (zonas 3 y 4)

Figura 3. 20 Calibración del modelo de niveles equivalentes de la capa 4 (zona 4)

3.14.3 Análisis de sensibilidad

En cuanto al análisis de sensibilidad que fue realizado con el PEST, para determinar la sensibilidad de los parámetros respecto a factores que podrían incidir en el flujo.

3.14.3.1 Matriz del Jacobiano Natural

Los niveles de los pozos ubicados en el Cuaternario, definido como zona 1, son sensibles a los parámetros de conductividad k_1 , y, en particular k_4 , es decir la conductividad hidráulica del propio cuaternario y de la matriz margo-yesífera. La conductividad de los sedimentos lagunares incide en dos sondeos, uno situado al norte y el otro al noreste de la laguna (Fig. 3.21).

El rendimiento específico, indica que incide en todos los pozos de esta zona especialmente en un sondeo ubicado al este de la laguna, los demás almacenamientos no inciden en este grupo de pozos (Fig. 3.22).

Figura 3. 21 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 1

Figura 3. 22 Incidencia del rendimiento específico en la zona 1

La fuerte respuesta de todos los pozos de la zona 2, correspondiente a los sedimentos lagunares, evidencia la gran sensibilidad de estos respecto a la conductividad hidráulica k_2 .

Además, los parámetros de conductividad de las zonas 4 y 1 igualmente inciden en estos pozos pero en menor magnitud que k_2 . La incidencia de las conductividades de las zonas de calizas k_3 y del mioceno superior k_5 sobre los puntos de esta zona es irrelevante (Fig. 3.23).

El rendimiento específico, muestra una incidencia notoriamente marcada en los pozos más próximos a la laguna (Fig. 3.24).

Figura 3. 23 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 2

Figura 3. 24 Incidencia del rendimiento específico en la zona 2

La zona 3 que representa los olistolitos calizos de origen jurásico, muestra que los pozos que se ubican en ella son sensibles a las variaciones de las conductividades de todas las zonas, con excepción de la del Mioceno superior k5 (Fig. 3.25).

En cuanto al coeficiente de almacenamiento específico, el pozo que corresponde al acuífero confinado es sensible a esta zona (Fig. 3.26).

El rendimiento específico incide considerablemente en esta zona, aunque tiene mayor sensibilidad a los materiales cuaternarios k1 (Fig. 3.27).

Figura 3. 25 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 3

Figura 3. 26 Incidencia del coeficiente de almacenamiento específico en la zona 3

Figura 3. 27 Incidencia del rendimiento específico en la zona 3

En la zona 4, matriz margo-yesífera, su parámetro de conductividad incide considerablemente en todos los pozos emplazados en ella, y en algunos pocos puntos situados en otras zonas, con excepción de la zona de calizas (Fig. 3.28).

El coeficiente de almacenamiento específico de esta zona es muy sensible a todos los pozos localizados en ella (Fig. 3.29).

El rendimiento específico incide en todos los pozos ubicados en esta zona, además, algunos pozos que se localizan en el Cuaternario (Fig. 3.30).

Figura 3. 28 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 4

Figura 3. 29 Incidencia del coeficiente de almacenamiento específico en la zona 4

Figura 3. 30 Incidencia del rendimiento específico en la zona 4

La zona 5 corresponde a los pozos ubicados en el Mioceno superior, en cuanto a la conductividad, el parámetro k5 incide en los pozos de esta zona, siendo muy sensibles, tanto al Mioceno superior k5 como a la matriz margo-yesífera k4, respecto a los pozos emplazados en otras zonas es despreciable la incidencia de este parámetro k5 (Fig. 3.31).

Los pozos localizados en esta zona son muy poco sensibles con el rendimiento específico, aunque el sondeo ubicado en el norte de la laguna es muy sensible a este parámetro Sy5 (Fig. 3.32).

Figura 3. 31 Incidencia del parámetro de conductividad en la zona 5

Figura 3. 32 Incidencia del rendimiento específico en la zona 5

La segunda capa, en general corresponde a la matriz margo-yesífera. Respecto a los parámetros de conductividad hidráulica, todos los pozos resultan sensibles a k_4 , matriz margo-yesífera y algunos pozos a los depósitos lagunares k_2 (Fig. 3.33).

El coeficiente de almacenamiento de esta zona afecta a los pozos en su totalidad (Fig. 3.34).

Figura 3. 33 Incidencia del parámetro de conductividad en la capa 2

Figura 3. 34 Incidencia del coeficiente de almacenamiento en la zona 3

La zona definida como L3 corresponde a la tercera capa, matriz margo-yesífera, los pozos emplazados en esta zona son sensibles a este parámetro k_4 , aunque también son sensibles a otras zonas como k_2 y k_5 (Fig. 3.35).

Los pozos que se ubican en esta zona son sensibles al coeficiente del almacenamiento específico (Fig. 3.36).

Figura 3. 35 Incidencia del parámetro de conductividad en la capa 3

Figura 3. 36 Incidencia del coeficiente de almacenamiento en la zona capa
3

3.14.3.2 Matriz de correlación

Conductividad: El resultado de la matriz de correlación indica que k5 y k4 presentan una fuerte correlación. Por el contrario, no existe correlación respecto a k1, k2 y k3, ni tampoco entre estos (Tabla 3.3).

Tabla 3. 3 Matriz de correlación para el parámetro de conductividad

	k1	k2	k3	k4	k5
k1	1				
k2	0.00344	1			
k3	0.00705	0.02769	1		
k4	0.17043	0.11628	0.03157	1	
k5	0.14468	0.10365	0.02804	0.88865	1

Coefficiente de almacenamiento específico: Nos muestra que no existe correlación entre Ss3 y Ss4 (Tabla 3.4).

Tabla 3. 4 Matriz de correlación para el coeficiente de almacenamiento específico

	Ss3	Ss4
Ss3	1	
Ss4	0.00179	1

Rendimiento específico: No existe correlación alguna entre los parámetros de rendimiento específico (Tabla 3.5).

Tabla 3. 5 Matriz de correlación para el rendimiento específico

	Sy1	Sy2	Sy3	Sy4	Sy5
Sy1	1				
Sy2	0.00621	1			
Sy3	0.01442	0.10804	1		
Sy4	0.01268	0.00827	0.00104	1	
Sy5	0.00202	0.00164	0.00021	0.00046	1

3.14.3.3 Matriz de covarianzas

Conductividad: Muestra que k_3 es el parámetro de conductividad que presenta la mayor incertidumbre, mientras que las restantes conductividades se considera que su calibración tiene un grado de incertidumbre aceptable (Tabla 3.6).

Tabla 3. 6 Matriz de covarianzas para el parámetro de conductividad

	k1	k2	k3	k4	k5
k1	1.63886				
k2	0.00394	0.80147			
k3	0.65844	1.80805	5317.461		
k4	0.02812	0.01342	0.29677	0.01661	
k5	0.02542	0.01274	0.28063	0.01572	0.13721

Coeficiente de almacenamiento específico: Indica que Ss_3 presenta una incertidumbre muy alta y que, por el contrario Ss_4 la posee baja (Tabla 3.7).

Tabla 3. 7 Matriz de covarianzas para el coeficiente de almacenamiento específico

	Ss_3	Ss_4
Ss_3	2380.333	
Ss_4	0.00878	0.01005

Rendimiento específico: El Sy_3 presenta la mayor incertidumbre junto con Sy_4 pero en menor magnitud y en ambos casos es aceptable (Tabla 3.8).

Tabla 3. 8 Matriz de covarianzas para el rendimiento específico

	Sy1	Sy2	Sy3	Sy4	Sy5
Sy1	0.00033				
Sy2	5.4E-05	0.22792			
Sy3	0.00083	0.16214	9.88195		
Sy4	0.00037	0.00633	0.00525	2.57591	
Sy5	2.1E-06	4.6E-05	3.8E-06	4.3E-05	0.00349

3.14.3.4 Autovalores y Autovectores

Conductividad: Los matriz de autovectores nos indica que las zonas de permeabilidades peor caracterizadas son k1 y k3, mientras que las mejores caracterizadas son k4 y k5, además se considera con una caracterización aceptable k2 (Tabla 3.9).

El diagrama de barras de los autovalores nos da la información del último vector (Fig. 3.37).

Tabla 3. 9 Matriz de la norma de autovectores del parámetro de conductividad

	1	2	3	4	5
k1	0.00206	0.02351	0.00333	0.99972	0.00012
k2	0.00152	0.02429	0.99969	0.00391	0.00034
k3	5.3E-06	8.2E-05	0.00034	0.00013	0.99999
k4	0.73392	0.67878	0.01768	0.01742	5.6E-05
k5	0.67923	0.73356	0.01686	0.01579	5.3E-05

Figura 3. 37 Diagrama de barras de autovalores del parámetro de conductividad

Coeficiente de almacenamiento específico: Indica que Ss3 es el peor caracterizado, mientras que Ss4 es el que presenta una mejor caracterización (Tabla 3.10 y Fig. 3.38).

Tabla 3. 10 Matriz de la norma de autovectores del coeficiente de almacenamiento

	1	2
Ss3	3.7E-06	1
Ss4	1	3.7E-06

Figura 3. 38 Diagrama de barras de autovalores del coeficiente de almacenamiento

Rendimiento específico: El Sy3 es el peor caracterizado junto con Sy4, también los mejores caracterizados son Sy1 y Sy2, además Sy2 es el que posee una caracterización regular (Tabla 3.11 y Fig. 3.39).

Tabla 3. 11 Matriz de la norma de autovectores del rendimiento específico

	1	2	3	4	5
Sy1	0.99999	0.00069	0.00031	0.00014	8.3E-05
Sy2	0.00031	0.00021	0.99986	0.00264	0.01679
Sy3	8.8E-05	5.9E-07	0.01679	0.00078	0.99986
Sy4	0.00015	1.7E-05	0.00266	0.99999	0.00073
Sy5	0.00069	0.99999	0.00021	1.7E-05	3.9E-06

Figura 3. 39 Diagrama de barras de autovalores del rendimiento específico

3.14.3.5 Incertidumbre

Conductividad: En este parámetro k3 presenta la mayor incertidumbre, en tanto las demás zonas de conductividad presentan una incertidumbre moderada (Fig. 3.40).

Figura 3. 40 Diagrama de barras de que muestra la incertidumbre del parámetro de conductividad hidráulica

Coeficiente de almacenamiento específico: La mayor incertidumbre también se presenta en Ss3 que corresponde a las calizas, mientras que Ss4 no presenta ninguna incertidumbre (Fig. 3.41).

Figura 3. 41 Diagrama de barras de que muestra la incertidumbre del coeficiente de almacenamiento específico

Rendimiento específico: Al igual que en los otros parámetros la incertidumbre es en la zona 3, siguiéndole Sy4, en las demás zonas de este parámetro presentan una incertidumbre menor (Fig. 3.42).

Figura 3. 42 Diagrama de barras de que muestra la incertidumbre del rendimiento específico

3.14.4 Balance hídrico de masas

El resultado del balance hídrico del modelo (Fig. 3.43) indica que las entradas se dan desde el sistema kárstico profundo, cuya vinculación se representa mediante una condición de contorno de nivel fijo, (7,4 hm³/a) y la recarga por infiltración de la precipitación, los retornos de riego y de la red de abastecimiento (15,7 hm³/a). Las salidas se producen por bombeo de pozos, tanto agrícolas como de abastecimiento urbano (12,6 hm³/a), por descarga a la red hídrica (0,5 hm³/a) y por evaporación en el lecho de la laguna (13,8 hm³/a).

Figura 3. 43 Balance de Hídrico del sistema de la Laguna de Fuente de Piedra

3.15 Conclusiones

La bondad del ajuste de la piezometría calculada respecto a la observada permite valorar positivamente la conceptualización adoptada. El análisis de sensibilidad pone en evidencia una mayor incertidumbre en la zona 3 de permeabilidad, que representa las calizas jurásicas, que se debería a la falta de información piezométrica ligada a esta litología.

Conforme se han establecido las condiciones de contorno para este modelo el balance de masas del sistema indica que las entradas se producen desde el sistema kárstico profundo y la infiltración de precipitación y retornos de riego y las descargas se producen por las extracciones de los bombeos, las descargas a los cauces superficiales y la evaporación en el lecho de la laguna.

El balance señala un flujo ascendente a través de la matriz margoyesífera, que procede del sistema kárstico profundo y que descarga en la laguna. Ello es coherente con el modelo conceptual que contempla la descarga local de un sistema de flujo regional.

CAPÍTULO 4.

MODELO DE FLUJO Y
TRANSPORTE EN DENSIDAD
VARIABLE

4.1. Introducción

En este capítulo se presenta el modelo sintético de flujo y transporte en condiciones de densidad variable del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra. El modelo reproduce niveles y concentraciones medidos de los diferentes flujos que circulan en el sistema hidrogeológico de la cuenca.

La información para realizar este modelo, se ha descrito en el capítulo 2, en el que también se expuso el modelo conceptual que se representa. En el capítulo 3, se describió un modelo de flujo de niveles equivalentes y que es una primera aproximación de la modelación en densidad variable aquí presentada.

El modelo de densidad variable es un modelo axisimétrico, definido a partir de una sección vertical de la zona de estudio, que representa sintéticamente la laguna y el sistema hidrogeológico asociado en el ámbito de la cuenca.

Con datos obtenidos durante la investigación, se determinó el coeficiente de compresibilidad para los flujos hipersalinos que discurren en la cuenca de Fuente de Piedra. El coeficiente se calculó tanto en su formulación lineal, como exponencial.

En este capítulo se presentan los resultados de la modelación en densidad variable y la calibración de los parámetros de conductividad hidráulica para el problema de flujo y dispersión hidrodinámica para el problema de transporte.

4.2. Objetivos

- Determinar el coeficiente de compresibilidad para salmueras por medio de análisis hidrogeoquímicos obtenidos en el sistema kárstico profundo de Fuente de Piedra (Anexo 1).
- Modelar el sistema hidrogeológico de la laguna en régimen transitorio natural no antropizado, sometido a perturbaciones constantes y bajo condiciones de densidad variable
- Modelar el sistema hidrogeológico de la laguna antropizado en régimen transitorio para contrastar el modelo conceptual propuesto.

4.3. Etapas de la modelación en densidad variable

La simulación se la realizó en cuatro etapas: 1) densidad constante, 2) coeficiente de compresibilidad, 3) densidad variable con perturbaciones constantes en el tiempo, 4) densidad variable con perturbaciones variables en el tiempo.

Etapa 1: Densidad constante

En esta etapa se desarrolló un modelo simplificado, el cual fue realizado utilizando los parámetros calibrados del modelo de flujo con densidad constante (densidad del agua dulce), para obtener las condiciones iniciales del modelo de flujo en estado transitorio sin perturbaciones. En la simulación, no se realizó ningún análisis.

Etapa 2: Coeficiente de compresibilidad (β)

Se llevó a cabo, para establecer el β a utilizar en los modelos en densidad variable. Según la aproximación, exponencial o lineal, con

que se calcule β variarán los niveles y densidades calculados de los flujos circulan en la cuenca.

Etapa 3: Densidad variable con perturbaciones constantes en el tiempo

En ésta se desarrolla el modelo en régimen transitorio aunque con perturbaciones constantes y en condiciones de densidad variable. El sistema hidrogeológico de la cuenca se representa sin perturbaciones antrópicas. Los parámetros calibrados en esta simulación del sistema en se utilizan en el modelo de densidad variable en estado transitorio.

Etapa 4: Densidad variable con perturbaciones variables en el tiempo

En la última etapa se desarrolla el modelo transitorio con perturbaciones variables en el tiempo y en condiciones de densidad variable. En éste se reproducen los niveles y densidades a lo largo del tiempo de simulación, considerando la actividad del hombre.

4.4. Modelo conceptual

El modelo conceptual en el que se basa la simulación numérica, se expuso en la Apartado 2.9 de la presente Tesis, en él se indica la presencia de tres sistemas de flujo.

El primer sistema de flujo corresponde al acuífero Miocuatnario, que se explota para el riego agrícola. El segundo sistema se emplaza en la matriz margo-yesífera del CCS. El tránsito por esta formación es lento, debido a su baja permeabilidad.

El tercero es un sistema kárstico profundo, por el que discurre un flujo hipersalino y que se encuentra en carga al tener como nivel semiconfinante a la matriz margo-yesífera. Una descarga local de este sistema tendría lugar en la laguna de Fuente de Piedra, mientras su descarga general ocurriría en la vecina cuenca del río Guadalquivir. Así, el sistema hidrogeológico de Fuente de Piedra se relaciona con un sistema regional, destacando la presencia de flujos con altas concentraciones de sales.

4.5. Código numérico

La simulación del modelo de flujo y transporte en condiciones de densidad constante fue realizada mediante el programa TRANSIN-IV (Medina y Carrera, 1996, 2003; Medina et al., 2000) en su implementación de interfaz gráfica Visual TRANSIN (UPC, 2003).

La simulación en densidad variable, tanto para el problema de flujo, como para el de transporte, se realizó mediante el programa TRANSDENS (Hidalgo et al., 2004). Ambos programas fueron desarrollados por el Grupo de Hidrología Subterránea de la Universidad Politécnica de Cataluña.

Visual TRANSIN y TRANSDENS, resuelven la ecuación de flujo en medio saturado y no saturado para régimen estacionario y transitorio, las condiciones de contorno están definidas por caudal prescrito, nivel prescrito y de goteo, estas condiciones pueden variar en el espacio y en el tiempo.

En cuanto al transporte, tanto Visual TRANSIN como TRANSDENS incluyen los procesos de dispersión-difusión y advectivo. Las condiciones de contorno varían en el espacio y en el tiempo y se definen como masa prescrita, concentración prescrita y flujo másico.

Tanto en el flujo como en el transporte las condiciones iniciales en régimen transitorio pueden ser arbitrarias o ser las resultantes del régimen permanente. La resolución de la ecuación de transporte requiere conocer las velocidades en el sistema y los caudales en los contornos, que se obtienen por la resolución previa de la ecuación de flujo o a través de la entrada de datos.

Las ecuaciones de flujo y transporte pueden tratarse de forma desacoplada (densidad constante) o de forma acoplada (densidad variable). Las ecuaciones de flujo y transporte se resuelven por el método de los elementos finitos en el espacio y diferencias finitas ponderadas en el tiempo

4.6. **Coeficiente de compresibilidad del fluido (β)**

Este parámetro ha sido estudiado en casos de intrusión salina, en la que las concentraciones de agua de mar alcanzan los 36000 mg/l en STD y con densidades de aproximadamente 1.02 mg/l.

Voss (1984), indica que la densidad y la viscosidad podrían variar dependiendo de la presión hidrostática, p , y dependiendo del problema, la temperatura, t , ó la concentración de soluto referida a la fracción másica, ω , por lo que para el transporte de soluto se tiene la siguiente expresión lineal:

$$\rho = \rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial \omega}(\omega - \omega_0) \quad (1)$$

Donde, ρ_0 es la densidad del fluido base (998.2 kg/m³), $\omega_0 = 0$ basado en el agua pura, $\frac{\partial \rho}{\partial \omega}$ es una constante que depende de la variación de la concentración.

La fracción másica es determinada por:

$$\omega = \frac{(\rho - \rho_0)}{\frac{\partial \rho}{\partial \omega}} \quad (2)$$

Por lo que el coeficiente de compresibilidad se obtiene mediante:

$$\beta = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0 \omega} \quad (3)$$

El modelo de densidad variable fue realizado con el código TRANSDENS, en el que la densidad depende de la concentración másica, mediante la ley exponencial:

$$\rho = \rho_0 e^{\beta(\omega - \omega_0)} \quad (4)$$

Donde, ρ_0 es la densidad del fluido base (998.2 kg/m³), $\omega_0 = 0$ basado en el agua pura, $\frac{\partial \rho}{\partial \omega}$ es una constante que depende de la variación de la concentración.

Esta constante para el caso de mezclas de agua dulce con agua de mar, por ejemplo en los casos de intrusión salina, se aproxima a 700 kg/m³ (Voss, 1984). En el caso de Fuente de Piedra, se han realizado análisis de la densidad del flujo como se muestra en el apartado 2.7.8, por lo que para determinar la fracción másica, ω , se ha utilizado el Residuo Seco (RS).

El coeficiente de compresibilidad, para la expresión exponencial, se determina a partir de (4):

$$\beta = \frac{\ln(\rho)}{\omega} \quad (5)$$

$$\omega = \frac{M_s}{M_F} \quad (6)$$

Donde, M_s es la masa del soluto y M_F es la masa del fluido.

Los flujos hipersalinos que discurren en la cuenca alcanzan concentraciones de 332000 mg/l en STD, con densidades relativas de hasta 1.2. Debido a ello el coeficiente β se calculó tanto con la expresión lineal (3), como con la exponencial (5), para tratar de establecer con cuál de ellas el modelo de densidad variable presenta un mejor comportamiento. La determinación del coeficiente de compresibilidad se basó en los datos de residuo seco (RS) obtenidos en la investigación hidrogeológica del sistema de Fuente de Piedra.

En la tabla 4.1 se presentan los resultados obtenidos con ambas aproximaciones. Los modelos se realizaron con la máxima concentración obtenida a partir de la restitución basada en el RS (Apartado 2.7.8). Así se obtuvieron unos coeficientes de compresibilidad de 0.6878 y de 0.7625 calculados mediante las expresiones exponencial y lineal, respectivamente.

Tabla 4. 1 **Valores del coeficiente de compresibilidad (β), exponencial y lineal, obtenidos mediante restitución del residuo seco (RS)**

<i>RS</i>	<i>Dens</i>	β	
		Exponencial	Lineal
7769.1358	1.00457	0.5919	0.5932
16361.0801	1.00918	0.5680	0.5706
25293.6676	1.01398	0.5627	0.5667
34454.9186	1.01890	0.5620	0.5673
43790.0472	1.02391	0.5631	0.5698
53266.1204	1.02899	0.5651	0.5733
62861.0319	1.03414	0.5676	0.5773
72558.8661	1.03935	0.5705	0.5816
82347.5919	1.04460	0.5735	0.5862
87273.0147	1.04725	0.5751	0.5886
87587.9242	1.04741	0.5752	0.5887
92024.3953	1.04980	0.5767	0.5909
96885.7659	1.05240	0.5783	0.5933
98866.9889	1.05347	0.5789	0.5943
101879.2934	1.05508	0.5799	0.5958
107010.9989	1.05784	0.5817	0.5983
110293.4094	1.05960	0.5828	0.6000
112401.0173	1.06073	0.5835	0.6010
124354.2651	1.06715	0.5876	0.6071
135782.9909	1.07328	0.5916	0.6130
137578.6769	1.07425	0.5922	0.6139
152209.4342	1.08210	0.5973	0.6215
168396.0944	1.09079	0.6029	0.6299
186304.1195	1.10040	0.6092	0.6393
206116.5674	1.11103	0.6161	0.6497
228035.9632	1.12280	0.6237	0.6613
252286.3698	1.13581	0.6321	0.6741
279115.6775	1.15021	0.6413	0.6884
308798.1387	1.16614	0.6514	0.7042
341637.1712	1.18377	0.6625	0.7217
377968.4593	1.20327	0.6746	0.7411
418163.3859	1.22484	0.6878	0.7625

4.7. Representación de la cuenca

La cuenca y la laguna, con una superficie aproximada de 150 Km² y de 13.5 Km² respectivamente, fueron representadas para el modelo de flujo y transporte en condiciones de densidad variable, por medio de un modelado sintético axisimétrico, definido a partir de una sección vertical de la zona de estudio.

La geometría del modelo se basa en representar la cuenca por medio de una sección circular. Dadas las dimensiones de la cuenca y la sección tomada **para realizar la simulación, el ángulo α adoptado ha sido de 1.57 radianes (282.6°)**, la longitud de la sección vertical 7800 m y la longitud que representa la laguna de 2340 m, (Fig. 4.1).

Figura 4. 1 Vista en planta de la cuenca representada mediante la sección circular.

Al rotar la sección vertical, las diferentes formaciones de la cuenca, se representan de forma sintética y de manera uniforme, tal como se muestra en la figura 4.2. La geometría de las formaciones en el modelo no se corresponde con su distribución real en el espacio.

En este modelo definido por medio de una sección circular, el sistema kárstico profundo del CCS se representa bajo toda la cuenca. Esto no se ajusta a la realidad de esta formación que tiene una distribución heterogénea. Debido a ello, los niveles y densidades calculados pueden diferir localmente de los medidos. Sin embargo, por el carácter sintético del modelo, esto no implica una pérdida de coherencia en el contexto general del sistema.

Figura 4. 2 Vista al rotar la sección vertical en una ángulo de 282.6° , con el cual se representa la superficie de la cuenca

4.8. Discretización espacial y temporal

Dado que para la simulación se definió una sección vertical, el modelo consta de una sola capa. En la etapa 1, en la que se modeló el problema de flujo y transporte en condiciones de densidad constante, se trabajó con un mallado grosero, que se refinó en las etapas posteriores al modelar en densidad variable. El refinamiento del mallado se acentuó principalmente en la laguna, que es la zona de descarga local del sistema kárstico regional.

En la etapa 1 la discretización espacial constó de 5498 nodos y 9960 elementos. En esta etapa, al trabajar con una densidad relativa de 1, **es decir con un β de cero, el mallado en esta etapa no necesitó de mayor refinación en las zonas de mayor concentración en Sólidos Totales Disueltos (STD).**

En las etapas 3 y 4, la discretización espacial constó de 16298 nodos y 30861 elementos. Las zonas con mayor refinación en el mallado, son aquellas que se encuentran en la laguna, esto debido que es la zona de descarga y es donde se forman celdas de convección por densidad.

La discretización temporal para la etapa 3, en la cual se realizó el modelo cuasi-estacionario, las perturbaciones permanecen constantes durante 41 años, período suficiente para que el modelo se estabilizase pues se trabajó con almacenamiento específicos 2 órdenes de magnitud menores respecto a los reales. Ello acelera las reacciones del sistema en un orden similar, por lo que el dominio temporal equivaldría aproximadamente a 4100 años. Este dominio se dividió en 1500 intervalos de tiempo de 10 días.

Para la etapa 4, la discretización temporal, que corresponde al modelo en estado transitorio, ha sido realizado para un periodo de 610 días (01 de marzo de 2007 – 31 de octubre de 2008). La simulación ha sido dividida en 61 periodos de tiempo de 10 días.

4.9. Condiciones iniciales

Las condiciones de partida para la simulación de flujo en el modelo estacionario, que corresponde con el modelo en densidad constante, fueron el promedio de los niveles piezométricos medidos a la entrada (norte) y salida (sur) del sistema hidrogeológico de la cuenca de Fuente de Piedra (Fig. 4.3.a). En el problema de transporte, se utilizó la densidad promedio de las diferentes unidades hidrogeológicas presentes en la cuenca (Fig. 4.3.b).

En el modelo cuasi-estacionario, sin perturbaciones en el tiempo, tanto para el problema de flujo, como para el de transporte, se utilizó como condición inicial la solución obtenida en el modelo estacionario. La condición inicial para el modelo transitorio, fue el resultado de niveles piezométricos calculados y concentraciones del modelo cuasi-estacionario.

Figura 4. 3 Resultado de la simulación del modelo cuasi-estacionario sin perturbaciones en el tiempo, la cual se emplea como condición inicial del modelo transitorio. a) Problema de flujo, b) Problema de transporte

4.10. Condiciones de contorno

En el presente modelo, las condiciones de contorno en densidad variable con perturbaciones constantes en el tiempo fueron las siguientes (Fig. 4.4 y 4.5):

Para el problema de flujo:

- 1) La carga piezométrica de los niveles del sistema kárstico profundo en la entrada al sistema (extremo norte) y en la salida (extremo sur), se representa con un nivel prefijado, $H_{f_{karst}}$.
- 2) La recarga media histórica de las cuencas media y alta se representa mediante un flujo prescrito, Q .
- 3) La condición de nivel prefijado en la laguna, es por medio de la cota de su lecho, $H_{f_{laguna}}$.
- 4) El drenaje a los cauces de la red hídrica en la cuenca baja, se **representa mediante una condición mixta o de Cauchy, $Q = \alpha (H-h)$** .

Figura 4. 4 Zonificación de los parámetros del modelo numérico y condiciones de contorno de flujo del modelo cuasi-estacionario

Para el problema de transporte:

- 1) La condición de flujo másico en el sistema kárstico, que representa la entrada de soluto.
- 2) La concentración prescrita en el lecho de la laguna que se corresponde con la concentración que alcanza la salmuera.

Figura 4. 5 Zonificación de los parámetros del modelo numérico y condiciones de contorno de transporte del modelo cuasi-estacionario

Las condiciones de contorno en densidad variable para el modelo en estado transitorio fueron las siguientes (Fig. 4.6):

Para el problema de flujo:

- 1) La carga piezométrica de los niveles del sistema kárstico profundo en la entrada al sistema (extremo norte) y en la salida (extremo sur), se representa con un nivel prefijado H_f .
- 2) La recarga en la cuenca, se da mediante la condición de flujo prescrito, Q_{recarga} .
- 3) La condición de nivel prefijado en la laguna, se representa por medio de la cota de su lecho, $H_{f_{\text{kárst}}}$.

4) El drenaje a los cauces de la red hídrica en la cuenca baja, se **representa mediante una condición mixta o de Cauchy, $Q = \alpha (H-h)$** .

5) La caudales extraídos por bombeo en la cuenca, han sido representados mediante un flujo prescrito, $Q_{\text{extracción}}$.

Para el problema de transporte:

Las mismas condiciones de contorno empleadas en el problema de transporte del modelo en densidad variable con perturbaciones constantes.

Figura 4. 6 Condiciones de contorno del modelo de flujo en estado transitorio

4.11. Sondeos de investigación y extracción

Los sondeos de investigación utilizados durante en el proceso de calibración, alcanzan cada una de las formaciones de la cuenca, monitorizando los correspondientes subsistemas de flujo que discurren por ella (Fig. 4.7).

Los sondeos considerados de la red sistemática de sondeos de investigación (Fig. 2.2) fueron los siguientes: ER-LV y Albi (acuífero Mioceno), ly300 (matriz margo-yesífera), UGr-2 (salmuera somera del entorno de la laguna), DSant (salmuera profunda del entorno de

la laguna), B-EL y B-VH (salmuera del sistema kárstico profundo del CCS). Se considera que estos sondeos describen adecuadamente la evolución de niveles y concentraciones en el espacio y tiempo de los diferentes flujos en las correspondientes formaciones.

Figura 4. 7 Sondeos de investigación utilizados en la calibración de los modelos

Los pozos de extracción para riego son 404. Los pozos se han distribuido en el modelo en régimen transitorio (Fig. 4.8) acorde a su ubicación en el sistema. Por lo tanto, en la cuenca baja los 203 pozos existentes se representan en el modelo con 15 pozos; en la cuenca media existen 132 pozos que se representan en el modelo con 20 pozos y la cuenca alta los 73 pozos se representan en el modelo con 3 pozos. Esta es la representación sintética de captaciones en el modelo transitorio.

Figura 4. 8 Ubicación de pozos de extracción en la cuenca para abastecimiento y producción agrícola

4.12. Parámetros hidráulicos del modelo

Los parámetros que han intervenido en el modelo han sido, la conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y dispersión hidrodinámica, de los cuales, la información previa fue obtenida mediante, el modelo de niveles equivalentes, ensayos de campo e investigación bibliográfica (Freeze & Cherry, 1979, Custodio Llamas, 1982; De Marsily, 1981).

4.12.1 Conductividad hidráulica (k_x , k_y y k_z)

Para el problema de flujo el parámetro calibrado fue la conductividad hidráulica (k_x , k_y , k_z), el cual se consideró isótropo en todo el dominio de cada formación hidrogeológica. Los datos obtenidos en el modelo de niveles equivalentes, fueron utilizados en el modelo de densidad constante, el cual fue utilizado como primera aproximación para el modelo en densidad variable.

Las distintas zonas definidas en el modelo, se corresponden a los diferentes materiales presentes en la zona. Por lo tanto, los mayores valores de permeabilidad se localizan en los materiales donde se desarrolla el acuífero y el karst, mientras que los menores valores de

permeabilidad en la matriz margo-yesífera, tanto en la cuenca, como bajo de la laguna.

La zonificación para el presente modelo, que se define en una sección vertical, es la siguiente (Fig. 4.9):

- Zona 1 corresponde a los depósitos del Mioceno Superior en la cuenca, donde se desarrolla el acuífero que se explota para riego agrícola. La permeabilidad de estos materiales es media-alta, acorde a las calcarenitas bioclásticas y arenas de la formación (15 m/d).
- Zona 2 corresponde a los materiales que conforman la matriz margo-yesífera del CCS y presenta los menores valores de permeabilidad del sistema hidrogeológico de la laguna ($10E-05$ m/d).
- Zona 3 representa al sistema kárstico profundo del CCS, que tiene una extensión regional. Debido a su naturaleza, las permeabilidades de esta litología son las más altas del modelo ($10E05$ m/d).
- Zona 4 representa la matriz margo-yesífera bajo la laguna. En esta zona la matriz, de acuerdo a la calibración, presentaría vías preferentes en el flujo de descarga hacia la laguna. Debido a ello el valor de la permeabilidad es en esta zona es mayor que el correspondiente a la matriz en el resto de la cuenca ($10E-02$ m/d).
- Zona 5 representa los materiales del Mioceno Superior en el sector de la laguna y son una extensión de los depósitos

existentes en el resto de la cuenca. Debido a ello poseen la misma permeabilidad (15 m/d).

- Zona 6), corresponde a los sedimentos lagunares, los cuales son materiales finos de origen Cuaternario depositados en el área de la laguna (10E-02 m/d).

En el presente modelo numérico los bloques carbonáticos de edad jurásica se representan mediante las condiciones de contorno pertinentes en el borde norte. Esta estrategia, además de ofrecer mayor estabilidad numérica al modelo, se ajusta más a la sección ideal representada.

Figura 4. 9 Zonificación de los parámetros del modelo numérico.

4.12.2 Coeficiente de almacenamiento específico

La zonificación de los distintos materiales presentes en la cuenca de este parámetro, se corresponde con la de la conductividad hidráulica.

Para el modelo cuasi-estacionario, el coeficiente de almacenamiento específico (S_s) fue uniforme en todo el dominio (10^{-05} 1/m). El valor adoptado es 2 órdenes de magnitud menor al real, con el fin de

reducir la inercia del sistema y alcanzar más rápidamente su estabilidad.

En el modelo en régimen transitorio, el sistema kárstico presenta los valores más altos de coeficiente de almacenamiento específico (10^{-01} 1/m). Los valores en los depósitos del Mioceno Superior en la cuenca y en la laguna son de 10^{-02} 1/m, al igual que los sedimentos lagunares.

La matriz margo-yesífer en la cuenca presenta valores de coeficiente de almacenamiento específico de 10^{-04} 1/m, que son mayores que la matriz presente en la zona de la laguna, con valores de 10^{-05} 1/m.

4.12.3 Dispersión hidrodinámica

La dispersión hidrodinámica fue uno de los parámetros calibrados y se la consideró isótropa en todo el dominio. Casi todas las litologías zonificadas tienen un valor de este parámetro, tanto longitudinal como transversal, de 15 m. La excepción son los sedimentos lagunares en los que la dispersividad longitudinal y transversal es de 25 m.

4.13 Recarga

La zonificación de la recarga para el modelo numérico se define acorde a los distintos ámbitos hídricos de la cuenca y es la siguiente: zona 2 corresponde a la cuenca media y la zona 3 a la cuenca alta. La cuenca baja (zona 1) no ha sido implementada en el modelo, debido a que en esta zona definen los drenes (Fig. 4.10).

El retorno de riego es una parte importante de la recarga del sistema en el modelo transitorio debido a la relevancia de la actividad agrícola

en la cuenca. En el modelo cuasi-estacionario no se considera el retorno de riego, al no representarse actividades antrópicas que alteren el ciclo hídrico natural de la cuenca.

En el modelo cuasi-estacionario, la recarga superficial utilizada, fue el 17% de la precipitación promedio anual del periodo 1995/96-2007/08 que es de 433 mm/año (IGME, 2009).

Figura 4. 10 Representación de la recarga en la cuenca media y alta en el modelo con perturbaciones constantes.

En el modelo en régimen transitorio, se utilizaron los datos meteorológicos obtenidos en la estación Cerro del Palo (6-375A). Al igual que en el modelo con perturbaciones constantes, en este modelo se considera que se recarga el 17 % de la precipitación, a esta se le adiciona el retorno de riego, dependiendo de la zonificación y el tipo de regadío.

4.14 Resultados

Los resultados del modelo del sistema hidrogeológico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra, comprende la calibración de los parámetros hidráulicos, la evolución espacio-temporal de niveles piezométricos y concentraciones y el balance de masas, tanto para el modelo cuasi-estacionario, como para el modelo en régimen transitorio.

Se debe mencionar, que en el modelo en régimen transitorio, si bien los resultados de la evolución de niveles piezométricos y de concentraciones no poseen un buen ajuste a las profundidades a las que los datos fueron tomados, sí alcanzan un buen ajuste a profundidades más someras. Esto es debido a que algunos de los sondeos poseen tramos largos de ranurados. Debido a ello, se pretende que el modelo reproduzca la evolución de niveles piezométricos y de concentraciones en un contexto general, lo cual sí se ha alcanzado en la simulación.

En la calibración realizada, para el modelo cuasi-estacionario, se utilizaron los datos de precipitación comprendidos entre el periodo 1995/96-2007/08, y para el modelo transitorio los correspondientes al periodo del de 1 de marzo de 2007 al 31 de octubre de 2008 (610 días). Este proceso se realizó mediante un ajuste manual.

El proceso de calibración llevó a modificar el modelo conceptual. En este sentido lo más relevante fue la modificación de la geometría de las formaciones, en particular bajo la laguna. En esta zona es donde se presentó la mayor inestabilidad numérica, al confluir las descargas del acuífero Mioceno, las aguas salobres que circulan por la matriz margo-yesífera y las aguas del sistema kárstico profundo.

La información previa de los parámetros se obtuvo mediante ensayos de campo (Heredia et al., 2009, IGME 1998) e investigación bibliográfica (Freeze & Cherry, 1979, Custodio Llamas, 1982; De Marsily, 1981). Las concentraciones en la simulación se expresan en fracción másica.

4.14.1 Calibración del modelo de flujo y transporte en régimen cuasi-estacionario

Para el desarrollo de modelo cuasi-estacionario se ha tomado como base el resultado del modelo en densidad constante. Los parámetros, conductividad hidráulica, para el problema de flujo, y dispersión hidrodinámica, para el problema de transporte, fueron calibrados de manera manual.

En esta simulación, se pretende reproducir niveles y concentraciones del sistema hidrogeológico, sin perturbaciones antrópicas, para contribuir a la caracterización del sistema, establecer su patrón de flujo y calcular un balance hídrico en régimen natural. Además se procura que los resultados del modelo, sirvan de base para el modelo en régimen transitorio.

Inicialmente en el proceso de simulación, debido a la complejidad del sistema por la alta variabilidad de densidades de los flujos que circulan en la cuenca, a la matriz de margo-yesífera, se la consideró homogénea en toda la cuenca, por lo que se adoptó una única conductividad hidráulica. Posteriormente, durante el proceso de calibración, la matriz margo-yesífera se diferenció, bajo el acuífero Mioceno (zona 2) y la matriz bajo la laguna (zona 4). Así, se asignaron diferentes valores de conductividad hidráulica, a pesar, de tener la misma litología, siendo la matriz bajo de la laguna más permeable.

Análogamente, en principio, los depósitos del Mioceno Superior, sólo se definieron dónde se encuentra el acuífero superficial (zona 1). Posteriormente, en el proceso de calibración, se llegó a determinar, que estos materiales del Mioceno se extendían bajo la laguna (zona

5). Esto concuerda con los materiales obtenidos en el sondeo de investigación DSant, que indica la presencia de arenas y cantos.

Durante el proceso de calibración, en el sector de la laguna, se hizo necesario definir una zona que representase a los sedimentos lagunares (zona 6), acorde a la cartografía geológica de la cuenca.

En la figura 4.11, se muestran los valores de niveles piezométricos calculados, los cuales en estado natural, se encuentran por encima de la cota del terreno en la cuenca baja. Ello, evidencia que la actividad del hombre no está presente.

Figura 4. 11 Calibración del problema de flujo de niveles piezométricos del periodo 1995/96-2007/08.

En el problema de transporte se calibró la dispersión hidrodinámica, mientras que la porosidad (20%) se mantuvo constante, inclusive en el sistema kárstico profundo, dado que no existe una caracterización de esta litología y la calibración se ajusta bastante bien con este valor de porosidad en un contexto general (Fig. 4.12).

Figura 4. 12 Calibración de la concentración en fracción másica del modelo cuasi-estacionario en densidad variable.

4.14.2 Calibración del modelo de flujo y transporte en régimen transitorio

La base de este modelo, es el resultado del modelo cuasi-estacionario con perturbaciones constantes. Esta simulación se ha realizado para el periodo comprendido entre el 01 de marzo de 2007 – 31 de octubre de 2008.

Para la calibración del modelo, se han considerado sondeos de investigación que alcanzan la salmuera, tanto la profunda, como la somera, la matriz margo-yesífera y el acuífero mioceno. Asimismo, este modelo contempla la acción antrópica sobre el sistema al representar los pozos de bombeo y al incorporar a la recarga el retorno de regadío.

Como ya se describió en el apartado 4.6, los coeficientes de compresibilidad corresponden a la máxima concentración observada, 0.6878 y 0.7625, calculados mediante las expresiones exponencial (5) y lineal (3), respectivamente.

Los ajustes de niveles y concentraciones calculadas con ambas aproximaciones, tanto lineal, como exponencial, no es bueno si se

compara con los datos observados en campo. Esto es debido a que estos corresponden a las formaciones hidrogeológicas reales en el espacio, mientras que los calculados se obtienen de un modelo sintético axisimétrico de una sección vertical, con lo que las formaciones no se corresponden espacialmente.

El sistema kárstico profundo, ha sido representado en toda la cuenca, con un espesor de 5 m. La geometría de esta formación regional, no se encuentra caracterizada espacialmente en su totalidad. En la simulación se la representó con una zona homogénea en todo el dominio.

En el sondeo de investigación B-EL, que alcanza el sistema kárstico profundo, los niveles de salmuera, no se reproducen a 100 metros de profundidad desde la cota del terreno (460 m.s.n.m). Tanto los niveles simulados con las aproximaciones exponencial y lineal, se mantienen prácticamente constantes durante el periodo de simulación (Fig. 4.13 y 4.14).

Figura 4. 13 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 14 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación lineal.

El sondeo de investigación B-VH al igual que B-EL alcanza la salmuera del sistema kárstico profundo. En éste los niveles simulados no presentan un buen ajuste a 100 m de profundidad desde la cota del terreno (427 m.s.n.m), con una tendencia creciente a lo largo del tiempo de simulación, en ambas aproximaciones (exponencial y lineal). Sin embargo, los niveles calculados para los 17, 45 y 52 m de profundidad, se aproximan a los observados. Ésto se puede deber a que los niveles observados **"integran" los niveles de distintas** formaciones. Este sondeo está ranurado desde los 3 hasta los 118 m, por lo que no registra exclusivamente los niveles del sistema kárstico profundo, sino también los de las otras formaciones (Fig. 4.15 y 4.16).

Figura 4. 15 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 16 Calibración de niveles del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación lineal.

La salmuera profunda del entorno de la laguna, presenta los niveles simulados a 98 m de profundidad desde la cota del terreno (410 m.s.n.m). Los niveles calculados definen una curva de niveles claramente creciente a lo largo del tiempo que no se ajusta a los

niveles medidos en el sondeo de investigación DSant (Fig. 4.17 y 4.18).

Figura 4. 17 Calibración de niveles de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 18 Calibración de niveles de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación lineal.

En la salmuera somera del entorno de la laguna, se ha considerado los niveles de salmuera del sondeo de investigación UGr-2 a 21 m de profundidad desde la cota del terreno (410 m.s.n.m). Los niveles calculados oscilan y no se ajustan a los niveles observados (Figura 4.19 y 4.20).

Figura 4. 19 Calibración de niveles de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 20 Calibración de niveles de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación lineal.

En la calibración del modelo no se ha alcanzado un buen ajuste entre los niveles calculados y los observados en las salmueras en los distintos ámbitos del sistema, aún considerando niveles simulados a distintas profundidades (figuras 4.13- 4.20). El cálculo de niveles a diferentes profundidades, tuvo como fin conocer a que profundidad se reproducían los niveles observados. Esto estuvo motivado por el hecho que los sondeos de investigación poseen largos tramos ranurados, por lo que los niveles observados no corresponden exclusivamente a una formación, si no que integran el aporte de distintas formaciones. En contraste con ello, los niveles simulados que calcula el modelo corresponden a la formación representada a **una profundidad determinada y no "integran" niveles de distintas formaciones.**

La matriz margo-yesífera, es alcanzada por el sondeo de investigación ly300, a una profundidad de 100 m, medidos desde la cota del terreno (465 m.s.n.m). Los niveles calculados presentan una clara tendencia creciente durante el periodo de simulación y, fundamentalmente, distan de reproducir los niveles medidos (Fig. 4.21 y 4.22).

Figura 4. 21 Calibración de niveles de la salmuera de la matriz margo-yesífera (Iy300) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 22 Calibración de niveles de la salmuera de la matriz margo-yesífera (Iy300) con una aproximación lineal.

En el acuífero Mioceno, se han considerado los sondeos de investigación ER-LV (Fig. 4.23 y 4.24), situado en el extremo noroeste de la cuenca, y Albi (Fig. 4.25 y 4.26) que se encuentra al

norte de la laguna. Los niveles simulados de estos sondeos, no se aproximan ni en magnitud, ni en evolución a los niveles medidos, por lo que el ajuste no es bueno.

Figura 4. 23 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (ER-LV), con una aproximación exponencial.

Figura 4. 24 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (ER-LV), con una aproximación lineal.

Figura 4. 25 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (Albi), con una aproximación exponencial.

Figura 4. 26 Calibración de niveles del agua en el acuífero Mioceno (Albi), con una aproximación lineal.

En el problema de transporte, la densidad no presenta un buen ajuste en la calibración del modelo, aunque las concentraciones en densidades relativas se encuentran dentro de lo plausible. Así, si bien las densidades simuladas no se ajustan a las densidades observadas

en los sondeos de investigación, se encuentran dentro de un rango real de concentraciones de los diferentes flujos que circulan en la cuenca.

En el sondeo de investigación B-EL, que llega hasta la salmuera del sistema kárstico profundo. Las concentraciones en densidad relativa simuladas a una profundidad de 100 m desde la cota del terreno (460 m.s.n.m), no presentan un buen ajuste respecto de las densidades medidas (Fig. 4.27 y 4.28).

Figura 4. 27 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 28 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-EL) con una aproximación lineal.

En el sondeo de investigación V-VH, las concentraciones de la salmuera estudiada, corresponden al sistema kárstico profundo. En la calibración las densidades relativas, presentan un ajuste relativamente bueno a 100 m de profundidad desde la cota del terreno (427 m.s.n.m), como se aprecia en la figuras 4.29 y 4.30.

Figura 4. 29 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 30 Calibración de la densidad relativa del sistema kárstico profundo (B-VH) con una aproximación lineal.

La salmuera profunda del entorno de la laguna, es monitorizada por el sondeo de investigación DSant. Las concentraciones en densidad relativa simuladas, se encuentran por encima de las medidas, por lo que el ajuste obtenido en el modelo no es bueno (Fig. 4.31 y 4.32).

Figura 4. 31 Calibración de la densidad relativa de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 32 Calibración de la densidad relativa de la salmuera profunda del entorno de la laguna (DSant) con una aproximación lineal.

El sondeo de investigación UGr-2, alcanza la salmuera somera del entorno de la laguna, no presenta un buen ajuste durante la calibración a 21 m de profundidad desde la cota del terreno (410 m s.n.m). A la profundidad de los niveles medidos se observa que, respecto a la salmuera, la densidad relativa simulada presenta una fuerte oscilación (Figuras 4.33 y 4.34). Sin embargo, a una mayor profundidad (48 m) desde la cota del terreno, el ajuste es mejor, con concentraciones calculadas similares a las concentraciones medidas.

Figura 4. 33 Calibración de la densidad relativa de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 34 Calibración de la densidad relativa de la salmuera somera del entorno de la laguna (UGr-2) con una aproximación lineal.

La simulación de las concentraciones en la matriz margo-yesífera, muestra que la densidad relativa calculada, se encuentra por encima de la medida. Esto indicaría que las concentraciones resultantes son más acordes a las de la salmuera, que a la del agua salobre. Probablemente, esto se deba a que en el modelo el sistema kárstico se encuentra en carga, imponiendo un gradiente de flujo ascendente a través de la matriz margo-yesífera (Fig. 4.35 y 4.36).

Figura 4. 35 Calibración de la densidad relativa de la salmuera de la matriz margo yesífera al interior de la cuenca (Iy300) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 36 Calibración de la densidad relativa de la salmuera de la matriz margo yesífera al interior de la cuenca (Iy300) con una aproximación lineal.

Los sondeos ER-LV y Albi, los cuales han sido perforados en el acuífero Mioceno, presentan concentraciones de agua dulce, tanto en las densidades relativas medidas, como en las densidades relativas simuladas (Fig. 4.37, 4.38, 4.39 y 4.40).

Figura 4. 37 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (ER-LV) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 38 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (ER-LV) con una aproximación lineal.

Figura 4. 39 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (Albi) con una aproximación exponencial.

Figura 4. 40 Calibración de la densidad relativa en el acuífero Mioceno (Albi) con una aproximación lineal.

4.14.3 Modelo de flujo y transporte en régimen cuasi-estacionario

La matriz del CCS en todo su dominio, tanto en la zona de la laguna, como en el interior de la cuenca, presenta un gradiente de flujo

ascendente, debido a que el sistema kárstico subyacente se encuentra en carga (Fig. 4.41).

Figura 4. 41 Vectores de flujo en la matriz, sistema kárstico del CCS y Mioceno

En la zonificación resultante del modelo, bajo la laguna se define una zona que podría interpretarse como depósitos del Mioceno Superior, como los que constituyen el acuífero en la cuenca. Ello sería coherente tanto con los testigos de sondeos en la orilla norte de la laguna (Almecija, 1992), como con la interpretación de estudios geofísicos (Heredia et al., 2009). Igualmente en la zonificación del modelo bajo la laguna, el sustrato lo conformarían los referidos depósitos del Mioceno Superior y la matriz marga-arcillosa-yesífera del CCS.

El proceso de concentración evaporativa que se produce en el lecho de la laguna y la baja permeabilidad de la matriz del CCS, propicia el desarrollo de celdas de circulación convectiva en los niveles cuaternarios y miocenos (Fig. 4.42), apareciendo fenómenos de digitalizaciones análogas a las del problema de Elder (Elder, 1967).

Figura 4. 42 Circulación convectiva en el Mioceno bajo de la laguna

La cuña de intrusión salina desde la laguna se adentra centenares de metros hacia el interior del acuífero Mioceno, con un espesor estimado de la zona de mezcla de 60 m y con concentraciones entre 2000 y 80000 mg/l STD, aproximadamente. La zona de transición hacia el interior de la cuenca se desarrolla entre el acuífero Mioceno y la matriz, con concentraciones entre 1800 y 140000 mg/l STD y un espesor de 100 m aproximadamente (Fig. 4.43).

Figura 4. 43 Zona de transición entre agua dulce (Mioceno) y salmuera (matriz)

La calibración de los parámetros del modelo (Tabla 4.2), indica que la matriz del CCS bajo la laguna es más permeable que en el resto de la cuenca. Ello podría deberse a que implícitamente se está representando, caminos de flujo preferente desarrollados a través de los niveles yesíferos salinos del CCS, que permitiría la descarga del sistema kárstico hipersalino desarrollado en el CCS (Fig. 4.41).

Los sedimentos lagunares presentan una permeabilidad baja. El sistema kárstico hipersalino profundo según los resultados de la calibración del modelo numérico presenta una alta permeabilidad; sin embargo, se debe mencionar que no se tiene una caracterización hidrodinámica de esta litología que sería el resultado de la disolución de cloruros, particularmente en este caso de halita (Heredia et al., 2009, Montalván et al., 2012).

Tabla 4. 2 Parámetros calibrados de conductividad hidráulica (flujo) y dispersión hidrodinámica (transporte)

Zona	Conductividad hidráulica (m/d)		Dispersión hidrodinámica (m/d)	
	Kx	Ky	Longitudinal	Transversal
1	15	15	15	15
2	$10E^{-05}$	$10E^{-05}$	15	15
3	10^5	10^5	15	15
4	$10E^{-02}$	$10E^{-02}$	15	15
5	15	15	15	15
6	$10E^{-02}$	$10E^{-02}$	25	25

En cuanto al problema de transporte, la calibración de la dispersión hidrodinámica se mantiene de igual magnitud en todas las zonas (15m/d), excepto para los sedimentos lagunares, en los que este parámetro hidráulico es de 25 m/d.

El resultado del balance de masas de este modelo indica que las entradas se producen desde el sistema kárstico profundo (17,8 hm³/a) en la entrada de la cuenca (Fig. 4.4), donde se impone una condición de contorno de nivel prefijado y la recarga por infiltración de la precipitación (6.63 hm³/a).

Las salidas (Fig. 4.4) se producen por descarga a la red hídrica ($1.55 \text{ hm}^3/\text{a}$), por el nivel prefijado en la laguna ($9.48 \text{ hm}^3/\text{a}$) y por la descarga del sistema kárstico en la salida de la cuenca ($13,4 \text{ hm}^3/\text{a}$).

4.14.4 Modelo de flujo y transporte en régimen transitorio

En la figura 4.44, se muestran los niveles obtenidos en el modelo transitorio, en el que la actividad del hombre sobre la cuenca está presente. La explotación del acuífero mioceno por medio de pozos de extracción para regadío y el retorno de riego influyen directamente en los niveles del acuífero superficial.

En la cuenca baja, el modelo no reproduce los niveles observados, los niveles someros calculadosse encuentran por encima de la cota del terreno, (Figuras 4.17 a 4.20). En profundidad, los niveles calculados siempre están por encima de los observados. En otros sectores de la cuenca, si bien los niveles calculados están por encima de los observados, no sobrepasan la cota del terreno.

Figura 4. 44 Niveles calculados en régimen transitorio en densidad variable de las aguas y salmueras en la cuenca.

En el modelo de transporte (Fig. 4.45), las densidades obtenidas en el modelo transitorio, son las esperadas, respecto a la concentración en cada zona. El acuífero Mioceno, que es explotado para la

agricultura, es el que presenta en las menores densidades del sistema (1 en densidad relativa).

En tanto, en el lecho de la laguna, es donde se localiza la zona con las mayores densidades, debido a que es donde se produce el proceso físico de concentración evaporativa a lámina libre, que al alcanzar la máxima concentración, permite la precipitación de minerales. Esto se representa numéricamente por una condición prefijada (1.27 en densidad relativa).

En la matriz mago-yesífera en el interior de la cuenca, la densidad calculada en la simulación, se encuentra por encima de las medidas donde son aguas salobres. Por otro lado, en la matriz bajo la laguna, las densidades calculadas son propias de salmuera, con densidades relativas entre 1.20 y 1.22.

Las densidades relativas en la zona de transición, ubicada en el contacto entre el agua dulce del acuífero mioceno, y la salmuera, tanto en el interior de la cuenca, como bajo de la laguna, se encuentra entre 1.11 y 1.12.

Figura 4. 45 Concentraciones en fracción másica, calculadas en régimen transitorio en densidad variable de las aguas y salmueras en la cuenca.

El resultado del balance de masas del modelo en régimen transitorio, indica que las entradas se dan desde el sistema kárstico profundo

(17,6 hm³/a) en la entrada de la cuenca (Fig. 4.4), donde se impuso una condición de contorno de nivel prefijado y la recarga por infiltración de la precipitación (7 .12 hm³/a).

Las salidas (Fig. 4.4) se producen por descarga a la red hídrica (1.94 hm³/a), por el nivel prefijado en la laguna (10.5 hm³/a), por la descarga del sistema kárstico en la salida de la cuenca (13,2 hm³/a) y por la extracción por bombeo (15.4 hm³/a).

4.15 Conclusiones

Coefficiente de compresibilidad (β)

Los flujos que circulan por este sistema hidrogeológico, alcanzan concentraciones de hasta 332 g/l de STD, por lo que las densidades relativas llegan hasta 1.2. Debido a ello se determinó el coeficiente de compresibilidad (β), en función de la variable de transporte (fracción másica, ω), tanto para una expresión exponencial, como para una lineal, a partir del residuo seco (RS).

Los valores obtenidos de β se muestran en la tabla 4.1, los máximos valores determinados son de 0.6878 y de 0.7625 para las expresiones exponencial y lineal, respectivamente. Con estos valores se calibró el modelo cuasi-estacionario y el modelo en régimen transitorio.

En el apartado 4.14.2 se describe la calibración de los modelos en régimen transitorio en densidad variable. En el mismo se puede observar que los niveles y concentraciones en densidad relativa, no presentan diferencia considerable. Un ejemplo de ello como se muestra en las figuras 4.12 (exponencial) y 4.13 (lineal) y 4.26 (exponencial) y 4.27 (lineal), en las que se expone el contraste entre

los resultados de niveles y densidad, respectivamente, correspondientes al sondeo de investigación B-EL. Esta falta de contraste entre los niveles y concentraciones calculadas con ambas aproximaciones se repite en los demás sondeos estudiados.

El código utilizado para el transporte en condiciones de densidad variable, obedece a una ley exponencial y considerando que la diferencia del resultado de la calibración entre ambas aproximaciones es mínima, se decidió realizar los modelos de flujo y transporte en régimen **cuasi-estacionario y de transitorio con el β exponencial de 0.6878.**

Modelos en densidad variable

Las condiciones de contorno y zonificaciones de parámetros impuestas al modelo numérico, implican un nuevo modelo conceptual que difiere ligeramente del representado inicialmente, basado en el descrito en el Capítulo 2. El modelo numérico reproduce adecuadamente los rasgos del modelo conceptual siguientes:

- La matriz margo-yesífera presenta un sistema de flujo de gradiente ascendente desde el sistema kárstico del CCS, lo cual da como resultado que las aguas emplazadas en su seno, sean producto de una mezcla de las del acuífero Mioceno y del karst.
- La salmuera somera bajo la orilla de la laguna es el resultado de mezcla de aguas del acuífero Mioceno que descarga a la laguna, agua evaporada de la laguna y del sistema kárstico del CCS.

- La descarga local del sistema kárstico profundo se produce en la laguna. Otra descarga, esta de carácter regional del sistema kárstico sería en el extremo sur hacía una cuenca vecina.
- Las celdas convectivas que se forman debajo del lecho de la laguna, se dan por la diferencia de densidades, la cual se produce por la concentración que alcanza el agua que se evapora en la laguna y la salmuera que asciende desde el sistema kárstico profundo del CCS.
- El modelo numérico reproduce características hidrogeológicas de la cuenca, presentando una buena correlación entre lo calculado y lo medido en campo. Si bien, los niveles piezométricos y concentraciones obtenidas en la simulación difieren mínimamente de los datos obtenidos en campo, se encuentran dentro del rango esperado, lo que permite llevar a cabo un coherente análisis hidrogeológico del flujo y transporte de la cuenca. Las entradas y salidas de flujos del sistema, son calculadas correctamente por el modelo, dado que los resultados obtenidos corresponden al balance hídrico de la cuenca.

CAPÍTULO 5.

CONCLUSIONES GENERALES
Y LÍNEAS FUTURAS

GENERAL CONCLUSIONS
AND FUTURE LINES

5.1 Caracterización del medio

Se caracterizó el medio físico mediante estudios geofísicos que ayudaron a determinar la localización de cuerpos pocos resistivos en zonas alejadas de la laguna, que fueron validados por la perforación de sondeos de investigación que indicaban la presencia de salmuera.

La caracterización hidroquímica contribuyó a la tipificación de las aguas y salmueras presentes en la cuenca, por medio de la caracterización en concentración de sus iones mayoritarios, lo que conlleva a que la caracterización depende básicamente del ambiente espacial donde se desarrolla. Es así que las aguas del acuífero mioceno presentan características cálcico-magnésicas y cloruradas y/o sulfatadas sódicas, producto de la recarga de las precipitaciones y las aguas salobres de la matriz margo-yesífera, dado que estas aguas forman una zona de zona de mezcla, siendo la matriz el sustrato del acuífero Mioceno. Las aguas salobres de la matriz presentan en su composición trazas clorurada-sulfatadas y magnésico-sódicas. Los bloques calizos, presentan trazas propiamente del ambiente carbonatado en que se desarrollan, por lo que su composición es bicarbonatada-cálcica-magnésica. Las salmueras del sistema kárstico profundo del CCS, presentan una clara composición clorurada sódica, debido a la disolución de halita, mientras que la salmuera somera del entorno de la laguna, además de presentar en su composición química trazas clorurada-sódicas, presenta disolución de Mg^{++} , lo que evidencia un proceso de dedolomitización. La salmuera profunda del entorno de la laguna, debido a la composición que presenta es una mezcla de la salmuera somera del entorno lagunar y la salmuera del sistema kárstico profundo.

Los estudios isotópicos de ^{18}O y ^2H , determinaron que las aguas más evaporadas del sistema hidrogeológico de Fuente de Piedra son las aguas superficiales de la laguna, mientras que las menos evaporadas corresponden a la salmuera del sistema kárstico profundo, siendo estas las que presentan mayor salinidad en TSD del sistema.

La caracterización de las zonas de recarga del acuífero mioceno, de los enclaves de salmuera, bloques calizos de la sierra de humilladero y Mollina y la matriz mago-yesífera del CCS, se la determinó mediante la distribución espacial de ^{18}O en precipitación. La datación por medio de ^3H , indica que la salmuera de los enclaves y del entorno de la laguna son las más antiguas al no poseer tritio, mientras que las aguas del acuífero Mioceno y de los bloques calizos son las más recientes, lo cual coincide con la datación por medio de ^{14}C con corrección química de ^{13}C .

5.2 Contraste numérico

La representación numérica del sistema hidrogeológico por medio de las condiciones de contorno impuestas en el modelo, indican que la salmuera del sistema kárstico profundo del CCS, ingresa al sistema de Fuente de Piedra por el norte de la cuenca, teniendo una descarga regional hacia el sur y una local que asciende a la laguna. El flujo del acuífero Mioceno en dirección hacia la laguna, se mezcla con aguas salobres de la matriz margo-yesífera y la salmuera producto de la concentración por evaporación en la zona lagunar, formando celdas convectivas por diferencia de densidades. Todo ello, indica que la evaporación no es el único proceso de concentración, que existen otros aportes, principalmente del sistema kárstico. Por lo cual al realizar el contraste del modelo numérico con el modelo hidrogeológico y genético-evolutivo de la salmuera propuesto por Heredia et al., 2009 y el modelo geológico regional propuesto por

Calaforra, 1988, los procesos se corresponden de mezcla y disolución y dilución se dan en el modelo numérico realizado.

5.3 Modelo de flujo de niveles equivalentes

Se elaboró el modelo de flujo de niveles equivalentes, con el cual se obtuvieron valores de permeabilidad y coeficiente de almacenamiento, los que se observan en la tabla 2 del capítulo 3 y que sirvieron como primera aproximación de los modelos de densidad variable, indicando una isotropía en la permeabilidad.

En el modelo un flujo asciende hacia la laguna desde el sistema kárstico representado numéricamente en la cuarta capa por medio de una condición de nivel prefijado, es coherente con el modelo conceptual hidrogeológico propuesto por Heredia et al., 2009.

5.4 Modelo hidrogeoquímico

La modelización hidrogeoquímica permitió validar numéricamente que los flujos hipersalinos de los enclaves en la cuenca y alejados de la laguna tienen su origen en la disolución de evaporitas principalmente halita.

Las salmueras próximas al entorno lagunar, responden a procesos de disolución, dilución, concentración evaporativa y mezcla, con lo cual estas salmueras presentan varios procesos en su génesis.

5.5 Modelo numérico de flujo y transporte

Se desarrolló el modelo numérico en condiciones de densidad variable, el que se presenta con detalle en el capítulo 4, representando la salinidad extrema del sistema kárstico profundo de

CCS y la alta variabilidad respecto de las densidades de los flujos que discurren en la laguna de Fuente de Piedra, respondiendo a una circulación general, vista en planta, de norte a sur. También, se identifican movimientos de flujos ascendentes que llegan a la superficie en la zona de la laguna y que interactúan con los movimientos convectivos que se encuentran por debajo de la laguna. En el borde sur de la cuenca se visualiza que el flujo del sistema kárstico profundo pasa a la cuenca vecina.

5.6 Líneas futuras

Este modelo al ser sintético con valores reales, se recomienda que se realicen posteriormente para una validación, los siguientes aspectos:

Realizar un modelo tridimensional, el cual represente la geometría real del sistema hidrogeológico, con el cual se espera reproducir de manera puntual los datos observados, y con ello disminuir el residuo entre niveles y concentraciones observadas y calculadas.

Realizar un contraste entre métodos de diferencias finitas y elementos finitos en condiciones de densidad variable, con lo que se establecerá cuál de los métodos representa mejor la variabilidad de la densidad.

Dado que los datos con los que realizó el presente modelo corresponden a 2008, es necesario obtener nueva información para corroborar que reproduce lo simulado en el tiempo y con ello actualizarlo y calibrarlo.

Considerar los bloques calizos de edad jurásica, los cuales no fueron incluidos en este modelo sintético, dado que al representarlos de manera real en el espacio, provocaban inestabilidad numérica.

Realizar un estudio isotópico de las cuencas vecinas de la zona norte para establecer que corresponde a la recarga del sistema kárstico regional proveniente de ellas.

5.7 Characterization

The hydrochemical characterization contributed to the typification of waters and brines present in the basin, by means of the concentration of its major ions, which means that it depends basically on the spatial medium where it develops.

The geophysical characterization allowed to determine the location of few resistive bodies in areas far from the lagoon, which were validated by the mechanical drilling soundings that indicated the presence of brine. Thus, the waters of the Miocene aquifer have calcium-magnesium and chlorinated and sulphated sodium characteristics, product of the recharge by precipitation and brackish water from the marly-gypsum matrix, since these waters form a mixture, being the matrix the substrate of the Miocene aquifer. The brackish waters of the matrix have chlorinated-sulphated and magnesium-sodium traces in its composition. The limestone blocks, have traces of carbonated environment in which they develop, so their composition is bicarbonate-calcium-magnesium. The deep brine of karstic system of CCS, has a sodium chloride composition, due to halite dissolution, while the shallow brine around the lagoon, has in its chemical composition sodium-chloride traces, with significant contents of Mg^{++} , which evidences a dedolomitization process. The deep brine around the lagoon, due to the composition it presents, is a mixture of the shallow brine around the lagoon and the deep brine of the karstic system.

The isotopic studies of ^{18}O and ^2H , determined that the most evaporated waters of the hydrogeological system of Fuente de Piedra are the surface waters of the lagoon, while the least evaporated correspond to the brine of the deep karstic system, these being those that present higher salinity in TSD of the system.

The characterization of the recharge zones of the Miocene aquifer, of the brine enclaves, limestone blocks of the humilladero and Mollina range and the marly-gypsum matrix of CCS, was determined by the spatial distribution of ^{18}O in precipitation.

The dating by ^3H indicates that the brine of the enclaves and the around the lagoon are the oldest because they do not have tritium, while the waters of the Miocene aquifer and the limestone blocks are the most recent, which coincides with the dating by ^{14}C with chemical correction of ^{13}C .

5.8 Numerical contrast

The numerical representation of the hydrogeological system by the boundary conditions imposed in the model, indicate that the deep brine karstic system of the CCS, enters the Fuente de Piedra system through the north of the basin, having a regional discharge to the south and a local that ascends towards to the lagoon. The Miocene aquifer flow in to the lagoon, is mixed with brackish water of the marly-gypsum matrix and the brine product of concentration by evaporation in the lagoon zone, forming convective cells by density difference. All this, indicates that evaporation is not the only concentration process, but other contributions exist, mainly of the karstic system. Therefore, when performing the contrast of the numerical model with the hydrogeological and brine genetic-evolutive model proposed by Heredia et al., 2009 and the regional geological

model proposed by Calaforra, 1988, the processes correspond to mixing, dissolution and dilution they are given in the numerical model made.

5.9 Equivalent levels flow model

In the equivalent levels flow model, permeability and storage coefficient values were obtained, which are observed in table 3.2 and which served as the first approximation to the variable density model, indicating an isotropy in the permeability.

In the model, a flow ascends towards the lagoon from the karst system represented numerically in the fourth layer by a condition of predetermined level, is coherent with the hydrogeological conceptual model proposed by Heredia et al., 2009.

5.10 Hydrochemical model

The hydrogeochemical modeling allowed to numerically validate, that the hypersaline flows of the enclaves in the basin and far the lagoon have their origin in the evaporites dissolution mainly halite.

The brines near to environment lagoon, respond to evaporation, dissolution, dilution and mixture, whereby these brines present several processes in their genesis.

5.11 Numerical model flow and transport

The numerical model in variable density conditions was developed, which is presented in detail in chapter 4, representing the extreme salinity of the deep karstic system of CCS and the high variability respect to the flows in the Fuente de Piedra lagoon basin, responding to general circulation, seen in plan, from north to south.

Also, ascending flows that reach the surface of the lagoon are identified, which interact with the convective movements that are below the lagoon. At the southern edge of the basin, it is observed that the deep brine of karstic system flow follows the neighboring basin.

5.12 Future lines

This model being synthetic with real values, it is recommended that the following aspects be carried out later for a validation:

Make a three-dimensional model, which represents the real geometry of the hydrogeological system, which it is expected to reproduce in a timely manner the observed data, and thereby reduce the residue between levels and concentrations observed and calculated.

Carry out a contrast between finite differences and finite elements methods in conditions of variable density, which will establish which method represents best the variability of density.

The data with which the present model was made are from 2008, so it is necessary to obtain new data to corroborate that it reproduces the simulated in time and thereby update and calibrate.

Consider the limestone blocks of Jurassic age, which were not included in this synthetic model, given that by not representing in real space, caused numerical instability.

Carry out an isotopic study in neighboring basins of the northern zone of the Fuente de Piedra lagoon, to establish if part of the regional recharge of karstic system comes from them.

CAPÍTULO 6.

REFERENCIAS

Alcalá, F.J., Custodio E., 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *J Hydrol.* 359:189-207.

Almécija Ruiz, C., 1997. Estudio hidrogeológico e hidroquímico de los sistemas lagunares del norte de la provincia de Málaga. Tesis doctoral. Universidad de Granada, Granada, 518.

Benavente, J., Carrasco, F., Almecija, C., Rodríguez-Jiménez, P., Sanjulian, J.C., 1993. La zona de transición agua dulce-salmuera bajo el borde norte de la laguna salada de Fuente Piedra (Málaga). *Geogaceta*, 14:6-8.

Benavente, J., J.J. Cruz San Julián & L. Linares, 1996a. Use of groundwater for the maintenance of a protected wetland (Fuente de Piedra salt lake, Spain). In: Cruz San Julián, J. J. & J. Benavente (eds.), *Wetlands: a multiapproach perspective*. University of Granada, Granada (Spain): 13-24.

Benavente, J., Rodríguez, M., Almecija, C., 2003. Aguas subterráneas salinas en el entorno de la laguna de Fuente de Piedra: revisión, interrogantes y datos experimentales. II International Conference on Technology Seawater Intrusion in Coastal Aquifer, II TIAC. Alicante, Spain.

Benavente, J., Rodríguez-Rodríguez, M., Almécija, C., 2003. Aguas subterráneas salinas en el entorno de Fuente de Piedra: Revisión, interrogantes y datos experimentales. In: López-Geta, J.A. (Ed.), *Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*. IGME, Madrid: 555-561.

Calaforra, J. M., 1998. Kartsología de yesos-Gypsum Karstology. Monografías Ciencia y Tecnología, vol 3. Eds. Universidad de Almería-Instituto de Estudios Almerienses, 384.

Campbell, D. M., Millero, F. J., Roy, R., Roy, L., Lawson, M, Vogel, K. M., and Moore, C. P., 1993. The standard potential for the hydrogen – silver, silver chloride electrode in synthetic seawater. Mar. Chem. 44: 221–233.

Carpenter, A. B., 1978. Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. Circular 79, Oklahoma Geological Survey, 60-77.

Davis, S. N., Whittemore, D. O., Fabryka-Martin J., 1998. Uses of Chloride/bromide ratios in studies of potable water. Ground Water 36 (2):338-350.

De Marsily, G., 1986. Quantitative Hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press Inc. San Diego, CA. 440.

Doherty, J., (1994). Model-independent parameter estimation. Watermark Numerical Computing, Brisbane.

Duffy, C. J. and Al-Hassan, S., 1988. Ground-water circulation in closed desert basins: topographic scaling and climatic forcing. Water Resources Research 24:1675–1688.

Durán J.J., García de Domingo, A., López Geta, J. A., Robledo, P., Soria, J.M., 2002. Humedales del litoral mediterráneo español: modelos geológicos e hidrogeológicos. Wetlands of Spanish mediterranean coast: Geological and. Hydrogeological models.

Durán, J.J. y Molino, J.A., 1986. Karst con yesos del Trías de Antequera (Cordilleras Béticas). *Karstologia Memoires* 1. Association Francaise de Karstologie, 37-46.

Elder, J. W., 1967. Transient convection in a porous medium. *Journal of Fluid Mechanics*, 27 (3): 609-623.

Eugster, H. P., 1980. Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits. *Annual Reviews Earths Planetary Sciences*, 8: 35-63.

Fan, Y., Duffy, C. J. and Oliver, D. S., 1997. Density-driven groundwater flow in closed desert basins: field investigations and numerical experiments. *Journal of Hydrology* 196: 139–184.

Fontes, J.C., 1992. Chemical and Isotopic Constraints on ¹⁴C Dating of Groundwater. In Taylor, R.E., A. Long & R.S. Kra (eds.), *Radiocarbon after Four Decades*. Radiocarbon-Springer: 242–261.

García-Cortés, A., Mansilla, H., and Quintero, I., 1991. Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Boletín Geológico y Minero*, 102 (4): 524-535.

Gupta, N. and Bair, S., 1997. Variable-density flow in the Midcontinent basins and arches region of the United States. *Water Resources Research*, 33 (8): 1785-1802.

Harbaugh, A.W., (2005). MODFLOW-2005, U.S. Geological Survey modular groundwater model, the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey. Techniques and Methods 6-A16. Washington, D.C.

Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C. and McDonald, M.G., 2000. MODFLOW2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model, user guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process. USGS Open-File Report 00-92. U.S. Department of the interior, Washington, D.C.

Hardie, L.A., Eugster, H.P., 1970. The evolution of closed basin brines. Mineralogical Society of America, Special Paper 3: 273– 290.

Hardie, L.A., Smoot, J.P., Eugster, H.P., 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: Matter, A., Tucker, M.E. (Eds.), Modern and Ancient Lake Sediments. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 7–41.

Helsel D.R., Hirsch R. M., 2002. Statistical Methods in Water Resources Techniques of Water Resources Investigations. Reston (USA): USGS. Book 4, Hydrologic Analysis and Interpretation.

Heredia J, Pardo E, Rodríguez J, Castaño S, Díaz MF, Capilla J, Prado A, Bardasano L., 2013. Identification of spatial models of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation of the wet season over Spain using genetic algorithms. Paper presented at: Mathematic of Planet Earth. 15th Annual Conf. of the International Association of Mathematical in Geosciences. Madrid, Spain.

Heredia, J. y Murillo, J. M., 2007. Estado del arte sobre la representación numérica de sistemas de flujo bajo condiciones de densidad variable. Boletín Geológico y Minero, 118 (Num. Especial): 555-576.

Heredia, J., Araguás, L., Ruiz, J.M., 2004. Delineation of groundwater dynamics and flow patterns under variable density conditions: case of the subsurface brine of Fuente de Piedra (Spain). Paper presented at:

Groundwater and saline intrusion. 18th Salt Water Intrusion Meeting. Cartagena, Spain.

Heredia, J., Ruiz, J.M., G. de Domingo, A., 2009. Caracterización de un sistema hidrogeológico complejo con variabilidad extrema de la densidad: Laguna de Fuente de Piedra (España): Vinculación con un sistema kárstico regional hipersalino. B Geol Min. 120: 423-441.

Hidalgo, J., Slooteen, L., Medina, A. and Carrera, J., 2004. A Newton-Raphson based code for seawater intrusion modelling and parameter estimation. Groundwater and saline intrusion. Selected papers. Araguás, Custodio and Manzano Eds. 18th Salt Water Intrusion Meeting. Cartagena, Spain.

IAEA, 2013. Isotope methods for dating in old groundwater. Vienna-Austria.

IGME 1984. Estudio hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra. 4 tomos, 20 planos.

IGME 1985. Estudio geoelectrico en la laguna de Fuente de Piedra. IGME. Inédito.

IGME, 1998. Hidrogeología de la Reserva Natural de la laguna de Fuente de Piedra. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid-España.

IGME, 2009. Caracterización hidrogeológica y modelo conceptual de un sistema de flujo con densidad variable: Sistema Hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid-España.

Jacobs, M., Schmorak, S., 1960. Sea water intrusion and interface determination along the coastal plain of Israel. Hidrol. Serv. Israel. Paper nº 6.

Johannsen, K., Oswald, S., Held, R., Kinzelbach, W., 2006. Numerical simulation of three-dimensional saltwater–freshwater **fingering** instabilities observed in a porous medium. *Advances in Water Resources* 29 (11): 1690–1704.

Kelly, M. and Bair, S. 1988. Difference in hydrodynamic interpretations based on equivalent freshwater heads versus variable-density heads. Geological Society of America, 1988 annual meeting. Abstracts with Programs, 20 (2): 103.

Kendall, C., Mc Donnell, J., 2003. Isotope tracers in catchment hydrology. Amsterdam: ELSEVIER.

Kohfahl, C., Rodríguez, M., Fenk, C., Menz, C., Pekdeger, A., Benavente, J., Hubberten, H., Meyer, H., Knappe, A., López Geta, J.A., 2008. Characterising flow regime and interrelation between surface water and groundwater in a salt lake basin by means of stable isotopes, hydrogeochemical and hydraulic data. *J. Hydrol.* 351: 170-187

Langbein, W. B., 1961. Salinity and hydrology of closed lakes: U.S. Geological Survey Professional Paper, 412, 20.

Linares, L., 1990. Hidrogeología de la Laguna de Fuente de Piedra, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 343.

Martín-Alonso, J., 1994. **Barcelona's water supply improvement: the brine collector of the Llobregat river.** *Water Science and Technology* 30 (10): 221-227.

Mc Cutcheon, S., Martin, J. and Barnwell, T., 1992. Chapter 11: Water Quality. Handbook of Hydrology. Part 2. (Ed. Maidment). McGraw-Hill Ed: 11.3-11.8.

McDonald, M.G. and Harbaugh, A.W., 1988. A modular three dimensional finite difference groundwater flow model. USGS Open-File Report 83-75. U.S. Department of the interior, U.S. Geological Survey, Washington, D.C.

Menz, C. and Fenk, C., 2004. Interaction between salt lake and groundwater- A hydrochemical, isotope geochemical and sedimentological study in Fuente de Piedra, Spain. Diploma thesis. Freie Universität Berlin, Berlin, 159.

Montalván, F.J., Heredia, J., Elorza, F.J., 2012. Hydrochemical and isotopic characterization and the use of natural tracers for the flowing pattern conceptualization in a hypersaline hydrogeological system: Fuente de Piedra (Spain). Paper presented at: Ressources et gestion des aquifères littoraux. 6th WWF-CHF. Cassis-France.

Mook, W. G., 1976. The dissolution-exchange model for dating groundwater with ^{14}C . In Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology, Panel Proceedings Series No. 108. IAEA, Vienna.

Nield, D. A., Simmons, C. T., Kuznetsov, A. V. and Ward, J. D., 2008, On the evaluation of salt lakes: Episodic convection beneath an evaporating salt lake, Water Resour. Res., 44, W02439.

Oude Essink, G. H. y Boekelman, R. H., 1998. Problemas con el modelado a gran escala de la intrusión de agua salada en 3D. Traducción Custodio, J. Boletín Geológico y Minero, 109 (4): 403-420.

Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to Phreeqc (Version 2). A computer program for speciation, batch-reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-Resources Investigations, Report 99-4259, USGS, Denver, Colorado.

Pérez-López, A. y Pérez-Valera, F., 2003. El diapirismo como factor principal de la resedimentación de las rocas del Triásico durante el Terciario en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Geotemas, 5:189-193.

Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C., 1994. Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la zona Subbética (Cordillera Bética). Rev. Soc. Geol. España, 7 (1-2): 141-153.

Pitzer, K.S., 1987. Thermodynamic model for aqueous solutions of liquid density. In: Carmichael, Eugster (Eds.), Thermodynamic Modeling of Geological Materials. Minerals, Fluids and Melts, Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America, 97-142.

Rittenhouse, G., 1967. Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 51: 2430-2440.

Rodríguez, M. 2002. Contribución Hidrogeológica y Limnológica a la caracterización ambiental de zonas húmedas de Andalucía oriental. Tesis doctoral. Universidad de Granada, Granada, 194.

Rodriguez, M., Benavente, J., Moral, F., 2005. High density groundwater flow, major-ion Chemistry and field experiments in a

closed basin: Fuente de Piedra playa lake (Spain). *Am J Env Sc.* 1:164-171.

Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F.J., Azañón, J. M. y García-Cortés, A., 2013. El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. *Boletín Geológico y Minero*, 124 (3): 477-504.

Rodríguez-Jiménez, P., Carrasco, F., Benavente, J., Almécija, C., 1993. Mineralogía de los sedimentos de la laguna de Fuente de Piedra. *Geogaceta* 14: 18-20.

Roldán, F.J., 1995. Evolución Neógena de la Cuenca del Guadalquivir. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 259.

Rosen, M. R., 1994. The importance of ground-water in playas: a review of playa classifications. and the sedimentology and hydrology of playas. *Geological Society of America Special Paper* 289: 1-18.

Ruiz, J. M^a, Rubio FM, Ibarra, P., García de Domingo, A., Heredia, J. y Araguas L., 2006. Contribución de la tomografía eléctrica en la caracterización del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). *Las aguas subterráneas en los países mediterráneos. Publicaciones del IGME. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas* 17: 353-357.

Ruiz, J.M., Heredia, J., G. de Domingo, A., 2007. Characterization of subsurface brines in Fuente de Piedra lake hydrogeological system (Spain) using hydrogeochemical and geophysical techniques. Paper

presented at: Groundwater and Ecosystem. 37th IAH Congress. Lisbon, Portugal.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and paleogeographical context of the neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36

Schmorak, S., 1967. Salt water encroachment in the coastal plain in Israel. *Int. Ass. Sci. Publ.* n° 72.

Simmons, C.T., Narayan, K.A., Wooding, R.A., 1999. On a test case for density-dependent ground-water flow and solute transport models: the salt lake problem. *Water Resources Research* 35:3607-3620.

Stueber, A. M. y Walter, L. M. (1991) Origin and chemical evolution of formation waters from Silurian-Devonian strata in the Illinois Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 309-325.

UPC, 2003. Visual Transin Code. Departament d'Enginyeria del Terreny. UPC. Barcelona. (Internal).

Vásquez-Suñé, E. y Castro, A., (2002). Código de estimación de recarga Easy-Bal. Universidad Politécnica de Cataluña.

Vera, J.A., Martín- Algarra, A., 2004. *Geology of Spain*. Madrid (Spain). Chapter 4, Cordillera Bética. IGME 347-350.

Voss, C. I., 1984. SUTRA. A finite element, fluid-densitydependent groundwater flow with energy transport or chemically reactive single-species solute transport. USGS, *Water Resources Investigations Report*, 84: 4369.

WATERLOO HYDROGEOLOGIC (2005): **Visual MODFLOW User's** Manual. Waterloo Hydrogeologic, Inc. Canada.

Waterloo Hydrogeologic, 2001. Groundwater Software Bulletin. Waterloo Hydrogeologic, Inc. 180 Columbia St. W. Unit 1104. Waterloo, Ontario, Canada.

Wooding, R.A., Tyler, S.W., White, I., 1997a. Convection in groundwater below an evaporating salt lake: 1. Onset of instability. Water Resources Research 33(6): 1199–1217.

Wooding, R.A., Tyler, S.W., White, I., Anderson, P.A., 1997b. Convection in ground-water below an evaporating salt lake. 2. Evolution of fingers and plumes. Water Resources Research 33:1219–1228.

Yechieli, Y. and Wood, W. W., 2002. Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes. Earth-Science Reviews 58:343–365.

ANEXOS

Anexo 1. Hidroquímica en la laguna de Fuente de Piedra

Nº de Punto	Utm-X	Utm-Y	Level (m a.s.l.)	Depht (m)	Litholgy	ID	Fecha Muestreo	Conduc. LABO (µS/cm)	TDS	R.S. 180°C	pH	Na	K	Ca	Mg	F	Cl	NO ₂	Br	NO ₃	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	NH ₄	P ₂ O ₅	SiO ₂	Sum Cat (meq)	Sum Anio(meq)	Error
1	347746	4108396	480.00	149	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	780	567		7.53	30	0	102	23	0.4	56	0.0	0.41	31.4	52	272	0.0				8.2	7.7	3.6
2	349545	4108189	477.00	116	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	749	511		7.42	24	1	96	21	0.4	49	0.0	0.41	30.9	31	257	0.0				7.6	6.8	5.5
3	349538	4108162	478.00	150	Carbonatic Blocks	1	24/02/2004	780	578		6.99	28	0	93	18	0.4	73	0.0	0.25	42.9	48	275	0.0				7.3	8.3	-6.0
4	350658	4115674	485.00	65	Carbonatic Blocks	1	20/04/2005	383	350		8.10	7	0	57	19		12	0.0		14.0	15	221	0.0	0.0	0.0		4.7	4.6	1.5
5	350655	4115675	485.00	150	Carbonatic Blocks	1	19/09/2006	417	319	248	8.10	7	0	46	21		11	0.0	0.04	16.0	17	196	0.0	0.0	0.0	5.4			
6	348732	4107592	530.00	180	Carbonatic Blocks	1	22/07/2004	937	636		7.81	62	0	83	27	0.5	99		0.24	26.5	41	297					9.1	9.0	0.6
7	351302	4106424	522.00	249	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	1300	860		7.42	132	5	106	28	0.7	229	1.9	1.11	13.9	41	301	0.0				13.5	12.6	3.4
8	349866	4107241	547.00	200	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	885	619		7.44	60	2	91	21	0.6	87	0.0	0.76	7.4	79	271	0.0				8.9	8.7	1.1
9	350781	4113074	458.10	40	Carbonatic Blocks	1	15/10/2003	648	419	470	7.60	34	1	49	27		64	0.0		23.0	52	161	0.0	0.0	0.0	8.0	6.2	6.0	1.3
10	351211	4113267	482.00	130	Carbonatic Blocks	1	29/10/2008	757	599	489	7.70	40	0	84	33		63	0.0		22.0	101	244	0.0	0.0	0.0	12.2	8.7	8.4	1.3
11	350694	4113011	460.00	100	Carbonatic Blocks	1	29/10/2008	718	572	479	7.60	34	0	82	32		53	0.0		24.0	99	236	0.0	0.0	0.0	11.9	8.2	8.0	1.3
12	352727	4113096	489.00	90	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	730	549		7.62	18	2	93	32	0.4	39	0.4	0.31	19.3	53	293	0.0				8.1	7.3	4.9
13	339090	4109257	428.80	14	Miocene Aquifer	2	20/04/2005	2294	1420		7.60	220	3	137	48		390	0.0		110.0	218	248	0.0	0.0	0.0	46.1	20.5	22.1	-3.9
14	338309	4110685		16	Miocene Aquifer	2	27/09/2006	2513	1702		7.60	197	4	236	40		395	0.0	1.84	250.0	280	237	0.0	0.0	0.5	60.6			
15	345320	4113720	420.00	20	Miocene Aquifer	2	22/07/2004	5660	3351		7.81	682	0	235	178	1.2	1267		4.02	108.1	487	388					56.1	54.1	1.8
16	344700	4113277	416.00	37	Miocene Aquifer	2	21/04/2005	5974	3665		7.50	882	4	156	131		1340	0.0		70.0	748	284	0.0	0.0	0.1	49.7	57.1	60.0	-2.4
17	346855	4109363	429.59	24	Miocene Aquifer	2	21/04/2005	2834	1926		7.50	176	2	292	70		340	0.0		150.0	632	234	0.0	0.0	0.0	30.2	28.1	29.5	-2.4
18	344518	4106453	420.00	19	Miocene Aquifer	2	21/04/2005	5784	3528		7.40	569	5	332	170		1210	0.0		120.0	792	306	0.0	0.0	0.1	23.6	55.5	57.9	-2.1
19	343590	4115158	464.00	37	Miocene Aquifer	2	22/04/2005	4234	2572		7.60	405	9	256	132		1160	0.0		52.0	221	312	0.0	0.0	0.1	24.8	41.6	43.7	-2.5
20	343503	4115219	467.92	50	Miocene Aquifer	2	22/04/2005	4884	2880		7.20	507	7	242	156		1370	1.6		10.0	304	269	0.0	1.5	0.1	11.8	47.3	49.8	-2.5
21	347310	4110910	449.00	82	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	1205	925		7.87	101	4	155	18	0.5	203	1.3	0.99	71.5	96	275	0.0				13.7	13.4	1.1
22	349344	4110458	476.00	90	Miocene Aquifer	2	18/04/2005	946	735		7.50	81	2	120	15		186	0.0		16.0	32	266	0.0	0.0	0.0	17.4	10.8	10.8	0.0
23	338608	4108604	440.00	9	Miocene Aquifer	2	20/04/2005	8774	5271		7.60	1270	14	282	172		2360	0.0		76.0	704	348	0.0	0.0	0.0	45.0	83.9	88.9	-2.9
24	349446	4108665	450.00	90	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	1900	1251		7.11	141	1	218	25	0.8	354	0.0	1.56	115.7	159	234	0.0				19.1	19.1	0.2
25	349090	4109074	450.00	12	Miocene Aquifer	2	18/04/2005	2804	2035		7.30	170	117	284	31		193	0.0		270.0	726	217	0.0	0.0	0.0	27.3	27.2	28.9	-3.1
26	344982	4112484	412.83	21	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	7400	4044		7.44	417	9	594	321	2.4	1747	0.0	9.86	55.9	532	356	0.0				74.6	67.3	5.1
27	348517	4110539	444.72	42	Miocene Aquifer	2	15/10/2003	1969	1318		7.90	133	5	261	21	1.2	282	166.1	0.00	29.5	259	162	0.0				20.7	20.1	1.3
28	348351	4111157	447.00	22	Miocene Aquifer	2	20/04/2005	1172	892		7.40	100	2	132	21		194	3.1		100.0	172	149	0.0	0.2	0.0	19.1	12.7	13.5	-2.8
29	340395	4108899	420.00	7	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	6300	3527		7.66	883	2	276	126	2.6	1578	0.0	7.00	106.8	237	307	0.0				62.8	56.4	5.3
30	340415	4108860	419.00		Miocene Aquifer	2	15/07/2003	6500	3618		7.65	908	2	284	136	2.6	1619	0.0	6.96	104.9	253	301	0.0				65.0	57.8	5.9
31	342317	4105978	410.00	4	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	5500	3305		7.37	417	10	454	175	3.1	673	0.0	3.40	58.3	1310	201	0.0				55.6	50.7	4.6
32	346141	4110305	421.00	100	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	2200	1528		7.28	141	2	245	44	0.6	247	0.0	1.53	108.0	414	326	0.0				22.0	22.7	-1.5
33	350118	4110442	469.00	63	Miocene Aquifer	2	18/04/2005	987	820		7.30	90	1	123	16		144	0.0		44.0	79	299	0.0	0.0	0.0	23.8	11.4	11.7	-1.3
34	348350	4114960	437.00	200	Miocene Aquifer	2	15/10/2003	4420	3302		7.95	216	10	560	174	2.6	731	29.2	4.16	21.4	1222	331	0.0				52.1	52.6	-0.5
35	348959	4114140	450.00	34	Miocene Aquifer	2	21/04/2005	5594	3637		7.40	228	4	524	252		920	0.0		58.0	1340	277	0.0	0.0	0.0	34.1	57.0	59.9	-2.4
36	347518	4110607	454.00	94	Miocene Aquifer	2	15/10/2003	1153	767		7.66	137	5	73	32	1.4	256	9.5	1.73	7.1	75	168	0.0				12.4	12.0	1.6
37	348832	4110395	449.00	35	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	1560	1082		7.70	93	2	188	19	0.4	217	0.0	1.20	183.5	143	234	0.0				15.1	15.9	-2.8
38	341666	4105823	422.00	18	Miocene Aquifer	2	25/02/2004	6120	4003		6.61	361	22	536	137	3.4	435	0.0	1.68	72.2	2072	343	0.0				55.2	62.4	-6.1
39	338614	4108564	441.80	90	CSC marly-gypsum matrix	3	06/03/2007	11605	7712		7.40	2277	22	328	204		3680	0.0	3.77	28.0	860	270	0.0	0.0	0.0	39.6	132.9	127.2	2.2
40	352146	4112266	464.41	140	CSC marly-gypsum matrix	3	24/02/2004	18500	11438		6.69	13295	264	920	1780		24700	0.0	29.10	0.0	5500	51	24.0	0.0	0.0	0.1	778.1	812.9	-2.2
41	348428	4114958	437.00	197	CSC marly-gypsum matrix	3	21/04/2005	8674	5276		7.60	1155	47	304	218		2010	0.0		1.0	1410	123	0.0	0.0	0.0	8.4	84.7	88.2	-2.0
42	349688	4111354	457.95	85	CSC marly-gypsum matrix	3	03/06/2004	19500	11607		6.99	2018	0	1262	524	4.0	5599			0.0	2087	113					194.1	203.4	-2.3
43	346199	4107247	447.00	47	CSC marly-gypsum matrix	3	15/07/2003	5000	2854		8.03	1066	5	23	15	3.2	1415	0.0	0.00	0.0	115	212	0.0				48.9	45.9	3.1
44	341394	4106020	411.48	8	CSC marly-gypsum matrix	3	15/07/2003	40000	23290		7.29	5277	15	1471	1078	12.5	10069	0.0	26.80	0.0	4851	490	0.0				392.5	393.9	-0.2
45	343524	4108267	411.00		Surface water / brine	4	22/07/2004	21300	12182		7.88	4097	0	83	356	2.1	6540		8.50	0.0	563	532					211.7	205.1	1.6
46	343352	4110961	410.00		Surface water / brine	4	01/06/2004	100000	61953		7.49	17657	0	1844	2461	0.0	33654			0.0	6201	137					1063.5	1080.2	-0.8
47	341687	4106049	410.00		Surface water / brine	4	01/06/2004	110000	64547		6.76	18826	0	1994	2618	0.0	34300			0.0	6616	194					1134.9	1108.0	1.2
48	344584	4111440	410.00		Surface water / brine	4	01/06/2004	110000	69556		7.05	19602	0	2026	2724	0.0	38043			0.0	6978	182					1179.0	1221.0	-1.7
49	342109	4109853	410.00		Surface water / brine	4	01/06/2004	110000	66690		7.29	19324	0	2040	26														

Anexo 1. Hidroquímica en la laguna de Fuente de Piedra

Nº de Punto	Utm-X	Utm-Y	Level (m a.s.l.)	Depht (m)	Litholgy	ID	Fecha Muestreo	Conduc. LABO (µS/cm)	TDS	R.S. 180°C	pH	Na	K	Ca	Mg	F	Cl	NO ₂	Br	NO ₃	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	NH ₄	P ₂ O ₅	SiO ₂	Sum Cat (meq)	Sum Anio(meq)	Error
80	341533	4104911	420.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	23/07/2004	7020	4501		7.81	859	0	370	176	0.8	1052		4.52	47.5	1647	343					70.4	70.4	0.0
81	341525	4104918	420.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	15/07/2003	8900	5385		7.52	1004	4	569	207	2.8	1305	0.0	7.82	79.4	1997	210	0.0				89.3	83.3	3.5
82	341087	4105208	427.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	23/07/2004	7610	4763		7.81	1014	0	341	181	1.1	1254		4.34	57.1	1559	350					76.2	74.6	1.1
83	357041	4100708	460.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	26/02/2004	26300	15918		6.86	4100	0	1065	203	0.0	7749	0.0		32.4	2490	278	0.0				248.4	275.4	-5.2
84	342582	4099555	396.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	15/10/2003	4826	3381		7.76	190	11	706	99	3.6	254	45.0		12.1	1807	253	0.0				52.0	50.2	1.7
85	341717	4100328	398.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	9530	6671		6.50	1436	0	681	42	0.0	2390	0.0		38.1	1775	310	0.0				100.0	110.0	-4.8
86	341706	4100318	399.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	220000	136743		6.30	50280	0	1792	1092	0.0	78376	0.0		90.0	4871	242	0.0				2367.0	2316.9	1.1
87	341765	4100319	400.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	120000	73314		6.66	25488	0	1392	399	0.0	42118	0.0		0.0	3652	265	0.0				1211.3	1268.0	-2.3
88	341613	4100312	404.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	210000	118691		6.72	43385	0	1612	292	0.0	67616	0.0		65.0	5449	272	0.0				1992.0	2025.6	-0.8
89	341745	4100327	399.00	7	Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	200000	114529		6.71	42113	0	1092	111	0.0	66386	0.0		88.0	4521	218	0.0				1895.7	1971.1	-2.0
90	341755	4100318	399.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/10/2003	110000	67205		7.69	22771	55	2452	317	278.0	35550	484.0		860.0	4154	284	0.0				1140.7	1132.5	0.4
91	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/10/2003	220000	136621		7.14	49394	0	2232	1600	0.0	77934	0.0		122.0	5036	303	0.0				2392.4	2309.4	1.8
92	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/10/2003	320000	185366		6.92	66900	0	1962	1526	0.0	109192	0.0		118.0	5358	310	0.0				3134.3	3197.6	-1.0
93	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	16/01/2004	145000	94158		6.85	33526	0	1820	747	0.0	53486	0.0		51.0	4282	246	0.0				1611.1	1602.2	0.3
94	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/08/2003	265000	164224		7.20	58362	0	2210	1506	0.0	96354	0.0		150.0	5400	242	0.0				2773.6	2835.9	-1.1

Anexo 2: Isótopos en la laguna de Fuente de Piedra

Nº de Punto	Utm-X	Utm-Y	Level (m a.s.l.)	Depht (m)	Litholgy	ID	Fecha Muestreo	TDS	R.S. 180°C	pH	$\delta^{18}\text{O}_{\text{vsmow}}(\text{‰})$	δD	d	Trit (UT)	T Err (UT)	C-14 (pmc)	C-14 Err (pmc)	C-13 (1)	C-13 (2)
1	347746	4108396	480.00	149	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	567		7.53	-5.70	-41.70	3.90	2.24	0.42	68.61	0.35	-8.48	-10.72
2	349545	4108189	477.00	116	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	511		7.42	-6.00	-45.10	2.90	2.40	0.43	49.13	0.82	-10.24	-10.56
3	349538	4108162	478.00	150	Carbonatic Blocks	1	24/02/2004	578		6.99	-5.81	-36.30	10.18	2.45	0.34				
4	350658	4115674	485.00	65	Carbonatic Blocks	1	20/04/2005	350		8.10	-6.40	-41.21	9.99	3.09	0.47				
5	350655	4115675	485.00	150	Carbonatic Blocks	1	19/09/2006	319	248	8.10	-6.69	-44.37		2.85	0.51				
6	348732	4107592	530.00	180	Carbonatic Blocks	1	22/07/2004	636		7.81	-5.97	-41.14	6.62	1.73	0.58				
7	351302	4106424	522.00	249	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	860		7.42	-5.70	-40.60	5.00	1.42	0.39				
8	349866	4107241	547.00	200	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	619		7.44	-4.10	-33.60	-0.80						
9	350781	4113074	458.10	40	Carbonatic Blocks	1	15/10/2003	498		8.11	-5.90	-38.20	9.00						
10	351211	4113267	482.00	130	Carbonatic Blocks	1	29/10/2008	599	489	7.70	-6.22	-41.77							
11	350694	4113011	460.00	100	Carbonatic Blocks	1	29/10/2008	572	479	7.60	-6.16	-40.69		1.48	0.32				
12	352727	4113096	489.00	90	Carbonatic Blocks	1	15/07/2003	549		7.62	-6.10	-38.20	10.60	1.30	0.38				
13	339090	4109257	428.80	14	Miocene Aquifer	2	20/04/2005	1420		7.60	-4.88	-36.11	2.93	5.94	0.55				
15	345320	4113720	420.00	20	Miocene Aquifer	2	22/07/2004	3351		7.81	-5.62	-38.60	6.36	5.48	0.73				
16	344700	4113277	416.00	37	Miocene Aquifer	2	21/04/2005	3665		7.50	-5.31	-27.11	15.37	2.09	0.42				
19	343590	4115158	464.00	37	Miocene Aquifer	2	22/04/2005	2572		7.60	-5.33	-36.61	6.03	1.39	0.42				
20	343503	4115219	467.92	50	Miocene Aquifer	2	20/09/2006	3062		7.50	-5.66	-40.41							
21	347310	4110910	449.00	82	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	925		7.87	-5.60	-36.50	8.30	3.43	0.47	75.23	0.30	-10.60	-11.20
23	338608	4108604	440.00	9	Miocene Aquifer	2	20/04/2005	5271		7.60	-4.98	-35.65	4.19	3.94	0.49				
24	349446	4108665	450.00	90	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	1251		7.11	-5.30	-41.60	0.80						
26	344982	4112484	412.83	21	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	4044		7.44	-5.20	-37.90	3.70						
26	344982	4112484	412.83	21	Miocene Aquifer	2	20/09/2006	4414		7.30	-5.30	-38.73							
27	348517	4110539	444.72	42	Miocene Aquifer	2	15/10/2003	1318		7.90	-4.87	-36.60	2.36						
29	340395	4108899	420.00	7	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	3527		7.66	-5.10	-37.20	3.60	4.55	0.51				
30	340415	4108860	419.00		Miocene Aquifer	2	15/07/2003	3618		7.65	-5.10	-38.30	2.50						
31	342317	4105978	410.00	4	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	3305		7.37	-4.00	-31.40	0.60	4.54	0.51				
32	346141	4110305	421.00	100	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	1528		7.28	-5.30	-36.90	5.50			80.97	0.35	-10.70	10.57
34	348350	4114960	437.00	200	Miocene Aquifer	2	15/10/2003	3302		7.95	-5.60	-42.40	2.40						
35	348959	4114140	450.00	34	Miocene Aquifer	2	21/04/2005	3637		7.40	-5.40	-37.36	5.84	2.02	0.44				
36	347518	4110607	454.00	94	Miocene Aquifer	2	15/10/2003	767		7.66	-5.40	-34.20	9.00						
37	348832	4110395	449.00	35	Miocene Aquifer	2	15/07/2003	1082		7.70	-5.10	-37.30	3.50						
38	341666	4105823	422.00	18	Miocene Aquifer	2	25/02/2004	4003		6.61	-4.91	-31.50	7.78	3.99	0.39				
39	338614	4108564	441.80	90	CSC marly-gypsum matrix	3	06/03/2007	7712		7.40	-4.97	-37.47		2.10	0.48				
40	352146	4112266	464.41	140	CSC marly-gypsum matrix	3	24/02/2004	11438		6.69	-5.57	-40.40	4.16	0.44	0.27				
41	348428	4114958	437.00	200	CSC marly-gypsum matrix	3	01/07/2005	77174		3.41				1.31	0.38				
42	349688	4111354	457.95	85	CSC marly-gypsum matrix	3	31/05/2007	26383		6.90	-6.15	-44.25		0.42	0.26				
43	346199	4107247	447.00	47	CSC marly-gypsum matrix	3	15/07/2003	2854		8.03	-3.10	-30.00	-5.20						
44	341394	4106020	411.48	8	CSC marly-gypsum matrix	3	15/07/2003	23290		7.29	-5.00	-39.80	0.20	1.30	0.38				
45	343524	4108267	411.00		Surface water	4	22/07/2004	12182		7.88	0.31	-14.35	-16.83						
46	343352	4110961	410.00		Surface water	4	01/06/2004	61953		7.49	3.56	7.81	-20.64						
47	341687	4106049	410.00		Surface water	4	01/06/2004	64547		6.76	4.02	10.34	-21.79						
48	344584	4111440	410.00		Surface water	4	01/06/2004	69556		7.05	4.93	14.92	-24.53						
49	342109	4109853	410.00		Surface water	4	01/06/2004	66690		7.29	4.44	12.47	-23.03						
50	344980	4109944	410.00		Surface water	4	01/06/2004	60989		6.89	3.28	6.17	-20.09						
51	343600	4108406	410.00		Surface water	4	01/06/2004	63063		6.88	3.81	8.94	-21.58						
52	343255	4106973	410.00		Surface water	4	01/06/2004	63655		6.86	3.54	8.26	-20.07						
53	343373	4107491	410.00		Surface water	4	01/06/2004	64247		6.53	3.46	7.42	-20.23						
54	344090	4109156	410.00		Surface water	4	01/06/2004	60180		6.65	3.57	8.74	-19.84						
55	341139	4106918	410.00		Surface water	4	01/06/2004	67338		6.83	4.46	12.30	-23.37						

Anexo 2: Isótopos en la laguna de Fuente de Piedra

Nº de Punto	Utm-X	Utm-Y	Level (m a.s.l.)	Depht (m)	Litholgy	ID	Fecha Muestreo	TDS	R.S. 180°C	pH	$\delta^{18}\text{O}_{\text{vsmow}}(\text{‰})$	δD	d	Trit (UT)	T Err (UT)	C-14 (pmc)	C-14 Err (pmc)	C-13 (1)	C-13 (2)
56	347553	4116586	440.00		Surface water	4	22/07/2004	31094		7.59	5.51	11.31	-32.77						
57	344875	4111650	410.00		Surface water	4	15/07/2003	148044		8.20	11.30	35.80	-54.60						
58	343180	4106759	410.93	25	Shallow brine around lake	5	05/03/2007	176128	190740	7.00	-0.15	-10.35							
59	343528	4108556	410.00	3	Shallow brine around lake	5	15/07/2003	175003		7.21	5.70	5.80	-39.78	3.64	0.48				
60	343437	4108410	409.54	4	Shallow brine around lake	5	27/09/2006	212136		6.90	3.66	10.21							
61	340999	4109472	439.05	157	Shallow brine around lake	5	15/07/2003	11378		7.37	-4.20	-35.50	-1.90						
62	345014	4109944	410.65	10	Shallow brine around lake	5	15/07/2003	162138		7.15	0.10	-18.80	-19.60	0.27	0.33				
63	342037	4109798	410.66	9	Shallow brine around lake	5	20/04/2005	138611		6.70	-1.35	-15.45	-4.65	0.51	0.39				
64	343352	4110962	410.58	19	Shallow brine around lake	5	27/02/2004	138100		6.45	-1.36	-22.00	-11.12	0.00	0.26				
65	344801	4111979	412.69	24	Shallow brine around lake	5	15/07/2003	148312		7.10	-0.70	-15.90	-10.30	0.77	0.36				
66	344835	4111440	410.30	22	Shallow brine around lake	5	15/07/2003	140546		6.99	0.00	-16.10	-16.10						
67	344848	4111603	410.00	38	Shallow brine around lake	5	15/07/2003	171156		7.31	1.20	-10.30	-19.90	0.34	0.34				
68	343635	4108406	411.21	14	Shallow brine around lake	5	15/07/2003	126882		6.76	-0.40	-20.10	-16.90	1.00	0.37				
69	345213	4107096	415	150	Neighbor endorheic basin	6	26/03/2008	78955	91885	7.40	-3.61	-28.04							
70	348847	4118537	450.26	80	Neighbor endorheic basin	6	26/09/2006	111479		6.70	0.84	-8.27		1.03	0.46				
71	347640	4116551	438.24	120	Neighbor endorheic basin	6	21/09/2006	15485		7.10	-3.41	-29.60		1.71	0.48				
72	344826	4111407	410.26	102	Deep brine around lake	7	06/03/2007	267813		6.80	1.38	2.89		0.33	0.42				
73	340800	4108217	414.84	80	Deep brine around lake	7	07/03/2007	270831		6.80	1.13	-2.05		0.18	0.42				
74	343184	4106768	411.09	90	Deep brine around lake	7	05/03/2007	266178		6.70	0.91	-1.56		0.06	0.41				
75	345973	4116179	460.14	145	Brine enclave, CSC: karst system	8	29/09/2006	251307		6.90	-6.38	-38.48		0.18	0.34				
76	341674	4105369	428.44	100	Brine enclave, CSC: karst system	8	26/03/2008	277642	311496	7.40	-8.93	-43.72				13020	90	-7.59	-8.19
77	345378	4114601	427.74	120	Brine enclave, CSC: karst system	8	26/09/2006	331977		6.50	-6.93	-32.68		-0.38	0.42				
78	342888	4102655	434.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	26/02/2004	1813		7.42	-5.91	-33.40	13.88	4.08	0.50				
79	342354	4103090	416.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	15/10/2003	644		7.81	-5.60	-37.60	7.18	2.14	0.42				
80	341533	4104911	420.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	23/07/2004	4501		7.81	-4.68	-34.96	2.48						
81	341525	4104918	420.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	15/07/2003	5385		7.52	-3.50	-32.00	-4.02						
82	341087	4105208	427.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	23/07/2004	4763		7.81	-4.88	-36.80	2.24						
83	357041	4100708	460.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	26/02/2004	15918		6.86	-6.28	-40.70	9.54	3.49	0.37				
84	342582	4099555	396.00		Freshwater in Guadalhorce basin	9	15/10/2003	3381		7.76	-5.80	-42.40	4.00	4.92	0.56				
85	341717	4100328	398.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	6671		6.60	-5.63	-39.30	5.74						
86	341706	4100318	399.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	136743		6.30	-5.58	-36.60	8.04	2.54	0.34				
87	341765	4100319	400.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	73314		6.66	-5.67	-37.00	8.36						
88	341613	4100312	404.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	118691		6.72	-5.61			4.00	0.52	38.66	0.21	-5.70	
89	341745	4100327	399.00	7	Hypersal. spring in Guad. basin	10	26/02/2004	114529		6.71	-5.96	-38.40	9.28	2.71	0.35				
90	341755	4100318	399.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/10/2003	67205		7.69	-5.60	-41.30	3.50	4.04	0.57				
91	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/10/2003	136621		7.14	-6.02	-43.00	5.16	5.61					
92	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/10/2003	185366		6.92	-5.96	-41.00	6.68	5.82					
93	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	16/01/2004	94158		6.85	-6.50	-47.50	4.50	3.38					
94	345158	4096405	369.00		Hypersal. spring in Guad. basin	10	15/08/2003	164224		7.20	-5.66	-44.50	0.78	7.80					

Anexo 3: Columnas litológicas de sondeos de investigación

Sondeo 1. LOS ARENALES

X UTM = 338614 Y UTM = 4108564 Cota (msnm) = 441.80

0-0,90 m:

Arcillas ocre rojizas y arenas con cantos de cuarzo (2-3 cm. Ø) y trozos de costra carbonatada blanquecinos y ocre.

0,90-2,60:

Tramo más arcilloso de color verde-azulado con nódulos calcáreos blanquecinos, cantos dispersos de costra o carbonatos ferruginosos (unos 10 cm. Ø)

2,60-3,75:

Tramo arcilloso de color verdoso y marrón con pocos cantos pequeños

3,75-4,20:

Tramo más arenoso (igual color que el anterior)

4,20-4,65:

Tramo arcillo-arenoso de colores ocre-verdosos con cantos.

4,65-5,85:

Tramo más arcilloso (arcillas verdes y ocre con cantos con alguna pasada más arenosa)

5,85-14:

Dolomías de aspecto brechoide recristalizadas de color marrón oscuro-rojo oscuro (**"brecha dolomítica"**), **fracturadas, poco** karstificadas (tamaño hueco disolución 1 cm.). Aspecto de dolomías ferruginosas brechoides (depósitos de hierro rojizos en fracturillas). Fragmentos más rotos y machacados de los metros 6,40-7,15; 8,50-9,80; 12,85-13,90)

14-14,50:

Arcillas poco arenosas plásticas ocre-verdosas

14,50-16-40:

Margas arcillosas de colores ocre y ocre oscuros con cantos calcáreos blanquecinos de hasta 10 cm. Ø. Existen grietas de recristalización ferruginosa. A muro se hacen más arcillosas.

16,40-17-40:

Arcillas plásticas verdes y ocre sin cantos

17,40-18,05:

Margas arcillosas ocre que presentan un "canto calcáreo ocre" de 20 cm. Ø

18,05-22,85:

Arcillas plásticas gris-verdosas con algún canto. Aspecto masivo (salen los testigos completos)

22,85-24,60:

Arcillas arenosas ocre claras que pasan a colores más oscuros-violáceos con cantos negros carbonatados de aspecto brechoide. Existencia de oxidaciones de hierro.

24,60-25,20:

Tramo más arcilloso de color ocre claro con menos cantos negros carbonatados.

25,20-29,70:

Tramo más arcilloso de colores oscuros (gris oscuro-violáceo) masivo con tramos con cantos de carbonato de 5-10 cm. Ø (tramo más oscuro). En el 29,60: pérdida de 20 cm.

29,70-31,80:

Tramo arcillosos de colores más ocre (mismo aspecto que el tramo anterior) pasando a muro a colores más oscuros.

31,80-33:

Tramo arcilloso de color vino oscuro violáceo con restos de yesos recristalizados

33-34,65:

(Cambio de Ø de perforación). Yesos grises y blancos laminados con algún nivel brechificado aumentando hacia la base.

34,65-36,10:

Arcillas grises con niveles de yesos blancos y grises

36,10-38:

Yesos blancos y grises brechificados sin arcillas.

38-39,30:

Arcillas ocre rojizas con yesos abundantes a veces karstificados de color blanco de aspecto brechoide.

39,30-40,80:

Yesos claros grises brechificados sin arcillas y recrystalizados

40,80-42,50:

Arcillas rojas con niveles de yesos blancos y grises brechificados.

42,50-49,10:

Arcillas rojas y grises laminadas con yesos sin cantos con algunas fisuras rellenas de yesos cristalizados

49,10-50,10:

Yesos más masivos (no se aprecian laminaciones)

50,10-59,05:

Yesos brechificados de colores grises. (Cantos de varios tamaños versicolores: rojizos de 0,5-10 cm. Ø, de yesos laminados, de limonitas rojizas, más blancos de dolomías algo karstificados.). Existencia de tramos con pasadas más arcillosas rojizas. Pasadas más arcillosas con yesos recrystalizados. Pasadas de yesos masivos y yesos brechificados.

59,05-61,65:

Pasada más arcillosa de color gris oscura con más cantos blandos de limolitas y menos yesíferos (brecha de más limolita con cantos oscuros redondeados de 0,5 a 3 cm. Ø y menos yesos).

61,65-66,65:

Brechas más masivas grises claras con abundante yeso masivo con algún canto de limonita. Aspecto más blanquecino con abundantes trozos de yesos de tamaño grande.

66,65-89,90:

Brecha yesífera con cantos redondeados de hasta 10 cm. Ø mayoritariamente de yeso. Color verde oscuro rojizo. Sin estructuras. Grietas rellenas de yesos. No carbonatado. Pasadas más arcillosas que engloban cantos diversos verduzcos, marrones y marrones claros de limonitas.

Tramo de mayor abundancia de yesos: 74,90-75,60; 80,65-81,15.

Tramo de más arcillas rojizas: 82,70-83,70.

Sondeo 2. LOS PIQUETES.

X UTM = 341671 Y UTM = 4105363 Cota (msnm) = 428.44

0-2,90:

Suelo vegetal (80 cm.). Arcillas de color rojo oscuro con cantos calcáreos (1-2 cm. Ø) y cantos blandos arcillosos de colores verdosos, marrones claros.

2,90-3,10:

Arcillas versicolores verdes y rojas con cantitos (pequeño tramo color cagarro)

3,10-10,05:

Margas algo arenosas marrones claras con cantos de calcarenitas muy karstificadas de hasta 6 cm. de Ø con oquedades de disolución. Tramo muy homogéneo y masivo. También hay pasadas algo más arcillosas. Probablemente Mioceno.

10,05-13,85:

Arcillas margosas de color predominantemente rojo pardo violáceo Burdeos con cantos blandos de colores marrón claro, oscuro, verdosos y también cantos calcáreos karstificados. Existen zonas de aspecto brechoso y otras con cantos subredondeados. Tramo muy homogéneo versicolor.

13,85-18,50:

Misma descripción que el tramo anterior pero de color más claro predominando los marrones claros.

18,50-20,55:

Tramo arcilloso homogéneo de colores marrones claros con muy pocos cantos.

20,55-22,20:

Arcillas margosas con cantos grandes de hasta 10 cm. Ø calcáreos y dolomíticos de tonos claros que suelen presentar karstificación.

22,20-23,30:

Arcillas margosas versicolores con cantos de tonos más rojizos y oscuros y cantos blandos (limolitas?) grises, marrones y rojos.

23,30-25,65:

Arcillas marrones claras con pasadas de niveles de cantos de calizas y dolomías marrones. Tramo muy destrozado. Aspecto conglomerático.

25,65-27,30:

Tramo arcilloso marrón claro de aspecto brechoide con cantos blandos de limolitas (negros, grises claros y oscuros, ocre).

27,30-29,65:

Tramo arcilloso de aspecto menos brechificado que el anterior de tonos más claros con cantos blandos ocre de limolitas y algunos calcáreos. Tramo homogéneo masivo arcilloso.

29,65-32,35:

Arcillas con pasadas con cantos de yesos que se hacen más abundantes hacia muro.

32,35-33,80:

Yesos laminados grises oscuros algo karstificados de aspecto masivo con niveles de brechas con cantos blandos de limolitas.

33,80-35,15:

Tramo arcillosos marrón claro y gris oscuro con cantos y yesos que pasan a una brecha yesífera.

35,15-36,25:

Brecha yesífera de cantos verdes ocre, rojos blandos y con cristales de yeso.

36,25-37,05:

Tramo más arcillosos con muchos menos cantos redondeados que pasa a muro hacia más brechificado.

37,05-41,30:

Brecha arcillosa de color marrón claro con poco yeso con tramos de dolomías y cantos calcáreos. Más detrítico y menos yesos (casi ninguno).

41,30-47,70:

Yesos masivos y bandeados de aspecto más compacto en tramos de 60-80 cm. Brecha yesífera de cantos de 1-2 cm. Ø (rojos, grises, verdes) generalmente de limolitas, limolitas arenosas y yesos.

47,70-51,30:

Brecha yesífera de cantos de yeso, limolitas (ocres, verdes, grises, negros) con óxidos de hierro y cantos de dolomías. Empiezan a parecer cantos de distinta naturaleza de mayor tamaño (5-8 cm. Ø). Los tramos basales están más rotos.

51,30-53,85:

Tramo de color marrón más claro con más cantos ocres rojizos de "calcarenitas" (cantos carbonatados) de tamaño grande más desechos hacia la base. Existencia de una "cueva" de 53,25-53,75.

53,85-56,90:

Misma brecha yesífera de colores más grisáceos con más abundancia de yesos aunque existen también cantos carbonatados grandes.

56,90-59,60:

Tramo más masivo de yesos grises claros más laminados (no brecha)

59,60-69,85:

Misma brecha yesífera de color gris oscuro con cantos pequeños y grandes ocres y de yeso. Hacia la base del tramo existencia de yesos masivos bandeados.

69,85-70:

Tramo sólo arcilloso de tránsito hacia dolomías.

70-70,40:

Dolomías negras recristalizadas.

70,40-70,80:

Arcillas marrones

70,80-74,50:

Dolomías negras y grises (muchas pérdidas durante perforación) muy rotas presentando karstificación. Probablemente cantos o brechas dolomíticas en matriz arcillosa). Los últimos 10 cm. es una pasta arcillosa.

74,50-78:

Cantos de dolomías recristalizadas grises, negras y color vino.

78-78,10:

Arcillas con cantos

78,10-81,20:

Pérdida. Cantos de dolomías negras recristalizadas con arcillas más blancas.

81,20-82,90:

Tramo arcilloso color gris oscuro ceniza que pasa a colores rojizos con yesos recristalizados y casi ausencia de cantos.

82,90-83,90:

Arcillas más rojizas con cantos dispersos.

83,90-87,30:

Aumento del contenido en yesos. Brecha yesífera con cantos redondeados rojizos y grises. Más yeso.

87,30-90,15:

Tramo más arcilloso gris con ausencia generalizada de cantos, tan sólo alguno de yeso masivo de gran tamaño.

90,15-92,20:

Yesos masivos laminados alternando con brecha yesífera gris con tramos de yeso masivo de unos 10 cm. de longitud.

92,20-97,15:

Dolomías negras brechificadas de cantos grandes karstificados.

97,15-99,45:

Yeso oscuro masivo bandeado en tramos completos con cristales de yeso.

99,45-100,40:

Más brechificado (brecha yesífera).

Sondeo 3. BLANCARES.

X UTM = 345378 Y UTM = 4114601 Cota (msnm) = 427.74

0-0,40:

Tierra vegetal

0,40-6:

Margas arenosas a muy arenosas ocre con cantitos negros y algún nivel de calcarenitas y concreciones más blancas carbonatadas. Hacia muro se hace más arcilloso.

6-7,15:

Conglomerados de matriz arcillosa ocre con cantos más redondeados (cantos de arenisca, negros de dolomías y de calizas claras). Tonos ocre y óxidos de hierro.

7,15-8,35:

Arcillas y margas marrones arenosas con cantos, óxidos de hierro y nódulos de carbonatos.

8,35-10,05:

Conglomerados y paraconglomerados en matriz arcillo-arenosa ocre con cantos de caliza, calcarenita, dolomías oscuras (tamaño medio 4 cm. Ø).

10,05-10,65:

Marga arcillosa-arenosa de colores ocre y verdes claros con algún canto disperso.

10,65-12,10:

Margas arcillosas marrones claras y ocre con cantos dispersos de hasta 6 cm. Ø de areniscas y calizas. Nivel conglomerático de unos 10 cm. de espesor.

12,10-14,30:

Tramo más arcilloso de tonos grises-verdosos y menos tonalidades ocre.

14,30-14,75:

Tramo conglomerático de cantos de unos 3 cm. Ø y matriz areno-arcillosa.

14,75-17,10:

Arcillas y margas menos arenosas con matriz ocre-verdosa con cantos violetas y grises. Hacia muro aumentan considerablemente los carbonatados blanquecinos.

17,10-18,05:

Calizas y dolomías muy recristalizadas oquerosas (packstones) con huecos rellenos de arcillas de descalcificación.

18,05-18,25:

Arcillas ocre

18,25-18,60:

Arcillas rojas

18,60-24,20:

Arcillas ocre y grisáceas (tonos más marrones) con cantos pequeños claros y nódulos de carbonatos y cantos de calizas ocre y marrones claros.

24,20-26:

Pérdida de 1,80 m.

26-27,35:

Arcillas oscuras muy plásticas sin cantos.

27,35-28,60:

Limolitas o argilitas pardas oscuras muy compactas con óxidos de hierro.

28,60-28-90:

Yesos claros bandeados

28,90-31,30:

Yesos brechificados

31,30-32,30:

Yesos bandeados más claros.

32,30-32,80:

Arcillas rojas con cantos.

32,80-33,75:

Arcillas verdes y grises con cantos.

33,75-35,20:

Yesos bandeados claros y oscuros con piritas y grietas rellenas de yesos cristalino transparente.

35,20-36,35:

Arcillas grises claras con cantos de yesos.

36,35-37,45:

Yesos masivos bandeados con presencia de piritas.

37,45-40,80:

Arcillas grises claras con algún canto.

40,80-42,15:

Yesos masivos claros poco bandeados.

42,15-43,85:

Yesos y arcillas ocre de aspecto más brechoide en alternancia de yesos y arcillas.

43,85-44,60:

Arcillas rojas sin cantos de yeso.

44,60-48,25:

Arcillas rojas con yesos brechificados y yesos recristalizados en fracturas.

48,25-48,40:

Yesos brechificados.

48,40-51,40:

Arcillas grises oscuras, grises y violáceas y yesos.

51,40-52:

Yesos grises y oscuros.

52-55,05:

Arcillas grises con yesos y pasadas más claras de cantos de limolitas y argilitas.

55,05-55,25:

Yesos masivos bandeados.

55,25-66,80:

Brecha yesífera. Entre 56,10-56,20; 56,60-56,80 y 59-59,15: más bandeado. Entre 59,30-60,20; 63,85-64,15 y 65,70-66: más arcilloso.

66,80-71,25:

Arcillas rojas con poca cantidad de cantos de yeso. Abundantes cantos rojos y grises de limolitas y areniscas duras.

71,25-72,45:

Arcillas rojas y brecha yesífera con pequeños tramos bandeados.

72,45-73,40:

Yesos bandeados y brecha yesífera.

73,40-82:

Brecha y arcillas yesíferas grises. Entre 75,20-76: arcillas rojas y brecha yesífera con cantos de dolomías. Entre 79,25-80,15: brechas con más cantos de yesos.

82-82,90:

Más cantidad de yesos masivos grises oscuros.

82,90-87,35:

Brecha con cantos más detríticos de limolitas negras con más abundancia de yesos entre 85,35-85,80 y 86,40-86,50.

87,35-92,05:

Yeso masivo bandedo gris claro. Entre 88,50-88,70 y 91,45-91,60: brecha yesífera.

92,05-94,20:

Brecha con cantos más angulosos.

94,20-100,45:

Yesos masivos laminados y bandeados. Entre 98,50-98,80: tramo más arcilloso ocre rojizo.

100,45-104,65:

Yesos ¿??? . Bandeados muy finitos de color más claro. Están **"mosquedados" con manchas de 2-3 cm.** Ø muy oscuras casi negras. Pudieran haber sufrido algo de metamorfismo ¿?.

104,65-108,95:

Yesos masivos bandeados con existencia de yesos brechoide de grandes cantos de tonos grises (dolomías?)

108,95-112:

Aspecto terroso brechoide. No parecen yesos, son más duros. Afectados por procesos de disolución. Se presentan como brechas y como zonas más compactas. Tonos muy oscuros. Yesos o rocas metamórficas o brecha dolomítica ¿??

112-112,90:

Yesos laminados y bandeados masivos grises.

112,90-113,30:

Zonas de manchas en yesos??. "mosqueados"

113,30-114,30:

Yesos bandeados y brechas hacia la base.

114,30-114,95:

Zona muy karstificada. Descripción como el tramo 108,95-112.

114,95-115,55:

Yeso masivo laminado.

115,55-116,75:

Brecha de cantos de yeso.

116,75-119,20:

Yesos más masivos blanquecinos y también brechoides.

119,20-120:

Más arcilloso y brechoide.

Sondeo 4. LA PLATA.-profundo-

X UTM = 343184 Y UTM = 4106768 Cota (msnm) = 411.09

0-5 m.:

Triple batería

5-6,80:

Arcillas muy plásticas de color carne algo arenosas con algún cantito. A 6,80 m. se presenta un nivel centimétrico de calcarenitas (mioceno o postmioceno).

6,80-7,30:

Además margas

7,30-12,90:

Margas arcillosas marrones con cantos de calcarenitas y parece que en nivelillos. A partir de aquí empiezan los colores más violáceos. A 8,80 m. hay un nivel de microconglomerados.

12,90-22,20:

Arcillas y margas de color carne anaranjado con cantos de 0,5 a 3-4 cm. Ø. Cantos de limolitas y calizas rojas y grises. Existencia de nivelillos de areniscas calcáreas. Se distingue del siguiente tramo exclusivamente por el color.

22,20-25,45:

Arcillas rojas muy plásticas con cantos de unos 3 cm. Ø de calizas, dolomías, limolitas.

25,45-29,35:

Arcillas rojas muy plásticas con menor presencia de cantos (alguno de limolitas). Tramo compacto y homogéneo.

29,35-30,55:

Arcillas menos rojizas con más cantos de tonos más pardos.

30,55-31,55:

Pérdida

31,55-32,25:

Ha perdido 0,35 m. Lo que quedan son muchos cantos angulosos y redondeados de limolitas rojas y verdes de hasta 6 cm. Ø aunque el tamaño medio es de 3 cm.

32,25-36,55:

Arcillas pardo-rojizas y marrones con cantos de dolomías, limolitas y areniscas.

36,55-38,65:

Recuperación de sólo 10 cm. Y son cantos de limolitas rojas incluidas en una pasta arcillosa.

38,65-44,80:

Arcillas rojas y ocre con cantos grandes rojos, verdes, violetas de limolitas y dolomías redondeados y a veces angulosos.

44,80-45,40:

Yesos masivos grises.

45,40-45,90:

Yesos más brechificados.

45,90-46,45:

Yesos con laminación muy fina.

46,45-48,15:

Yesos más claros masivos grises recristalizados.

48,15-48,45:

Yesos laminados o bandeados.

48,45-50,75:

Dolomía negras brechificadas muy karstificadas y con venitas y fracturillas rellenas de yeso. Duras y muy oscuras (negras).

50,75-53,20:

Yesos masivos grises.

53,20-53,90:

Yeso algo bandeado.

53,90-55,25:

Yesos masivos grises con tramos brechificados.

55,25-55,85:

Dolomías negras brechificadas y karstificadas con yesos en fracturas.

55,85-59,60:

Yesos bastante masivos y bandeados con algún nivel pequeño de brechas.

59,60-61:

Brecha dolomítica en yesos (cantos de dolomías)

61-62,95:

Yesos oscuros más masivos y bandeados.

62,95-63,25:

Brecha dolomítica en yesos muy oscuros.

63,25-63,85:

Yeso laminado bandeadado

63,85-64,05:

"fractura" rellena de de yeso cristalino de recristalización.

64,05-65,10:

Yesos masivos oscuros.

65,10-65,20:

Yesos cristalinos blancos de relleno.

65,20-67,80:

Yesos masivos algo laminados con rellenos de yesos blancos de recristalización.

67,80-68,80:

Yesos brechoide con cantos. En el tramo 68,10-68,30: yesos bandeados.

68,80-69,80:

Yesos laminados gris-oscuros.

69,80-70,20:

Brecha dolomítica con menos matriz yesífera. Tramo muy duro. Yeso recristalizado en fisuras.

70,20-71,40:

Brecha dolomítica en matriz yesífera.

71,40-75,95:

Yeso **masivo laminado oscuro**. **"Donde hay yeso cristalino transparente relleno de huecos es brecha, no yeso masivo."**

75,95-78,50:

Brecha dolomítica con yeso cristal transparente en las fisuras de hasta 5 cm. de relleno.

78,50-79,55:

Yesos más laminados sin fisuras.

79,55-79,90:

Brecha con yeso cristalino de 10 cm. de longitud.

79,90-81,65:

Yeso más masivo y laminado.

81,65-81,95:

Yeso transparente de recristalización.

81,95-82,15:

Brecha

82,15-82,45:

Yeso transparente

82,45-85,25:

Yeso más masivo y a veces laminado.

85,25-85,60:

Brecha yesífera con cantos de dolomías pero fundamentalmente yesos.

85,60-86,30:

Brecha con mayor contenido en dolomías negras muy karstificadas.

86,30-87,95:

Brecha. De 87,30-87,45: yeso transparente recristalizado.

87,95-90:

Yeso laminado blanco y negro con yeso cristalino de 89,70-89,80.

Sondeo 5. DESEMBOCADURA ARROYO SANTILLÁN.

X UTM = 344826 Y UTM = 4111407 Cota (msnm) = 410.26

0-11,40:

Triple batería (0-5: limos lagunares blancos; 5-7: limos margosos blancos; 7-9,20: limos margosos grises; 9,20-11,40: limos y margas con bastantes óxidos de hierro.

11,40-11,80:

Cristales de yesos.

11,80-13:

Limos margosos grises con arenas y cantos pequeños.

13-13,60:

Yesos diagenéticos ¿?

13,60-13,70:

Limos a arcillas margosas

13,70-13,85:

Yesos diagenéticos

13,85-15,10:

Margas arcillosas con cantos blanditos de color blanquecino y aspecto terroso.

15,10-26,25:

Margas arcillosas ocre-marrón muy homogéneas con pocos cantos.

26,25-26,85:

Tramo más arenoso de grano fino y limos ocre marrones.

26,85-30,60:

Margas arcillosas ocre más rojizas con cantos subredondeados de dolomías negras.

30,60-31:

Arcillas y margas ocre sin cantos.

31-32,25:

Brecha arcillo-margosa con cantos rojos, grises, marrones de tamaño medio de 2 cm. Ø

32,25-32-55:

Calcarenita muy oquerosa karstificada.

32,55-32,65:

Yeso diagenético ¿?

32,65-34,60:

Caliza o calcarenita muy oquerosa karstificada.

34,60-36,60:

Brecha arcillosa de cantos rojizos con poco matriz. Pérdida de 1,35 m.

36,60-38,30:

Calizas **oquerosas** ("calizas en brecha como canto ¿???). Pérdida de 1,40 m.

38,30-41,30:

Con 1,80 m. de pérdidas. Arcillas muy arenosas con cantos de colores rojizos, marrones claros y verdes.

41,30-44,30:

Arcillas con muchos cantos de 1-2 cm. Ø de carbonatos rojos y negros (de todos los colores). Tramo muy compacto y homogéneo. No se observa ningún tipo de granoselección de los cantos. Existen pérdidas de 1,70 m.

44,30-49,30:

Arcillas con cantos de aspecto brechificado de hasta 10 cm. Ø de dolomías y limolitas de colores negros, rojizos, color marrón claro y oscuro.

49,30-50,30:

Tramo más claro ocre y más carbonatado y duro (canto calizo ¿???)

50,30-52,70:

Brecha arcillosa y algo margosa rojiza, marrón con cantos diversos ocre, negros, rojos con bastante matriz arcillosa.

52,70-53:

Tramo carbonatado gris (caliza brechoide)

53-55,25:

Brecha con cantos.

55,25-57,50:

Brecha roja con cantos más pequeños englobados en matriz arcillosa.

57,50-59,90:

Con menos cantos, mucho más arcilloso.

59,90-62,60:

Tramo gris más limosos. Hay una pérdida de 1,30 m.

62,60-63,30:

Tramo carbonatado formado por calizas brechificadas grises oscuras oquerosas.

63,30-66,35:

Yesos brechificados con cantos de dolomías ¿?

66,35-67,45:

Tramo más arcilloso rojo con intercalaciones de yesos recrystalizados.

67,45-68:

Tramo de yesos brechificados.

68-70:

Arcillas rojas con intercalaciones de yesos recrystalizados.

70-71,20:

Brechas con matriz arcillosa muy oscuras casi negras.

71,20-73:

Brechas con menos arcillas y más cantos negros.

73-73,60:

Yesos más masivos y laminados

73,60-74,45:

Brecha arcillosa (hacia muro más arcillosa)

74,45-74,95:

Canto de dolomías en brechas.

74,95-75,25:

Tramo más arcilloso negro con brechas.

75,25-75,75:

Yeso masivo y laminado

75,75-77,45:

Brecha con cantos de dolomías grises y yesos.

77,45-78,70:

Más existencia de dolomías grises y oscuras con recrystalizaciones.

78,70-80,55:

Brechas que hacia muro presentan más yesos y hacia techo más arcillas.

80,55-95,80:

Yesos principalmente masivos laminados claros con presencia de pasadas más brechificadas en: 82-82,80; 83,70-84,60; 86-86,45; 87-87,20; 87,50-87,60. Hacia muro van a pareciendo más pasadas arcillosas rojas de 1-2 cm. de espesor.

95,80-98,50:

Brechas de cantos variados con pasadas arcillosas ocre y rojas.

98,50-101,70:

Arcillas rojas con yesos recristalizados y cantos de brechas grises. Los últimos 10 cm. Son brechas grises.

Sondeo 6. CANTARRANAS.

X UTM = 340750 Y UTM = 4108217 Cota (msnm) = 414.84

0-7:

Triple batería

7-9,15:

Marga limo-arcillosa blancas muy desechas.

9,15-12,10:

Margas más grisáceas.

12,10-14,50:

Margas blancas con algún canto ocre de calcarenita.

14,50-16,60:

Margas blancas de tonos algo rojizos.

16,60-18,50:

Margas ocre compactas

18,50-19:

Margas arenosas de grano fino casi arenas finas en matriz margosa

19-20:

Margas de color más blanquecino

20-22:

Margas ocre

22-22,70:

Margas mucho más arenosas con cantos

22,70-26,20:

Margas de color grisáceo claro con poca arena

26,20-27,30:

Margas arenosas oscuras de color negro con cantos y yesos.

27,30-29,60:

Margas poco arenosas de color gris claro

29,60-30,20:

Margas algo arenosas de color gris claro sin cantos.

30,20-33,50:

Margas poco arenosas de color marrón con cantos de yesos cristalizados.

33,50-34:

Tramo margoso más arenoso.

34-35,90:

Tramo margoso muy poco arenoso de tonos grises oscuros.

35,90-37,80:

Margas muy arenosas blancas con cantos de Q, y de colores verdes, ocre etc. de 0,3 y 0,5 mm y hasta 0,5 cm de Ø

37,80-40,40:

Tramo más margoso oscuro sin arenas

40,40-45:

Tramo algo más arenoso con pocos cantos de color ocre y jacintos.

45-46,80:

Margas con menos cantos y más blanquecinos.

46,80-51,70:

Margas más marrones con cantos y algo más arenosas y con presencia de óxidos de Fe de alteración. Hacia muro presentan más cantos grisáceos y blanquecinos de carbonatos.

51,70-55,40:

Arcillas rojas limosas sin cantos

55,40-56,30:

Arcillas rojas margosas (o margas arcillosas) con cantos carbonatados blanquecinos.

56,30-59,75:

Arcillas (pueden ser margas algo arenosas) menos rojizas y más blanquecinas con más cantos carbonatados

59,75-60,45:

Microconglomerado arenoso con cantos negros de 0,5 cm de Ø y de hasta 2-3 cm de carbonatos y Q.

60,45-61,50:

Tramo algo más arenoso de color ocre

61,50-62,70:

Tramo más arcilloso de colores rojizos con arenas y sin cantos.

62,70-64,40:

Tramo más arcilloso con escasos cantos de carbonatos más rojizos.

64,40-66:

Tramo más arenoso de grano fino de colores ocre con algún canto disperso.

66-69:

Arcillas rojas con niveles de conglomerados con cantos de Q y carbonatos de hasta 5 cm de Ø.

69-69,70:

Nivel arcilloso rojo con cantos dispersos.

69,70-70,40:

Tramo arcilloso margoso de colores más pardos con cantos dispersos de carbonatos.

70,40-71,60:

Arcillas margosas con cantos carbonatados grandes y jacintos de Compostela.

71,60-72,40:

Arcillas margosas con cantos carbonatados

72,40-74,20:

Tramo más arcilloso de colores rojizos sin cantos.

74,20-75,60:

Arcillas margosas con cantos carbonatados

75,60-77,10:

Arcillas arenosas margosas de tonos anaranjados

77,10-77,60:

Tramo arcillo-margoso de tonos más claros con pocos cantos.

77,60-80:

Arcillas margosas con algún canto de 2 cm de Ø con presencia de una pasada más arenosa de 79,50 a 79,60 m.

Sondeo n° 7. LA RATOSA.

X UTM = 348848 Y UTM = 4118572 Cota (msnm) = 450.26

0-3:

Triple batería

3-3,60:

Arcillas poco margosas ocre y blancas de tonos amarillentos con presencia de óxidos de Fe.

3,60-4,60:

Arcillas de colores blanquecinas y amarillentas con cantos carbonatados con menos óxidos de Fe.

4,60-4,80

Arenas de grano fino de color blanco-amarillentas

4,80-5,70:

Tramo arcilloso algo margoso de colores amarillentos y blanquecinos sin cantos

5,70-6:

Arcillas con abundantes cantos de 2 cm de Ø

6-9,60:

Arcillas margosas ocre con cantos y jacintos. Los cantos son de tamaño arena gruesa 2-4 mm Ø. Existencia de pasadas más arenosas de cantos carbonatados.

9,60-10,60:

Arcillas con cantos grandes de 2-3 cm Ø blancos de calizas, dolomías negras y yesos. En la base hay una pasada de 20 cm de un conglomerado carbonatado blanco.

10,60-15,20:

Arcillas con abundantes cantos de yesos, carbonatos, sílex, de colores claros de tamaño arena y de hasta 5 cm Ø. Aspecto brechoso de color pardo.

15,20-24,50:

Margas blancas de aspecto terroso. A los 23,40 existe un estrecho nivel de cantos de 2 cm Ø

24,50-60,80:

Calizas margosas grises de grano fino (wackestones y packestones). Tramo de aspecto muy masivo sin karstificación. Se pueden advertir las siguientes características:

- en el metro 30 existe una grieta de 2 cm de anchura rellena de cristales de yeso.
- En el metro 36,50 textura wackestone
- En 39: textura packestone fina
- En 46,30: pasada de 10 cm. más margosa
- En 48,70; 49,85; 54; 56: pasadas más margosas
- De 58,60-59,20: pasada más margosa

60,80-62,20:

tramo más compacto de dolomías negras (menos calcáreo)

62,20-80:

Calizas margosas grises de grano fino. Se diferencian:

- en el 70: pasada de 20 cm más margosa
- del 71,35-71,95: arenas blancas.

Sondeo n° 8. LA SERAFINA.

X UTM = 347634 Y UTM = 4116527 Cota (msnm) = 438.24

0-6,10:

Triple batería

6,10-8:

Arcillas rojas con pocos cantos de carbonatos

8-9,25:

Arcillas rojas con cantos de calcarenitas y cantos negros.

9,25-17,85:

Arcillas margosas de colores rojos y ocre de aspecto conglomerático con cantos y niveles de conglomerados con cantos carbonatados, pasadas centimétricas de calcarenitas y cantos negros de dolomías.

17,85-19,90:

Arcillas margosas blanquecinas y ocre

19,90-24,90:

Margas arcillosas de color amarillento claro

24,90-25:

Cantos carbonáticos (conglomerado?)

25-26,90:

Margas blanquecinas compactas algo nodulosas sin cantos

26,90-29,20:

Margas verdes (diferente tonalidad que las anteriores)

29,20-34,70:

Margas grises **masivas "esquistosadas"** (fracturación como en superficies planas de esquistosidad en pizarras)

34,70-35,90:

Margas arcillosas "esquistosadas" rojas sin cantos

35,90-36,10:

Margas blancas nodulosas

36,10-38,20:

Margas rojas "esquistosadas" desechas. Del 37,80 al 38: margo calizas blancas.

38,20-41,30:

Margas negras con algún canto.

41,30-81,80: (problemas de recuperación de testigo durante la perforación, se quedaron aquí y seguirían a tricono)

Calizas margosas compactas y margocalizas negras "esquistosadas" con planos de fracturación con recristalizaciones de calcita en fisuras.

Tramos más "esquistosados" (rotos):

53,30-56

57-59,80

61-62,20

65,20-67,25

68,75-81,80:

Tramo más margoso-arcilloso más machacado y roto. Al final algo más arcilloso.