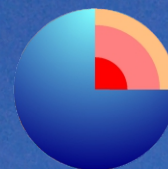




**UNIVERSIDAD
DE GRANADA**

Tesis Doctoral 2017



**Programa Doctorado
Ciencias de la Tierra**

Procesos hidrodinámicos en la zona de descarga de los acuíferos costeros

Juan Pedro Sánchez Úbeda



Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales

Autor: Juan Pedro Sánchez Úbeda

ISBN: 978-84-9163-326-6

URI: <http://hdl.handle.net/10481/47528>

El doctorando / The *doctoral candidate* [**Juan Pedro Sánchez Úbeda**] y los directores de la tesis / and the thesis supervisor/s: [**María Luisa Calvache Quesada y Manuel López Chicano**]

Garantizamos, al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por el doctorando bajo la dirección de los directores de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo, se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones.

/

Guarantee, by signing this doctoral thesis, that the work has been done by the doctoral candidate under the direction of the thesis supervisor/s and, as far as our knowledge reaches, in the performance of the work, the rights of other authors to be cited (when their results or publications have been used) have been respected.

Lugar y fecha / Place and date:

En Granada, a 31 de Mayo de 2017

Director/es de la Tesis / *Thesis supervisor/s*;

Doctorando / *Doctoral candidate*:

Firma / Signed

Firma / Signed

AGRADECIMIENTOS

Quisiera empezar agradeciendo a María Luisa Calvache la oportunidad de poder realizar la tesis en un tema tan apasionante como es la hidrogeología, por su ayuda en todo lo que he hecho hasta ahora y por sus necesarios consejos. A Manuel López Chicano agradezco su apoyo incondicional, su entera disponibilidad en todo momento y su amabilidad para ello. Pese a no ser codirector, a Carlos le debo también mucho de lo que aquí se presenta, siempre me ha ayudado en todo lo que he necesitado sin importar el momento ni el lugar, y por eso agradeceré siempre el haber trabajado con él.

Agradezco a Javier Jáimez, técnico del CIC, todo el trabajo que hemos compartido juntos en la perforación de sondeos. También quiero dar las gracias al personal de la Charca de Suárez, y a Pepe en especial, siempre atento y amable. Agradezco al personal de la Consejería de Medio ambiente, a Puertos del Estado, la Agencia AEMET e IGME los datos facilitados en diferentes momentos durante el desarrollo de mi tesis. Deseo dar mi agradecimiento al IGME de Granada, en especial a Crisanto Martín, por esas constructivas charlas y la rapidez de su respuesta cuando la he necesitado.

También quiero dar las gracias a todos los compañeros del Departamento de Geodinámica, y en especial a Ángel Perandrés, por estar disponible para todo, por su ayuda en el campo y por sus habilidades y buenas ideas. A mis compañeros de becaría les debo mucho, pese a que ninguno comparte la hidrogeología conmigo. A Manuel le agradezco su ayuda, su apoyo y esos ratos de bromas que no muchos entendían. A Ángel, pese a ser “el nuevo”, me ha ayudado mucho más de lo que imagina, ya que siempre ha estado atento y me ha levantado el ánimo cuando me ha hecho falta. A Irene le agradezco toda su ayuda, especialmente en los últimos momentos de tesis, y gracias a la cual he podido avanzar hacia el final más rápidamente. A Fran tengo que darle las gracias por muchas cosas, pero sobre todo por haber compartido conmigo todos sus conocimientos y experiencia, y sencillamente, por ser un gran amigo. A Lourdes le agradezco su entera disposición para todo y el haberme cuidado desde que la conocí. Por esto y por muchas más razones, se ha convertido en una persona muy especial para mí. A Beatriz le doy las gracias por compartir conmigo estudios, trabajos de campo y su interés por todo lo que he hecho, y espero poder seguir compartiendo buenos momentos con ella y con Rafa. A los que ya están fuera, Idaira, Pedro, Lara, Julia, y a los que me falta por nombrar y los que han pasado por aquí, les doy las gracias por haber compartido conmigo parte de su experiencia, y solo espero poder volver a compartir buenos momentos con vosotros.

Agradecimientos

Me toca ahora dar las gracias a mis amigos de Lorca, a los del Pinós, pues todos han tenido que aguantarme en algún momento, pero me han apoyado a seguir adelante compartiendo innumerables e inolvidables momentos. A Liliana y Alberto, mis queridos cus, les agradezco su ánimo y su interés por el avance de mi tesis. Agradezco a mi madre, mi hermana y mi tío todo lo mucho que han hecho por mí. Sin duda, no habría sido posible sin ellos, y espero que a partir de ahora pueda compensar mi prolongada ausencia. A mi cuñado Andrés le doy las gracias por su interés, su gran apoyo y sobre todo por haber unido su vida a la nuestra y haberme regalado ese bonito sobrino. Agradezco a mi padre su apoyo y su interés por verme terminar mis estudios.

Termino agradeciendo a Inma con estas palabras, que seguro se quedan cortas para expresar lo que quiero. Se ha convertido en la clave de mi felicidad, ya que es mi mujer, mi mejor amiga, mi gran apoyo, con quien he tenido la necesidad de compartir mi vida desde que la conocí y con las que compartiré el resto de ésta si me lo permite. No deseo nada con más fuerza que estar siempre a su lado. La presente tesis también es suya, y espero poder compensarle todo lo que ha hecho por mí, aunque necesite más de una vida.

Esta tesis se ha realizado gracias a la concesión de un contrato de investigación asociado al proyecto de investigación CGL2012-32892 del Ministerio de Ciencia e Innovación, al proyecto CGL2016-77503-R del Ministerio de Economía y Competitividad y a los recursos materiales del grupo de investigación RNM-369 de la Junta de Andalucía.

RESUMEN

La presente tesis doctoral se centra en el estudio de los procesos hidrodinámicos que tienen lugar en la zona de descarga de los acuíferos detríticos costeros, en el que ha sido utilizado como zona experimental el borde costero del acuífero Motril-Salobreña, localizado en SE de la Península Ibérica. Su estado actual es óptimo, tanto en la calidad como en la cantidad de sus recursos hídricos disponibles, en contraste con muchos de los sistemas costeros del sur y levante españoles que están afectados en mayor o menor grado por procesos de intrusión marina y/o de sobreexplotación.

Los numerosos trabajos que se han llevado a cabo en el acuífero en los últimos años han permitido disponer de una infraestructura de observación que proporciona series temporales extensas de datos hidrogeológicos, lo que favorece el estudio de procesos hidrodinámicos específicos que en él acontecen y la aplicación de metodologías novedosas focalizadas al estudio de temas no abordados hasta el momento

Esta tesis tiene como objetivo principal investigar diferentes procesos y factores que afectan a la hidrodinámica de la zona de descarga de los acuíferos costeros y en la caracterización del modelo conceptual del flujo subterráneo. Con esto se pretende obtener una mayor comprensión de los procesos que tienen lugar en este contexto de descarga, para así poder prevenir o remediar fenómenos como la intrusión marina ante escenarios futuros de cambio climático y variaciones en la gestión de los recursos hídricos.

Uno de los principales factores cuyo efecto no se ha abordado hasta la fecha en el acuífero es la afección de la oscilación mareal en el nivel piezométrico costero. Esta afección implica, por un lado, la imposibilidad en muchos casos de interpretar las series temporales de datos piezométricos observados, y por otro, la utilidad en cuanto a la obtención de valores de difusividad hidráulica (D) representativos para la franja costera del acuífero.

Se ha desarrollado una metodología de filtrado de las series temporales del nivel piezométrico afectado por las oscilaciones mareales a diferentes profundidades de medición, basada en dos métodos, Harmonic Analysis (HA) y Continuous Wavelet Transform (CWT). Con estos métodos se consigue un filtrado casi total de las oscilaciones mareales, con mejores resultados en el caso del segundo método.

Por otra parte, se han utilizado los métodos de respuesta de mareas (Tidal Response Methods, TRM), basados en los factores de atenuación o eficiencia mareal (Tidal

Resumen

efficiency, TE) y retardo (Time Lag, TL). Con ello se pretende obtener un rango de valores de D para la franja costera del acuífero, pero también se ha pretendido evaluar de forma crítica los resultados de la aplicación de estos métodos en función del modo en que se obtienen los factores de TE y TL. Los resultados indican, por un lado, diferencias del 56% en los valores de D calculados según se utilice la serie temporal medida de nivel piezométrico o solamente la parte de esta debida a la oscilación mareal previamente extraída con el método CWT. Por otro lado, las diferencias en los valores de D son del 58% según se realice el análisis del retardo entre picos de oscilación máximos o mínimos. Además, la profundidad de medida del nivel piezométrico se confirma como un factor decisivo en el uso de estos métodos. Los valores más fiables para la difusividad D de la franja costera del acuífero Motril-Salobreña oscilan entre $1 \cdot 10^5$ y $5 \cdot 10^5$ m²/d.

Por otra parte, se han aplicado los métodos clásicos de Theis y de Cooper-Jacob para interpretar dos ensayos de bombeo realizados en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña, y se han obtenido valores medios para T de 1.460 m²/d y 0,027 para S. Además, se han evaluado diferentes casos de aplicación en función de diferentes factores que se alejan de las condiciones ideales sobre las que se definen las expresiones clásicas, y han sido comparados mediante modelación numérica respecto a un caso de aplicación ideal con el fin de determinar el error que se obtiene en los valores de T y S calculados con la aplicación de Theis y Cooper-Jacob al alejarse de las condiciones ideales consideradas por estos autores. Las estimaciones de los valores de T y S presentan errores por debajo del 10% cuando existe un flujo regional, cuando el caudal de bombeo es variable y cuando el efecto de la oscilación mareal es del orden del 1% del nivel piezométrico total. La presencia de la cuña salina da lugar a errores del 20% para T y en torno al 100% para S, pero la heterogeneidad vertical induce los mayores errores en los valores de T y S, ya que, con conductividades hidráulicas variables entre 1 y 30 m/d, los errores obtenidos en T y S son superiores al 100%.

La existencia de flujos verticales ascendentes en la zona de descarga de los acuíferos costeros es un fenómeno debido principalmente a la presencia de la cuña salina, la cual obliga a ascender al flujo de descarga del agua dulce hacia el mar. En este contexto es común obtener sondeos de naturaleza surgente durante la perforación de los mismos. En este sentido se han desarrollado varios modelos numéricos para simular los efectos de la apertura de un sondeo profundo que resultó surgente, localizado cerca del borde costero. Los resultados indican que, para simular el bombeo en el sondeo, el mejor sistema para definir el comportamiento del sondeo surgente es el del multidren. La apertura del sondeo provoca cambios significativos en el flujo subterráneo en torno al sondeo, así como un

ensanchamiento de la zona de mezcla en el caso del multidren. No obstante, el nivel de drenaje que se asigna al sistema multidren resulta ser un factor clave sobre los resultados obtenidos.

Finalmente, en esta tesis se ha abordado un análisis generalizado del flujo subterráneo del acuífero en su sector occidental, el más importante del acuífero desde el punto de vista del volumen de reservas y de los recursos renovables. Para ello se ha utilizado de forma conjunta la datación del agua subterránea mediante un muestreo en diferentes puntos y a distintas profundidades, y la modelación numérica de la distribución de concentración y de edades aparentes mediante un modelo de transporte de masa y edad. El objetivo de este estudio ha sido la caracterización de las líneas preferenciales del flujo subterráneo, los tiempos de residencia del agua en el sistema y los procesos de mezcla que tienen lugar en el entorno de la cuña salina de intrusión.

La datación del agua subterránea mediante el análisis de trazadores ambientales ($\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, ^3H , $^3\text{H}-^3\text{He}$, ^4He , ^{85}Kr , y ^{39}Ar) indica la presencia de porcentajes variables de aguas de edad media baja (aguas jóvenes) en casi todo el acuífero, y un pronunciado gradiente hacia aguas más antiguas en profundidad, obteniéndose una edad media máxima de 167 años para la zona de descarga en su parte más profunda. Así mismo, se ha determinado que existen dos zonas de flujo bien diferenciadas, una mitad superior (0-50 m) de flujo rápido y aguas con edades medias inferiores a 50 años salvo raras excepciones, y otra zona inferior (50-150 m) de flujo lento y donde las aguas más antiguas se encuentran en mayor proporción. Por otra parte, los procesos difusivos y dispersivos resultan tener un gran impacto sobre la distribución de flujo y de edades, principalmente en la parte más profunda de la zona de descarga, donde el flujo se hace más lento por los bajos valores de conductividad hidráulica y la presencia de la cuña salina.

ABSTRACT

This doctoral thesis focuses on the study of the hydrodynamic processes that take place in the discharge zone of the coastal detrital aquifers, using as an experimental zone the coastal border of the Motril-Salobreña aquifer, located in SE of the Iberian Peninsula. The current state of the quality and quantity of its water resources is optimal, in contrast to many of the Mediterranean coastal aquifers that are affected to a greater or lesser degree by processes of marine intrusion and/or overexploitation.

The numerous studies that have been carried out in the aquifer in the last years have allowed to have an observation infrastructure that provides long time series of hydrogeological data, which allows the study of specific hydrodynamic processes and the application of innovative methodologies.

This thesis aims to investigate different processes and factors that affect the hydrodynamics of the discharge zone of the coastal aquifers and to characterize groundwater flow in these areas. This is intended to improve the understanding of the processes that take place in the context of discharge, in order to prevent or remedy phenomena such as marine intrusion in future scenarios of climate change and variations in the management of water resources.

One process in the aquifer whose effect has not been addressed to date is the impact of the tidal oscillation in the coastal piezometric level. This influence implies, on the one hand, the impossibility in many cases to interpret the time series of piezometric data observed, and on the other hand, the utility in obtaining representative hydraulic values for the coastal strip of the aquifer.

A methodology for filtering the time series of the piezometric level affected by the tidal oscillations at different measurement depths has been developed, based on two methods, *Harmonic Analysis* (HA) and *Continuous Wavelet Transform* (CWT). The applied methods have been adapted from oceanographic use to hydrogeological use, as a tool for decomposed the groundwater head time series affected by tide into its components, tidal component and non-tidal component. With these methods an almost total filtering of the tidal oscillations is achieved, obtaining better results and wider applicability in the case of the CWT method.

Moreover, *Tidal Response Methods* (TRM) based on attenuation or tidal efficiency (TE) and time lag (TL) have been proposed to obtain a range of values of diffusivity (D)

Abstract

for the coastal regions. The application of these methods has evaluated depending on the way in which the TE and TL factors are obtained. Differences of 56% in the diffusivity were obtained depending on whether the measured piezometric level was directly used or previously filtered with the CWT method. According to maximum or minimum oscillation peaks are chosen to carry out the analysis of the delay, a difference in D of 58% is obtained. In addition, the depth of measurement of the piezometric level is confirmed as a decisive factor in the use of these methods. The most reliable values for the diffusivity D of the coastal strip of the Motril-Salobreña aquifer range from $1 \cdot 10^5$ to $5 \cdot 10^5$ m²/d.

The Theis and Cooper-Jacob classical methods have been applied to interpret two pumping tests carried out in the discharge zone of the Motril-Salobreña aquifer, obtaining average T values of 1460 m²/d and S values of 0.027. A set of different application cases have been evaluated and compared with numerical modeling respecting to the ideal conditions that are recommended for the analytical solutions. It was determined the error committed in the obtained values of T and S via the application of Theis and Cooper-Jacob. The presence of regional flow showed errors below 10% when the pumping rate is variable and when the effect of the tidal oscillation is in the order of 1% of the total piezometric level. The existence of a salt wedge leads to errors of 20% for T and around 100% for S. The vertical heterogeneity induces the largest errors in the values of T and S, greater than 100% with a variation of hydraulic conductivities between 1 and 30 m/d.

Vertical upwards flows in the discharge zone of coastal aquifers is connected to the presence of the salt wedge, which forces fresh groundwater to ascend towards the sea. The perforation of boreholes in these areas reveals often artesian conditions. Several numerical models have been developed to simulate the effects of the opening of a deep artesian well, located near the coastal fringe. The results indicate that the best system to define the behaviour of the artesian well is a multidrain system. The opening of the artesian well causes significant changes in the groundwater flow around the well, as well as a widening of the mixing zone. However, the draining head level assigned to the multidrain system is a key factor on the results obtained.

Finally, a generalized analysis of the groundwater flow of the aquifer in its western sector has addressed. This sector is the most important of the aquifer from the point of view of the volume of water storage and renewable resources. For this purpose, groundwater age dating has been used by sampling at different points and at different depths. A numerical model of the concentration and apparent age distributions using a

mass and age transport model was constructed. The objective of this study was the characterization of the preferential flow paths of groundwater, the determination of the residence times of the water in the system and the study of the mixing processes that take place with the salt wedge.

Groundwater dating through the analysis of environmental tracers ($\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, ^3H , ^3H - ^3He , ^4He , ^{85}Kr , and ^{39}Ar) indicates the presence of varying percentages of groundwater of low mean age waters (young groundwater) in almost the entire aquifer, and a steep gradient towards older waters in depth in the discharge zone, with a maximum mean age of 167 years. Likewise, it has been determined that there are two differentiated flow zones, an upper part (0-50 m) with a faster groundwater flow and mean ages below 50 years, and another deeper zone (50-150 m) of slower groundwater flow and where the oldest groundwater are in higher proportion. The diffusive and dispersive processes had a great impact on the simulation of the distribution of flow and mean ages, especially in the deepest part of the aquifer, where the flow is slowed due to both the low hydraulic conductivity and the presence of the salt wedge.

ÍNDICE

	Página
1. Introducción	1
1.1. Objetivos	7
1.2. Localización geográfica, contexto geológico e hidrogeología	9
1.2.1. Localización y principales características	9
1.2.2. Contexto geológico	11
1.2.3. Caracterización hidrogeológica	12
1.3. Antecedentes sobre la hidrogeología de la zona de estudio	16
2. Métodos	21
2.1. Metodología de trabajo e instrumentación utilizada	21
2.2. Influencia de las mareas en el nivel piezométrico costero	32
2.2.1. Filtrado de la señal mareal en los niveles piezométricos	32
2.2.2. Cálculo de la difusividad hidráulica mediante la influencia mareal	32
2.3. Análisis sobre la interpretación de ensayos de bombeo cercanos a la costa	33
2.4. Sondeos surgentes en la zona de descarga de acuíferos costeros	34
2.5. Dinámica de flujo mediante datación de aguas y modelación numérica	35
3. Influencia de la marea en el nivel piezométrico costero	37
3.1. La oscilación mareal y su aplicabilidad	37
3.2. Filtrado de la señal mareal en los niveles piezométricos	39
3.2.1. Introducción	39
3.2.2. Metodología	43
3.2.2.1. Datos mareales	44

3.2.2.2. Datos de nivel piezométrico	44
3.2.2.3. Análisis de armónicos con U_TIDE	45
3.2.2.4. Aplicación del método CWT (<i>Continuous Wavelet Transform</i>)	48
3.2.2.5. Selección de los constituyentes mareales	50
3.2.2.5.1. Análisis de armónicos (U_TIDE)	50
3.2.2.5.2. CWT (<i>Continuous Wavelet Transform</i>)	52
3.2.3. Resultados	55
3.2.3.1. Ajuste y filtrado de la parte mareal	57
3.2.3.1.1. Aplicación del método HA	57
3.2.3.1.2. Aplicación del método CWT	60
3.2.4. Evaluación de los métodos	64
3.2.5. Discusión	65
3.2.6. Conclusiones	68
3.3. Utilización de la señal mareal para la estimación de parámetros hidrogeológicos	70
3.3.1. Introducción	70
3.3.2. Metodología	73
3.3.2.1. Medición del nivel piezométrico y preprocesado	75
3.3.2.2. Separación de las componentes mareal y no mareal	75
3.3.2.3. Métodos de respuesta mareal (<i>Tidal Response Methods</i> , TRM)	76
3.3.3. Resultados	78
3.3.4. Discusión	83
3.3.5. Conclusiones	84

4. Interpretación de ensayos de bombeo en zonas de descarga de acuíferos costeros	87
4.1. Introducción	87
4.1.1. Características del pozo de bombeo	90
4.2. Metodología	92
4.2.1. Estimación de T y S mediante los métodos clásicos	93
4.2.1.1. Otras soluciones analíticas adaptadas a acuíferos costeros	94
4.2.2. Descripción de los ensayos de bombeo	97
4.2.3. Modelo numérico	98
4.3. Resultados	102
4.3.1. Interpretación de los ensayos de bombeo	102
4.3.1.1. Métodos clásicos	102
4.3.1.2. Otras soluciones analíticas	103
4.3.2. Evaluación de la aplicabilidad de los métodos de Theis y Cooper-Jacob	105
4.4. Discusión	109
4.5. Conclusiones	110
5. Sondeos surgentes en la zona de descarga de acuíferos costeros	113
5.1. Introducción	113
5.1.1. Localización y caracterización del sondeo surgente	115
5.1.2. Modelo numérico	117
5.2. Metodología	118
5.3. Resultados	120
5.3.1. Análisis de sensibilidad	120
5.3.1.1. Condición de contorno para el sondeo surgente	120
5.3.1.2. Conductividad hidráulica y anisotropía	121
5.3.1.3. Conductividad hidráulica y heterogeneidad vertical	123

5.3.2. Modelación del sondeo surgente	124
5.4. Discusión	128
5.5. Conclusiones	129
6. Flujo subterráneo mediante datación del agua y modelación numérica	131
6.1. Introducción	131
6.1.1. Zonación del acuífero y sondeos muestreados	134
6.2. Metodología	136
6.2.1. Muestreo para datación del agua subterránea	136
6.2.2. Datación con trazadores ambientales	139
6.2.2.1. Método de datación con ^3H – ^3He	139
6.2.2.2. Método de datación con ^4He radiogénico	140
6.2.2.3. Método de datación con ^{39}Ar	141
6.2.2.4. Método de datación con ^{85}Kr	141
6.2.3. Proceso de modelización numérica	142
6.2.3.1. Modelo de transporte de masa	143
6.2.3.2. Modelo de transporte de edad	145
6.3. Resultados	147
6.3.1. Hidroquímica y datación del agua subterránea	147
6.3.2. Modelo de transporte de masa	153
6.3.3. Modelo de transporte de edad	155
6.4. Discusión	159
6.4.1. Modelo de transporte de masa y edad	161
6.4.2. Distribución de edad del agua subterránea y modelo conceptual hidrogeológico	164
6.5. Conclusiones	167
7. Conclusiones generales	171

7.1. Conclusiones	171
7.2. Conclusions	175
8. Referencias bibliográficas	179

Hasta la fecha se han llevado a cabo muchos estudios referentes al cambio climático, sus causas y sus efectos más destacados. En particular, los estudios referentes a los efectos sobre las zonas costeras indican que, tanto la población como los bienes naturales y materiales expuestos a los riesgos costeros, así como la presión de la mano de la sociedad sobre los ecosistemas costeros se incrementará significativamente en las próximas décadas, debido principalmente al crecimiento de la población, el desarrollo económico y la urbanización (IPCC 2014). En muchas zonas costeras ya son patentes los efectos del estrés térmico, las tormentas y las precipitaciones extremadamente intensas, las inundaciones costeras, los deslizamientos, la contaminación del aire, las sequías y la escasez de agua, la subida del nivel del mar y los fuertes eventos mareales costeros (IPCC 2014).

Uno de los principales problemas a los que se enfrenta la sociedad actual es la escasez de agua. En las zonas costeras se incrementa significativamente este problema debido a la alta densidad demográfica, a los grandes incrementos de población en determinadas épocas del año y a la creciente urbanización e industrialización de la misma. Todo ello hace que las zonas costeras sean muy vulnerables ante una mala gestión de los recursos hídricos. En el caso de España resulta de vital importancia la gestión de los recursos hídricos en las zonas costeras principalmente por tres motivos: la gran extensión del litoral español, la alta concentración demográfica en las zonas de costa y la intensa actividad económica asociada a las mismas (agricultura e industria).

España cuenta con más de 7.800 kilómetros de costa, en la que se concentra un 33% de la población total, según datos de 2009 (SINC 2010). Esta cifra ha seguido en aumento en los últimos años a un ritmo elevado, especialmente en el levante y sur españoles, donde el turismo y la inmigración han supuesto una presión demográfica más acusada. Además, todo ello se ve agravado por la escasez de agua existente en gran parte de estos sectores del litoral español.

En marzo de 2013, la Comisión Europea lanzó una iniciativa para avanzar en una gestión costera integrada de los espacios marítimos (COM 2013). Por su parte, el Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente publicó una resolución de la Secretaría de Estado de Medio Ambiente en diciembre de 2016 por la que se formula la declaración ambiental de la estrategia de adaptación al cambio climático

Introducción

de la costa española (B.O.E del 23-12-2016). Todos estos hechos deben encauzarse en la idea de mejorar la gestión y el aprovechamiento de los recursos hídricos, lo cual no se conseguirá si no avanza paralelamente el conocimiento sobre los procesos que les afectan.

Las aguas subterráneas suponen una parte muy importante de los recursos hídricos disponibles en zonas costeras, en cuanto a su utilización como fuente de abastecimiento a la población, uso agrícola o uso industrial. Incluso en ciertos casos, debido a las características climáticas que se dan en determinados momentos, pueden constituir la única fuente de agua disponible. Por otra parte, las aguas subterráneas suelen estar ligadas en muchos casos a otros sistemas naturales, como pueden ser humedales, riberas, cursos fluviales y ecosistemas marinos costeros. En definitiva, resulta de especial interés su conocimiento, tanto en el ámbito social, económico como ambiental.

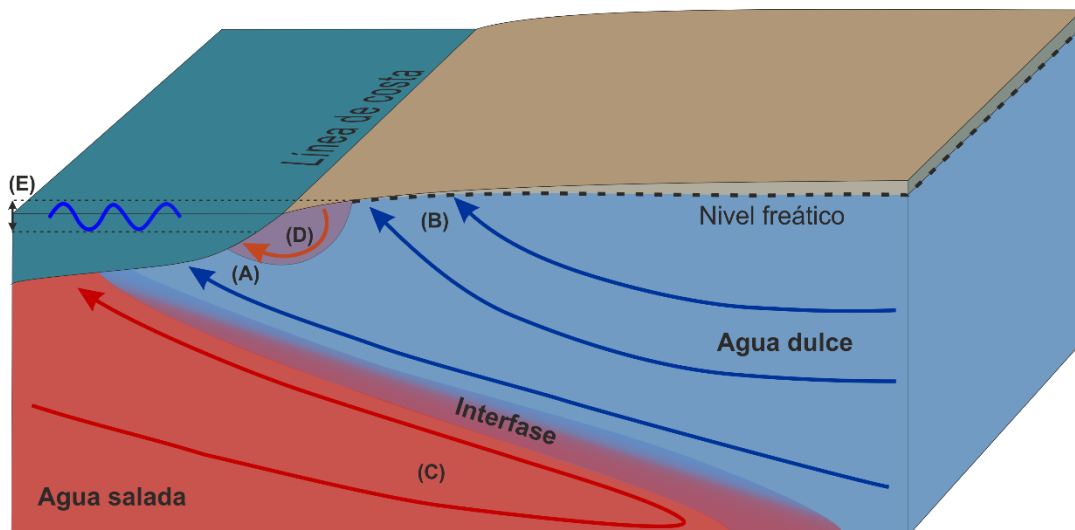


Fig. 1.1. Esquema explicativo del proceso de intrusión marina. En este proceso se observan diferentes aspectos, tales como la descarga submarina de agua dulce (A), la descarga en superficie cerca del borde costero en acuíferos libres (B), la circulación del agua del mar dentro de la cuña salina (C), la circulación salina superior, más visible en zonas de marea importante (D) y las oscilaciones mareales (E). Modificado de Werner et al. (2013).

Uno de los procesos naturales fundamentales que inciden de forma directa en la calidad de las aguas subterráneas costeras es la intrusión marina (Fig. 1.1). El delicado equilibrio entre la descarga de agua dulce y la entrada de agua salada en el acuífero condiciona de forma continua la posición de la cuña salina y su evolución en el tiempo. Conocer el comportamiento de la interfase agua dulce-agua salada y los procesos de mezcla que tienen lugar en ella es de gran importancia, si se tiene en cuenta que con solo un 0,6% de agua de mar, el agua no sería potable, y con un 2% no sería apta para el riego, según datos de la Organización Mundial de la salud (WHO 2003).

La intrusión marina es uno de los problemas más extendidos en la franja costera mediterránea, donde son bastante comunes hoy día los problemas de salinización de los acuíferos costeros (Wriedt y Bouraoui 2009). Los procesos y factores asociados a la intrusión marina se describen cualitativamente en Custodio (1987), mientras que en Werner et al. (2013) se hace una revisión detallada del estado de conocimiento del proceso de intrusión marina. Las principales causas de que se produzca este fenómeno son los cambios prolongados en el nivel freático cerca de la costa debidos, entre otros, al exceso de bombeo de agua dulce cerca del borde costero, variaciones climáticas, cambios en los usos del suelo, o en general a cambios provocados a largo plazo en la recarga del acuífero en cuestión (Werner et al. 2013). Según López-Geta y Gómez-Gómez (2007), hasta un 72% de las unidades hidrogeológicas de la vertiente mediterránea española presentan problemas de intrusión marina. Estos hechos se deben en muchos casos a la mala gestión por falta de control sobre los recursos hídricos disponibles, y para remediar esto es primordial conocer el funcionamiento de los sistemas acuíferos y su relación con las aguas superficiales.

La presente tesis se ha desarrollado en el contexto hidrodinámico de la zona de descarga del acuífero costero Motril-Salobreña. Localizado en la costa mediterránea del sur de la Península Ibérica, este acuífero resulta muy apropiado para llevar a cabo diferentes estudios en relación con los procesos hidrodinámicos que tienen lugar cerca del borde costero, y en concreto con los procesos asociados al fenómeno de intrusión marina.

Por una parte, el acuífero Motril-Salobreña tiene una extensión aproximada de 42 km², y unos recursos medios anuales disponibles de 35 hm³ (Duque y Calvache, 2010), lo cual hace que sea el acuífero detrítico costero más importante de la provincia de Granada (Castillo y Fernández Rubio 1978; Pulido-Bosch y Rubio 1988).

Por otra parte, su buen estado actual, tanto en la cantidad como en la calidad de sus aguas, contrasta con el estado de las unidades acuíferas cercanas (Duque et al. 2011), y se considera por ello como una excepción en comparación con la mayoría de los sistemas costeros del sur y levante españoles, donde los procesos de intrusión marina, la contaminación o la sobreexplotación de recursos son bastante comunes (Calvache et al. 2016). Este hecho permite la evaluación temprana de este tipo de problemas hidrológicos, necesaria para actuar de forma directa sobre el sistema acuífero y sus recursos hídricos incluso antes de que tengan lugar los procesos de degradación. Además, ese buen estado actual del acuífero permite el estudio de los procesos hidrodinámicos que tienen lugar en

Introducción

la zona de descarga de forma más natural y poco común, puesto que la mayoría de los sistemas costeros presentan problemas de intrusión o un mal estado de sus aguas.

Los numerosos estudios que se han realizado en el acuífero costero Motril-Salobreña, especialmente a partir del año 2000, han permitido caracterizar y cuantificar los aspectos más básicos del acuífero, así como desarrollar una metodología de trabajo de campo y crear una infraestructura de observación hidrogeológica estable. Con ello se han conseguido obtener series de datos relativamente largas, las cuales son necesarias para avanzar en el conocimiento de los fenómenos que acontecen en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña, y por ende en muchos de los sistemas acuíferos costeros, que han permitido aplicar metodologías y técnicas de estudio más específicas y de mayor interés científico.

Los trabajos realizados en el campo de la hidrogeología de acuíferos costeros han abordado muchos aspectos de la hidrodinámica de la interfase entre agua dulce y agua salada y de los procesos de intrusión, los cuales han contribuido a su conocimiento y control. No obstante, existen pocos estudios referentes a la zona de descarga en profundidad en acuíferos costeros, ya que no es común contar con perforaciones profundas cerca de la costa con las que poder realizar las mediciones adecuadas. Es por ello que en el acuífero Motril-Salobreña se ha podido profundizar en este tipo de estudios de detalle, gracias a la infraestructura desarrollada y al monitoreo continuo de diversos parámetros a diferentes profundidades.

Se sabe que las mareas influyen de forma significativa en el funcionamiento de la intrusión marina, modifican los niveles piezométricos cercanos a la costa e intensifican los procesos de mezcla de aguas (Bear et al. 1999; Bear 2005; Robinson et al. 2007; Werner et al. 2013; Pool et al. 2014; 2015). Por otra parte, se han desarrollado soluciones analíticas para estimar las oscilaciones provocadas por la marea en los niveles costeros (Nielsen 1990; Erskine 1991; Trefry y Jhonston 1998; Wang et al. 2014; Chattopadhyay et al. 2015; Lu et al. 2015; Elad et al. 2016).

Las oscilaciones de los niveles piezométricos afectados por la marea también pueden ser caracterizadas del mismo modo que se hace para estudiar las oscilaciones mareales medidas en el mar, salvo que en este caso están sujetas a un retardo en el tiempo y a una atenuación en el espacio (Trefry y Jhonston 1998), con el fin de extraer y/o eliminar la oscilación mareal de los registros de nivel piezométrico afectados por la misma. Este proceso resulta de utilidad en los casos en que se necesita disponer del registro piezométrico no alterado por la marea, con el fin de interpretar un ensayo de bombeo o

establecer y cuantificar la relación entre procesos de recarga y de descarga. También resulta de utilidad para determinar la difusividad hidráulica de la franja costera del acuífero, lo que permite caracterizarla hidrogeológicamente de una forma más generalizada.

En el caso del acuífero Motril-Salobreña, la afección mareal se ha comprobado en varios puntos de monitoreo del nivel piezométrico cercanos al borde costero, lo que ha permitido profundizar en el estudio de la marea y sus efectos sobre el nivel (Sánchez-Úbeda et al. 2016), así como caracterizar la franja costera del acuífero sobre la base de las oscilaciones del nivel piezométrico debidas a la marea (Sánchez-Úbeda et al. (2017).

Sánchez-Úbeda et al. (2016) aplican herramientas de filtrado basadas en el análisis de armónicos de la marea (Pawlowicz et al. 2002; Codiga 2011) y *Continuous Wavelet Transform* o CWT (Jay y Flinchem 1995; Flinchem y Jay 2000). En Sánchez-Úbeda et al. (2017) se analiza la diferencia en los resultados de cálculo de valores de difusividad hidráulica cuando se aplican los métodos clásicos de respuesta mareal, desarrollados inicialmente por Jacob (1950) y Ferris (1951), sobre diferentes series temporales de datos y metodologías de aplicación. Con la extracción neta de la oscilación inducida se pueden obtener adicionalmente resultados más ajustados para la difusividad hidráulica, mediante la aplicación de los métodos clásicos de respuesta mareal, que en muchos casos proporcionan valores mucho más representativos que los valores puntuales de transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S) obtenidos a partir de un ensayo de bombeo (Knudby y Carrera 2005).

Los ensayos de bombeo y recuperación o los “*slug tests*” dependen directamente de las condiciones hidrogeológicas locales en todos los casos en los que se aplican, además de las características constructivas de los sondeos o piezómetros que se utilizan en el ensayo (Hvorslev 1951; Erskine 1991; Chapuis et al. 2006). En Calvache et al. 2016 se realiza una evaluación de los métodos clásicos de interpretación de Theis y Cooper-Jacob para la obtención de valores de T y S en acuíferos detríticos costeros mediante dos ensayos de bombeo real en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña y otro simulado numéricamente, para diferentes configuraciones de las condiciones de contorno y de flujo.

Otro aspecto interesante de los acuíferos costeros y, concretamente en el acuífero Motril-Salobreña, es la presencia de flujos de diferente magnitud según la profundidad, lo que da lugar a zonas de flujo preferencial y diferentes tiempos de residencia del agua subterránea. Una herramienta muy utilizada para estimar el comportamiento

Introducción

hidrogeológico de un acuífero en este sentido es la datación de las aguas subterráneas. Su aplicabilidad en los últimos estudios se centra en la descripción de patrones de flujo (Zuber et al 2004), en la determinación de tiempos de residencia del agua dentro del acuífero (Chesnaux y Allen 2008; Land y Timmons 2016), la procedencia del agua y evaluación de las zonas de recarga (Sültenfuß et al. 2011; McCallum et al. 2017), el análisis de los procesos de mezcla de aguas de diferente procedencia (Zuber et al. 2005; Caschetto et al. 2016) o la calibración de modelos numéricos (Massmann et al. 2009; Zuber et al. 2011; Engdahl et al. 2016), entre otros. Calibrar un modelo numérico mediante la datación de las aguas subterráneas requiere una datación en un mínimo de puntos de muestreo, el uso de múltiples trazadores, y la simulación de distribuciones de edades, lo que supone un esfuerzo numérico alto (Suckow 2014), especialmente cuando se trata de acuíferos heterogéneos reales modelados en condiciones transitorias. En Voss y Wood (1994) y en Goode (1996) se introduce un nuevo método de simulación directa de la edad (*direct age simulation*), que permite introducir la edad en un modelo que reproduzca los procesos advectivos y dispersivos, y donde la edad es considerada como una especie más en el modelo de transporte en base al concepto de “*age mass*”. Este método se ha aplicado en el caso del acuífero Motril-Salobreña, con el fin de determinar los patrones de flujo preferenciales, los procesos de mezcla que tienen lugar en la interfase y la distribución de edades que nos indiquen los tiempos medios de residencia del agua dentro del acuífero.

1.1. Objetivos

Los objetivos que se plantean en este trabajo se enmarcan dentro de los perseguidos en los proyectos “Dinámica del contacto agua dulce-agua salada en el acuífero costero Motril-Salobreña” (Granada) (Ministerio de Economía y Competitividad, CGL2012-32892) y “Respuesta del acuífero costero Motril-Salobreña al cambio climático y a los cambios de uso del suelo” (Ministerio de Economía y Competitividad, CGL2016-77503-R). En lo referente al estudio de la cuña salina y los procesos de intrusión marina, los objetivos que se han planteado en estos proyectos han sido, entre otros, los siguientes:

- Profundizar en el comportamiento del flujo subterráneo en la zona de contacto entre el agua dulce y el agua salada y conocer mejor los factores que influyen en su funcionamiento.
- Analizar la influencia de las oscilaciones del nivel del mar sobre la interfase agua dulce-agua salada, la variación de las cargas hidráulicas y los procesos de mezcla en la misma.

El objetivo principal a alcanzar en esta tesis doctoral es la caracterización hidrodinámica de la zona de descarga de acuíferos costeros, a partir de la identificación de los factores que intervienen en la misma y sus implicaciones en la dinámica del funcionamiento general del acuífero. En este caso tiene una aplicación directa sobre el acuífero costero Motril-Salobreña, lo que ha permitido mejorar ciertos aspectos del modelo conceptual de funcionamiento que se tenía anteriormente sobre el mismo. Para alcanzar este objetivo general, se han planteado unos objetivos específicos que marcan las líneas de investigación abordadas:

- Influencia de las mareas en los niveles piezométricos medidos cerca del borde costero, corrección de las medidas y sus aplicaciones.
- Interpretaciones de los ensayos de bombeo realizados en zonas de descarga de acuíferos costeros.
- Afección de los flujos verticales y surgencias sobre la interfase agua dulce-agua salada.
- Dinámica del flujo subterráneo a partir de la datación de aguas y modelación numérica.

Estas actuaciones pretenden en última instancia perfeccionar el conocimiento sobre la hidrodinámica de las zonas de descarga de acuíferos costeros, centrándose en el área

Introducción

experimental del acuífero costero Motril-Salobreña, desarrollar nuevas metodologías para su estudio y mejorar las herramientas existentes para su control.

1.2. Localización geográfica, contexto geológico e hidrogeología

1.2.1. Localización y principales características

El acuífero costero Motril-Salobreña se encuentra en el litoral sureste de la península Ibérica, en la provincia de Granada (Fig. 1.2). Su borde sur limita con el Mar Mediterráneo, y al norte está delimitado por las sierras de Lújar, Almirajara y Tejeda. Se considera que es el principal acuífero detrítico costero de la provincia, tanto por su extensión (42 km²) como por sus recursos hídricos (Castillo y Fernández Rubio 1978; Pulido-Bosch y Rubio 1988; ITGE 1991). Su importancia está relacionada en gran parte con el desarrollo tanto urbanístico como agrícola, con dos núcleos poblacionales principales, Motril y Salobreña, que le dan nombre. La población de Motril es de unos 60.400 habitantes, mientras que la de Salobreña es de unos 12.400 (IECA 2017), viéndose incrementada de forma significativa en los meses estivales debido al turismo. Por otra parte, la agricultura es, junto con el turismo y la pesca, una de las principales actividades económicas de la zona, con un desarrollo del cultivo en la actualidad enfocado a especies subtropicales (principalmente aguacate, chirimoya y mango), cultivo intensivo en invernaderos y hortícola tradicional con riego por inundación (Pretel et al. 2010; Duque et al. 2011). Situada en la franja de clima mediterráneo, la precipitación media para la zona se estima en 420 mm anuales, con una temperatura media anual de 18°C.

El río Guadalfeo es el principal curso fluvial que discurre sobre la superficie del acuífero en su sector occidental, con un régimen mixto pluvio-nival. Sus aguas drenan gran parte de la vertiente sur de Sierra Nevada, con una cuenca vertiente de 1.290 km². Con un recorrido de tan solo 40 km, el río pasa de los más de 3.400 m de altitud hasta el nivel del mar (Duque 2009), lo que da lugar a un perfil de río de muy alto gradiente. Este factor ha jugado un papel importante en la rápida formación del acuífero, junto con los cambios antrópicos acontecidos en los últimos 500 años (Jabaloy-Sánchez et al. 2014). El río constituye la principal entrada de agua en el acuífero, tanto de forma directa por infiltración, como de forma indirecta por los retornos de riego, ya que los riegos se realizan con parte del caudal del río derivado aguas arriba a través del azud de Vélez. A lo largo de los años el río se ha visto modificado antrópicamente numerosas veces, con cambios en su curso natural y con regulaciones de su caudal (embalses de Béznar y Rules). En la actualidad, el río fluye de forma permanente con un caudal variable en función del aportado por el río en la cola de la presa de Rules, viéndose más

Introducción

alterado aguas abajo por las derivaciones realizadas para alimentar las acequias de riegos (azud de Vélez). El resto de cursos fluviales lo constituyen ramblas de menor entidad y de naturaleza estacionaria (normalmente despreciadas en los balances hídricos).

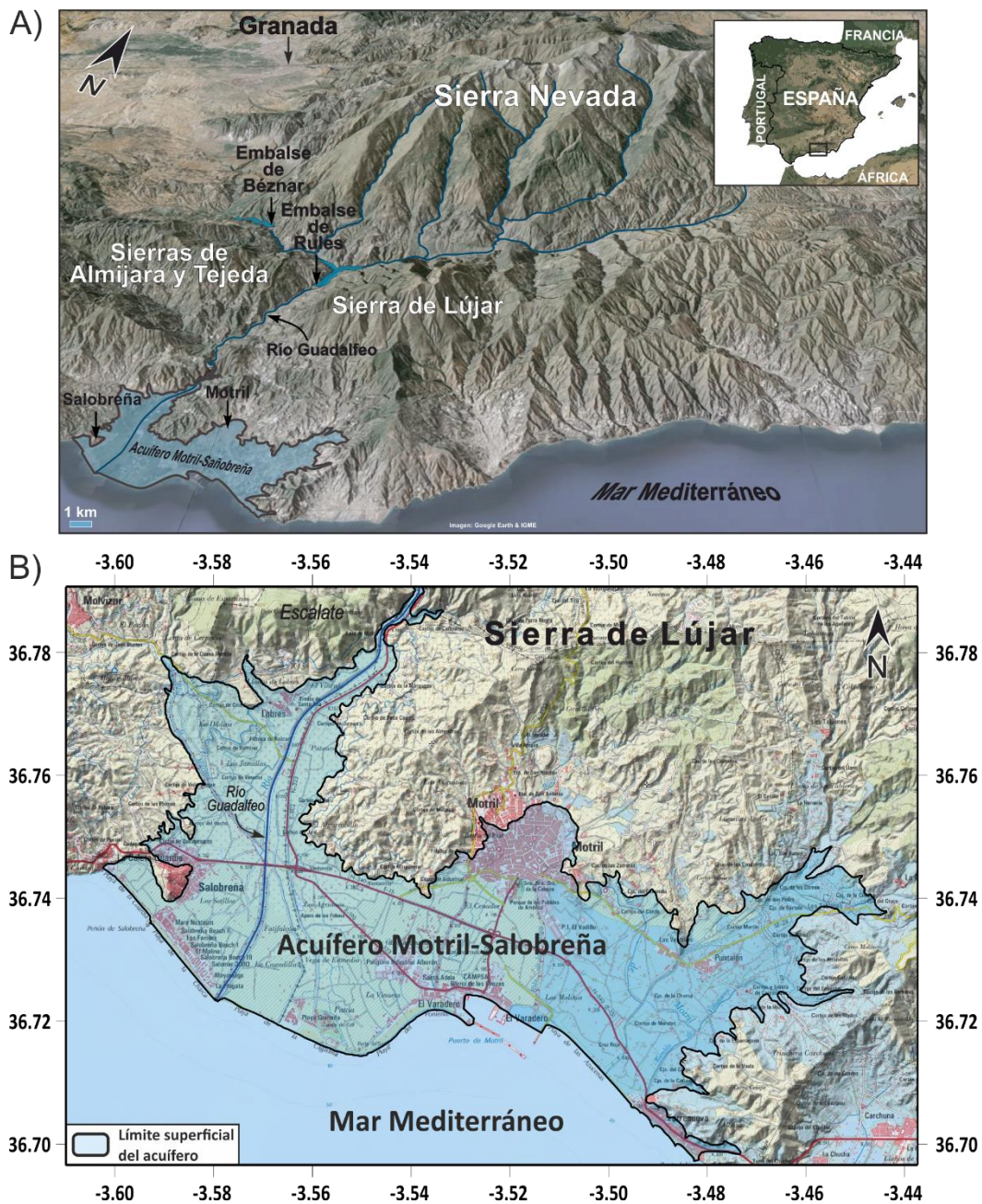


Fig. 1.2. A) Localización geográfica del acuífero Motril-Salobreña y B) límites del sistema acuífero. Fuente: IGN, IGME y Google Earth.

1.2.2. Contexto geológico

La zona geológica en la que se sitúa el acuífero Motril-Salobreña es la Cordillera Bética, cinturón orogénico alpino dividido en tres unidades geológicas principales: Zonas Internas, Complejo del Campo de Gibraltar y Zonas Externas (García-Dueñas y Balanyá 1986) (Fig. 1.3). El acuífero está constituido por materiales detríticos cuaternarios, depositados de forma discordante sobre los materiales del complejo Alpujárride (Zonas Internas), donde predominan los esquistos, filitas y cuarcitas con diferentes características, junto con carbonatos parcialmente dolomitizados y metamorfizados de edad paleozoica y triásica (Castillo 1975; Duque 2009). La evolución reciente de las estructuras tectónicas ha condicionado de forma significativa la configuración de la red de drenaje en el entorno del acuífero Motril-Salobreña (Pérez-Peña 2009).

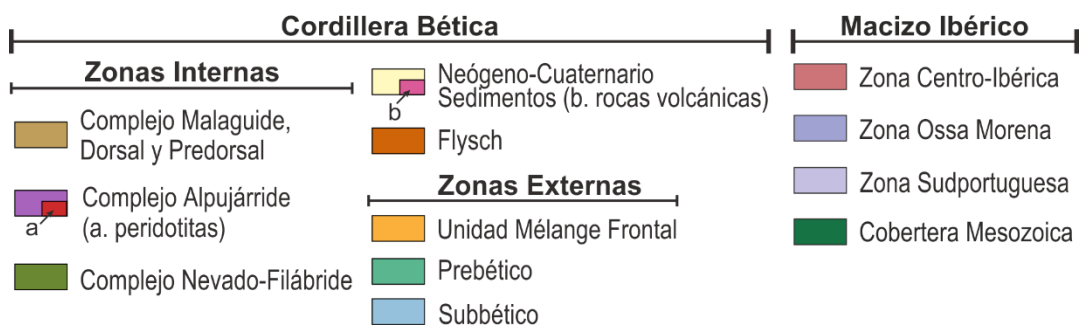
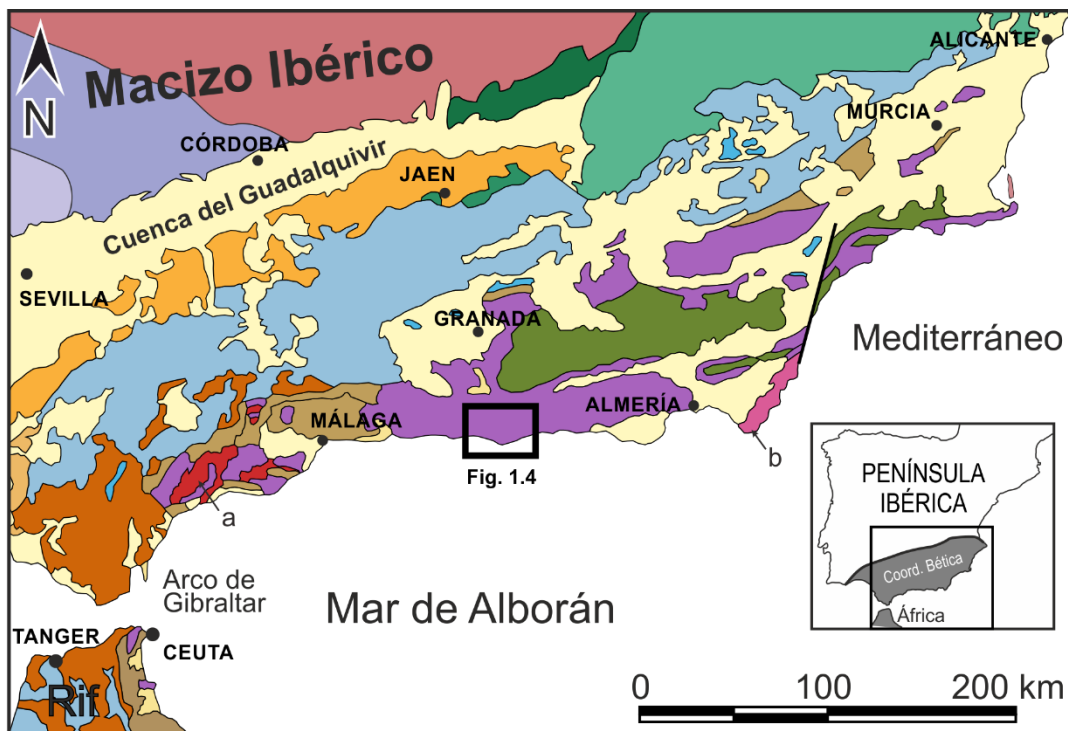


Fig. 1.3. Localización geológica del área de estudio. Modificado de Vera et al. (2004).

Introducción

1.2.3. Caracterización hidrogeológica

El acuífero Motril-Salobreña está delimitado en su borde sur con el Mar Mediterráneo (11 km de costa), y al norte por la Sierra de Lújar, donde entra en contacto con el acuífero carbonatado de Escalate, y con el propio aluvial del río Guadalfeo. En el resto de bordes limita con materiales metamórficos del complejo Alpujárride, en su mayoría filitas y esquistos (Aldaya 1981), los cuales se consideran como impermeables a efectos prácticos (Fig. 1.4).

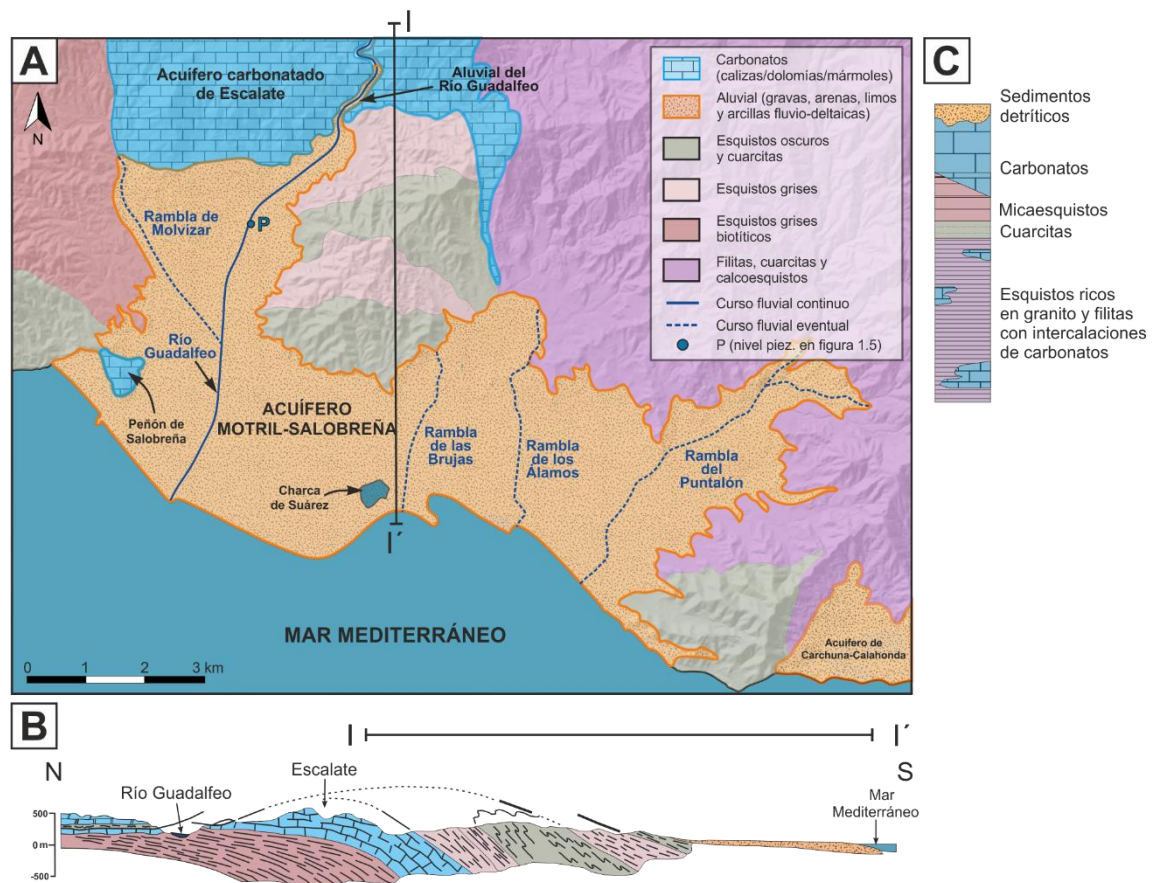


Fig. 1.4. Contexto hidrogeológico del acuífero Motril-Salobreña. A) Localización hidrogeológica, B) corte geológico y C) columna litológica tipo. Modificado de Duque (2009).

Los materiales que componen el acuífero son los aportes aluviales del río Guadalfeo y sus afluentes, además de las ramblas que discurren por su superficie, donde las más importantes son las de Molvizar, Las Brujas, Los Álamos y El Puntalón. El espesor de los sedimentos es variable, desde los 30-50 m en el borde norte (Tajo de los Vados) hasta los más de 250 m en el borde sur, con un volumen total de sedimentos de 2.350 hm³, estimado en Duque (2009) como el volumen comprendido entre la superficie del

basamento (a partir de gravimetría, sondeos eléctricos verticales y sondeos mecánicos) y su diferencia con la topografía del acuífero (a partir del Modelo Digital de Elevaciones).

Los sedimentos que forman el acuífero están constituidos mayoritariamente por gravas y arenas, con diferentes proporciones de limos finos y arcillas, según el sector y la profundidad. Es por ello que las transmisividades calculadas son altas, con valores variables según el sector del acuífero. Así, para la zona occidental del acuífero se estiman la mayor T , variables entre los 5.000 y los 10.000 $m^2/día$, en relación a la presencia de materiales más groseros y más lavados por la cercanía al curso del río. Para el sector oriental se estiman valores de T en el rango de 200-700 $m^2/día$. En cuanto a los valores de S , varían entre el 5 y 10% según el autor (Castillo 1975; Castillo y Fernández-Rubio 1978; Heredia et al. 2003; Ibáñez 2005; Calvache et al. 2009). En ITGE (1991) se utilizan valores de S entre 10% y 17% para los cálculos de reservas, mientras que en Ibáñez (2005) se hace una zonación del acuífero según los valores de S , con máximos del 30% para la zona de río y adyacentes, y valores mínimos del 1% en zonas donde predominan los materiales arcillosos. Finalmente, Duque et al. (2008) aplica valores del 12% para el cálculo del volumen de reservas hídricas existentes.

Las principales entradas de agua al acuífero son las pérdidas en el lecho del río Guadalfeo, los retornos de riego, aportes laterales ocultos de Escalate y del aluvial del río y la lluvia útil. El río es perdedor en todo su recorrido sobre el acuífero, salvo algunas ocasiones en las que pasa ser ganador en su tramo final, cerca de la desembocadura (Benavente 1982; Calvache et al. 2006; Duque et al. 2008). En general es un río bastante caudaloso para la zona, gracias a los aportes del deshielo procedentes principalmente de la vertiente sur de Sierra Nevada. Los caudales medios son de 7.700 L/s (Duque y Calvache 2010), y un aporte medio al acuífero según los últimos estudios de 11 $hm^3/año$ (Heredia et al. 2003; Ibáñez 2005; Calvache et al. 2009).

Los retornos de riego, a partir del agua que se deriva para riego en los azudes de Vélez y del Vínculo, suponen otra entrada importante para el acuífero, con porcentajes de infiltración variables entre el 5 y el 30 % según el tipo de cultivo, su dotación y el sistema de riego aplicado (IGME 1999; IGME 2000; Duque 2009). Esto supone valores medios anuales estimados para los retornos de riego de unos 16 $hm^3/año$ (Heredia et al. 2003; Ibáñez 2005; Calvache et al. 2009), valores elevados debido a las altas dotaciones para el sistema de riego tradicional por inundación. Por otra parte, la infiltración por el aluvial del río se ha fijado entorno a los 4,6 $hm^3/año$, aunque podría ser bastante menor si se produce una disminución del gradiente hidráulico (Reolid et al. 2012), mientras que

Introducción

para las entradas por el contacto subterráneo con el acuífero carbonatado de Escalate se calcula una media de 4 hm³/año, según los últimos balances realizados (Ibáñez 2005, Duque 2009; Calvache et al. 2009). La recarga directa por lluvia se suele tener en cuenta de forma conjunta con los retornos de riego, aunque en algún estudio se ha estimado separadamente entre los 3 y 6 hm³/año (Castillo 1975; CHSE 1984).

Las principales salidas o descargas del sistema acuífero se producen a partir de la descarga del borde costero, los bombeos y las ganancias ocasionales del río en su tramo final, pero la salida más importante en cuanto a caudal es la descarga submarina del acuífero al mar. Los estudios previos cuantifican esta salida natural entre los 17 a 26 hm³/año, mayores para algunos años hidrológicos (Heredia et al. 2003; Ibáñez 2005; Calvache et al. 2009; Duque 2009). Este valor suele ser ajustado por cierre de balance, por lo que su alta variación está sujeta a las condiciones impuestas en cada estudio. En cuanto a los bombeos, los valores varían durante el año hidrológico considerado, normalmente mayores durante los meses de verano. También son variables según el año estudiado, debido principalmente a las necesidades hídricas de cada año hidrológico para regadío, además de a los cambios en los usos del suelo acontecidos desde los años 70 a la actualidad (Pretel et al. 2010; Ayres 2015). Los bombeos con fines industriales sufrieron un descenso importante en los años 80 debido a que una industria papelerera existente en la zona dejó de fabricar pasta de papel. Actualmente son poco variables, y se deben principalmente a la susodicha industria papelerera, con valores medios de 6,3 hm³/año en extracciones, y a la industria azucarera, de mucha menor entidad en los últimos años, con valores de 0,15 hm³/año (Duque 2009). Se pueden suponer por tanto valores medios de extracción por bombeos de 6,5 hm³/año.

A modo de resumen, y según los últimos trabajos llevado a cabo en el acuífero, se pueden estimar las reservas del mismo en 190 hm³ (Duque 2009), en base al cálculo del volumen total del sistema (2.350 hm³) y un valor promedio para el S del 0.9%. Es interesante que en este estudio, los cambios leves en el valor del S producen resultados de reservas muy diferentes (250 hm³ y 150 hm³, para valores de S de 12% y 7%, respectivamente). Por otra parte, los recursos medios disponibles se estiman entre 35 hm³/año (Heredia et al. 2003; Ibáñez 2005) y 28 hm³/año (Duque y Calvache 2010), este último si se considera la media de seis años hidrológicos consecutivos (del 01-02 al 06-07). Cabe destacar la influencia que tuvo sobre las reservas el llenado del embalse de Rules en este periodo (inicio de llenado en marzo de 2005), en el que el caudal del río descendió un 8% (con picos superiores al 45%), y provocó descensos generalizados en

todo el acuífero (Fig. 1.5), especialmente notable en los sondeos cercanos a la traza del río. No obstante, la puesta en servicio de la presa coincidió con un periodo especialmente seco, por lo que los efectos reales del llenado del embalse no se pueden determinar con exactitud al verse modificada la recarga indirecta del acuífero (Martín-Rosales et al. 2007).

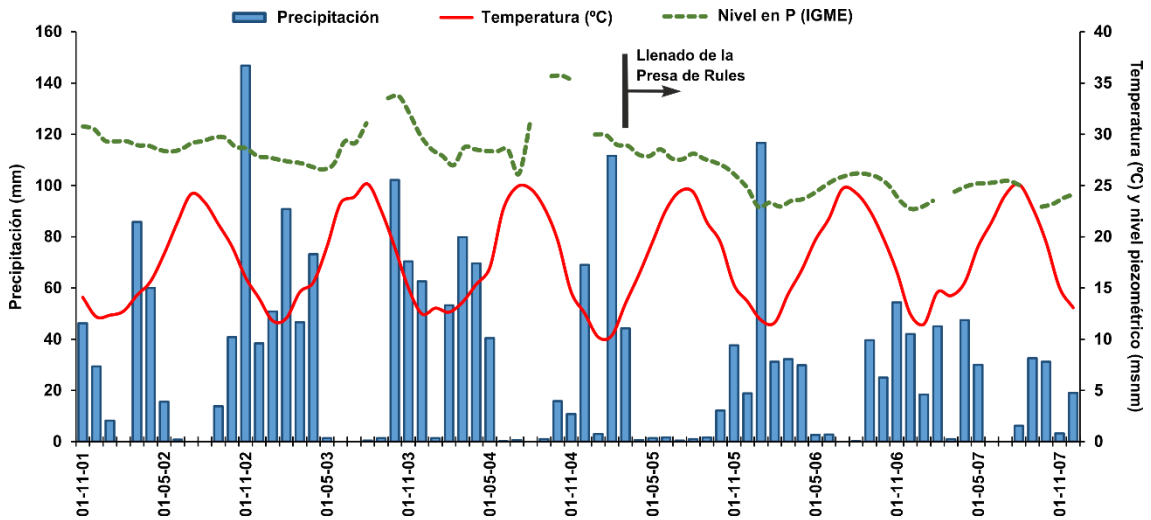


Fig. 1.5. Evolución del nivel piezométrico en el piezómetro P (1944/44/68 según las siglas del IGME), localizado en la Fig. 1.4, y precipitación mensual en el acuífero Motril-Salobreña, para el periodo comprendido entre Nov. 2001 y Nov. 2007.

1.3. Antecedentes sobre la hidrogeología de la zona de estudio

Desde los años 70, el acuífero costero Motril-Salobreña ha sido estudiado por numerosos autores. Los primeros estudios completos sobre el mismo se atribuyen a Castillo (1975), que realiza su tesis de licenciatura en esta zona, y seguidamente Castillo y Fernández-Rubio (1976) determinan la ausencia de intrusión marina en el acuífero con su estudio hidroquímico. En Castillo y Fernández-Rubio (1978) se estiman las reservas del sistema en 225 hm³, y en Pulido-Bosch et al. (1980) se analizan posibles fuentes de contaminación.

En los siguientes años continúan los estudios de la mano de Benavente (1981; 1982), donde se estudian las variaciones de niveles durante una época especialmente seca y se analizan las salidas de agua por el borde costero, y de Benavente y Calvache (1981a; 1981b), donde se realiza un estudio de facies y se distinguen los sectores occidental y oriental como zonas de comportamiento hidrogeológico diferente, y se define un modelo conceptual del comportamiento del acuífero en su borde noroccidental. También Calvache (1981) realiza su tesis de licenciatura en este acuífero, en la que analiza en profundidad la hidroquímica del mismo y su evolución temporal. También desde el año 1972, el Instituto Tecnológico y Geominero de España (actual IGME) desarrolla en la zona una serie de proyectos de investigación en la cuenca del río Guadalfeo (ITGE 1983; 1985), recopilados en ITGE (1988) y completados después en ITGE (1989), ITGE y Diputación de Granada (1990) e ITGE (1991), con los que se realiza por primera vez la modelización numérica del acuífero.

En el año 1983, la Dirección General de Obras Hidráulicas lleva a cabo también una serie de estudios hidrogeológicos en la zona, actualizándolos en los años sucesivos (DGOH-CHSE 1983; 1988; 1993), y se desarrolla el proyecto CHSE-IRYDA (1984), que aborda el estudio de las zonas regables hasta la cota de 300 m. Pulido-Bosch y Rubio (1988) realizan una recopilación de información sobre los acuíferos costeros de Motril-Salobreña, a partir de todos los estudios hasta la fecha, y en Cardenal et al. (1992) se lleva a cabo un estudio hidroquímico sobre la relación entre el río y el acuífero aluvial sobre la Sierra de Lújar.

En el año 1995, durante el que tiene lugar una sequía generalizada en la zona, la Confederación Hidrográfica del Sur de España realiza una campaña de perforación de sondeos para abastecimiento de emergencia (CHSE 1995). Al Alwani (1997) desarrolla su tesis doctoral sobre la recarga en el acuífero, y Soto (1998), en su tesis de licenciatura,

estudia a fondo la piezometría y los perfiles de conductividad eléctrica, y describe la zona por donde discurría el paleocauce del río Guadalfeo como la más transmisiva, lo que la convierte en la zona de mayor descarga o de mayor intrusión en función del año hidrológico. También realiza este autor trabajos en dicha tesis enfocados a establecer la geometría del acuífero mediante técnicas geofísicas, al igual que en Gerinaert et al. (1981) y en DGOH (1992). En IGME (1999) se desarrolla un modelo numérico en densidad constante y en régimen transitorio, en el cual se tiene en cuenta la heterogeneidad del acuífero.

Ya en la última década del siglo XX, la Junta de Andalucía realiza estudios en la cuenca enfocados a la gestión de los recursos hídricos, y aparecen los primeros estudios sobre los posibles efectos que tendrá la presa de Rules, que no se termina hasta junio de 2003, la cual regularía el caudal del río Guadalfeo y corta también el flujo de su aluvial. De este modo, en Murillo et al. (2001) y Rubio et al. (2002) se evalúa la posible afección del futuro llenado de la presa sobre el régimen hidrológico del acuífero mediante un modelo de flujo. Calvache (2003) realiza un estudio generalizado sobre el estado del acuífero previo al embalsado de la recién construida presa de Rules.

Los estudios sucesivos sobre el acuífero pasan a ser más específicos y focalizados en diferentes aspectos, lo cual es posible gracias a toda la información generada con todos los trabajos previos. Así, Calvache et al. (2004) describen la relación río-acuífero a partir del estudio detallado de perfiles de conductividad eléctrica del agua y su temperatura. Ibáñez (2005) realiza su tesis doctoral sobre la modelación numérica de acuíferos costeros detríticos, con aplicación directa en los acuíferos de Río Verde y Motril-Salobreña. Además, analiza diferentes escenarios sobre los posibles efectos de la presa de Rules sobre el acuífero Motril-Salobreña en relación a los procesos de intrusión marina.

Duque et al. (2005) profundizan en la relación río-acuífero en función de la heterogeneidad del sistema. Calvache et al. (2006a) se centran en los cambios del uso del suelo que se tiene lugar y su relación con los efectos de la presa de Rules, y proponen una serie de escenarios mediante modelación numérica. Calvache et al. (2006b) destacan las zonas del acuífero con una mayor vulnerabilidad sobre los recursos hídricos. Millares (2006) desarrolla su trabajo de investigación tutelada sobre la cuenca del río Guadalfeo, y presenta un estudio hidrogeológico para la gestión integrada de la cuenca. Duque et al. (2007) realiza una interpretación de los sondeos EMDT realizados y una campaña de gravimetría, con el fin de determinar la posición de la cuña salina y delimitar el basamento del acuífero. Con ello se consigue hacer una estimación de las reservas totales y se

Introducción

localiza de forma indirecta la interfase agua dulce-agua salada (Duque et al. 2008). También se aborda el estudio de las fuentes y procedencia de la recarga en el sistema mediante el muestreo de isótopos estables (López-Chicano et al. 2007), y se evalúan los efectos de la presa de Rules sobre el caudal del río Guadalfeo (Martín-Rosales et al. 2007a) y correlacionado con los niveles piezométricos del acuífero (Martín-Rosales et al. 2007b). Con la simulación matemática de flujo y transporte se evalúan escenarios referentes a la intrusión marina (Calvache et al. 2009). Finalmente, con la tesis doctoral de Duque (2009) se realiza una evaluación exhaustiva del acuífero en todos los sentidos, y en relación a la influencia antrópica sobre el mismo.

Los últimos estudios realizados en el acuífero también han aportado una serie de conocimientos nuevos y han desarrollado metodologías de trabajo novedosas en diferentes aspectos de la investigación hidrogeológica, los cuales han permitido seguir avanzando en mejora de la gestión hídrica y caracterización hidrogeológica de la zona. También se realizan nuevas perforaciones (de la mano del grupo de investigación RNM-369 de la Junta de Andalucía), tanto en la zona de descarga (año 2009) como en la de recarga (año 2010), lo que ha generado nuevos datos que arrojarán luz sobre ciertos aspectos del modelo conceptual del acuífero. Duque y Calvache (2010) presentan un balance hídrico actualizado y lo comparan con balances previos, y Duque et al. (2010) profundiza en la relación río-acuífero a partir del estudio de la temperatura, tanto con perfiles térmicos como mediante modelación numérica de transporte de calor. En Rodríguez et al. (2010) se analizan las variaciones de los perfiles de conductividad eléctrica en relación con la calidad de las aguas subterráneas, mientras que en Pretel et al. (2010) y Duque et al. (2011) se discuten los cambios en los usos del suelo y el efecto de los retornos de riego y el río en la recarga al acuífero mediante el análisis de isótopos estables. Un estudio detallado del paisaje agro-urbano de la zona se realiza en Pérez and Valenzuela (2014). Calvache et al. (2011) realizan una detallada descripción de los patrones de temperatura en el acuífero a partir de perfiles de temperatura para determinar zonas y tiempos de recarga, así como patrones de flujo asociados. Crespo et al. (2012) analizan hidroquímicamente las fuentes de salinización del acuífero, y Reolid et al. (2012) estiman las entradas de agua por el aluvial del río Guadalfeo en la zona de recarga del acuífero bajo diferentes configuraciones

Sánchez-Úbeda (2011) abarca en su tesis de máster los procesos hidrodinámicos que tienen lugar en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña mediante los datos recopilados en los sondeos de reciente construcción cerca del borde costero. Dentro de

esta temática, se desarrollan una serie de trabajos posteriores, con el fin de comprender los factores que influyen en la configuración de la interfase agua dulce-agua salada. En Sánchez-Úbeda et al. (2012a) se describe la evolución de niveles piezométricos en la zona de descarga a diferentes profundidades y su relación con la evolución de niveles en la zona de recarga, y en Sánchez-Úbeda et al. (2012b) se localiza por primera vez la posición de la interfase con métodos directos (sondeos) y se describen los factores que intervienen en su configuración. En Sánchez-Úbeda et al. (2013) se aborda por primera vez la influencia de las oscilaciones mareales en los niveles piezométricos cercanos a la costa, y se calculan valores de T y S para la franja costera a partir de dichas oscilaciones. También se describen los patrones de temperatura del agua subterránea en la interfase, en relación con los flujos verticales detectados en la misma y los procesos de mezcla que se producen (Calvache et al. 2013).

Los siguientes trabajos del autor de esta tesis se centran en la caracterización de las oscilaciones en los niveles piezométricos inducidas por la marea y sus aplicaciones. De este modo, se aplican nuevos métodos para filtrar los niveles piezométricos afectados por la marea y separar ambas componentes del registro (Sánchez-Úbeda et al. 2014a). También se evalúan las afecciones de los propios sondeos de medición cuando se abren sobre el patrón de flujo y salinidad en la interfase (Sánchez-Úbeda et al. 2014b), ya que resultaron surgentes tras la perforación.

Otros trabajos recientes se han enfocado al estudio de los cambios en la dinámica de costas inducidos por la actividad antrópica (Bergillos et al. 2015a), la planificación urbanística de costas (Bergillos et al. 2015b), evolución del delta del río Guadalfeo (Bergillos et al. 2016a), así como a la dinámica morfo-sedimentaria de las zonas de playa del delta (Bergillos et al. 2016b),

Los últimos estudios realizados en el acuífero Motril-Salobreña por parte del grupo de investigación *Geología Sedimentaria y Aguas Subterráneas* que desarrolla esta tesis (RNM-369, Junta de Andalucía) se centran también en la zona de descarga del mismo. Se realizan ensayos de bombeo que aprovechan la naturaleza surgente de los sondeos cercanos a la costa, y se evalúan los métodos de obtención de T y S mediante los métodos clásicos de Theis y Cooper-Jacob, junto con la realización de una simulación matemática del bombeo con diferentes condiciones de contorno (Calvache et al. 2016). El proceso de filtrado de los niveles piezométricos afectados por la marea se optimiza mediante la aplicación de nuevas técnicas y la comparación con las anteriormente aplicadas (Sánchez-Úbeda et al. 2016). Además, se desarrolla la aplicación de los métodos de respuesta de

Introducción

marea (*Tidal Response Methods*) para calcular la difusividad hidráulica de la franja costera a partir de la influencia mareal previamente extraída de los registros de nivel afectados por la marea (Sánchez-Úbeda et al. 2017). Finalmente, en el último trabajo en curso se trata de determinar la distribución de edad media del agua subterránea y tiempos de residencia, los patrones de flujo predominantes y los procesos de mezcla de aguas, todo ello asociado a la presencia de la cuña salina. Para ello se ha llevado a cabo una campaña de datación de trazadores ambientales en varias muestras de agua de diferentes profundidades y la modelación del flujo en densidad variable y transporte multiespecie (sal y edad) en el sector occidental del acuífero, a lo largo del trazado del río Guadalfeo sobre el acuífero.

En este apartado se explican los principales trabajos realizados durante la realización de la presente tesis doctoral, tanto en campo como en gabinete. Primeramente se hará una descripción detallada de la metodología utilizada en el trabajo de campo, así como la instrumentación y material empleado en las mismas. Posteriormente, se explica de forma resumida la metodología y el procedimiento de trabajo seguido en cada uno de los estudios que se presentan en esta tesis, correspondientes a los diferentes apartados que la componen. Así mismo, en cada uno de estos apartados se explican de una forma más exhaustiva los métodos aplicados o desarrollados.

2.1. Metodología de trabajo e instrumentación utilizada

Los trabajos de campo que se han llevado a cabo durante la tesis han sido muy diversos, así como la instrumentación utilizada. Para cada una de las líneas de investigación desarrolladas se ha necesitado un procedimiento de campo y un posterior trabajo de gabinete sobre los datos recopilados. Los trabajos de campo realizados (descritos en detalle más adelante) sobre el acuífero costero Motril-Salobreña (Fig. 2.1) se pueden resumir en los siguientes ítems:

- Medición en continuo de los niveles del agua subterránea (a partir de datos de presión), conductividad eléctrica y temperatura en los diferentes puntos de control instalados.
- Mediciones manuales de diferentes parámetros (nivel, temperatura y conductividad eléctrica del agua subterránea) de forma mensual o quincenal y descarga de datos en los puntos equipados con sensores de medición continua.
- Campaña de nivelación precisa de los puntos de control (de nueva perforación y antiguos) en el acuífero.
- Perforación de nuevos puntos para el control de niveles y de muestreo de agua subterránea.
- Testificación en campo y diagrfías en sondeos nuevos y antiguos.
- Ensayos de bombeo y recuperación con medición en continuo en los sondeos de observación, así como mediciones del caudal en el pozo de bombeo.

Métodos

- Muestreo de aguas para análisis hidroquímico y datación mediante trazadores ambientales.

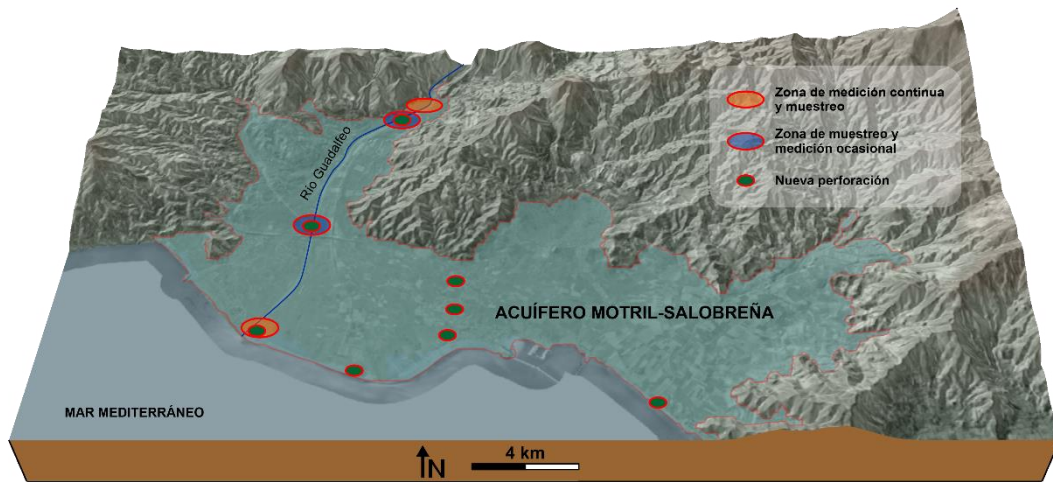


Fig. 2.1. Localización de las zonas del acuífero Motril-Salobreña donde se ha llevado a cabo la mayoría del trabajo de campo, en cuanto a mediciones en continuo, medidas eventuales y perforación de nuevos sondeos y piezómetros.

En cuanto a los trabajos de gabinete, se han realizado principalmente las siguientes actividades (descritas en detalle en cada apartado), en relación a los datos obtenidos durante los trabajos de campo:

- Procesado de datos de presión hidráulica/nivel piezométrico y otras series temporales.
- Desarrollo de software para la aplicación de técnicas de filtrado y procesado de series temporales mediante el programa Matlab®.
- Testificación de los materiales perforados en los nuevos sondeos y estudio de las diagrfias realizadas.
- Modelación numérica de flujo y transporte en densidad variable mediante diferentes programas informáticos y la utilización de los paquetes de cálculo MODFLOW, MT3DMS y SEAWAT.
- Análisis hidroquímico, datación de aguas subterráneas y análisis de resultados.

Medición en continuo del nivel del agua subterránea

La medición en continuo de los datos de nivel del agua subterránea utilizados en la presente tesis se ha realizado con diferentes aparatos. Por una parte, se han utilizado los datos medidos de forma continua en los tres sondeos surgentes situados en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña. En ellos hay instalados una serie de sensores multiparamétricos tipo AquaTROLL®, los cuales miden presión (P), nivel (N), conductividad eléctrica (CE) y temperatura (T), y tipo LevelTROLL®, que miden nivel y

temperatura (Fig. 2.2). En los piezómetros P1 y P2 se encuentran instalados sendos AquaTROLL-200 (a -132,5 m y -38,5 m, respectivamente), y en el sondeo más profundo (PB), a diferentes profundidades según sus tramos ranurados, dos AquaTROLL-200 (a -135 m y -236,5 m), un AquaTROLL-100 (a -217,5 m) y dos LevelTROLL-500 (a -39,5 m y -86,5 m), todos colgados en el interior del sondeo con hilo tipo Vectran® (Fig. 2.3 D), un hilo especial de alta resistencia y durabilidad, además de presentar una mínima elasticidad. En todos los casos, los sensores están programados para medición con un intervalo temporal horario, salvo durante los ensayos y pruebas de bombeo, que se ajustaron con una medición continua de mayor frecuencia. La descarga de datos se realiza con un programa específico llamado Win-Situ Software (v. 5), normalmente cada 3 o 6 meses, aparte de los momentos en los que se realizaron los ensayos de bombeo.



Fig. 2.2. Conjunto de aparatos utilizados en campo. (A) Sonda LevelTROLL®-500. (B) Sonda AquaTROLL®-200. (C) Sondas AquaTROLL® y LevelTROLL® instaladas en el sondeo surgente PB, a diferentes niveles. (D) Sondas DIVER® y conector. (E) Sonda electrónica de nivel KLL. (F) Sondas electrónicas de nivel KL 010.

Métodos

También se han instalado en otros puntos sensores DIVER[®] (vanEssen Instruments[®]) para medición de T, P y CE, así como los sensores BARO[®] para medir presión y temperatura atmosféricas (Fig. 2.2). Estas sondas se controlan con el programa Diver-Office[®].

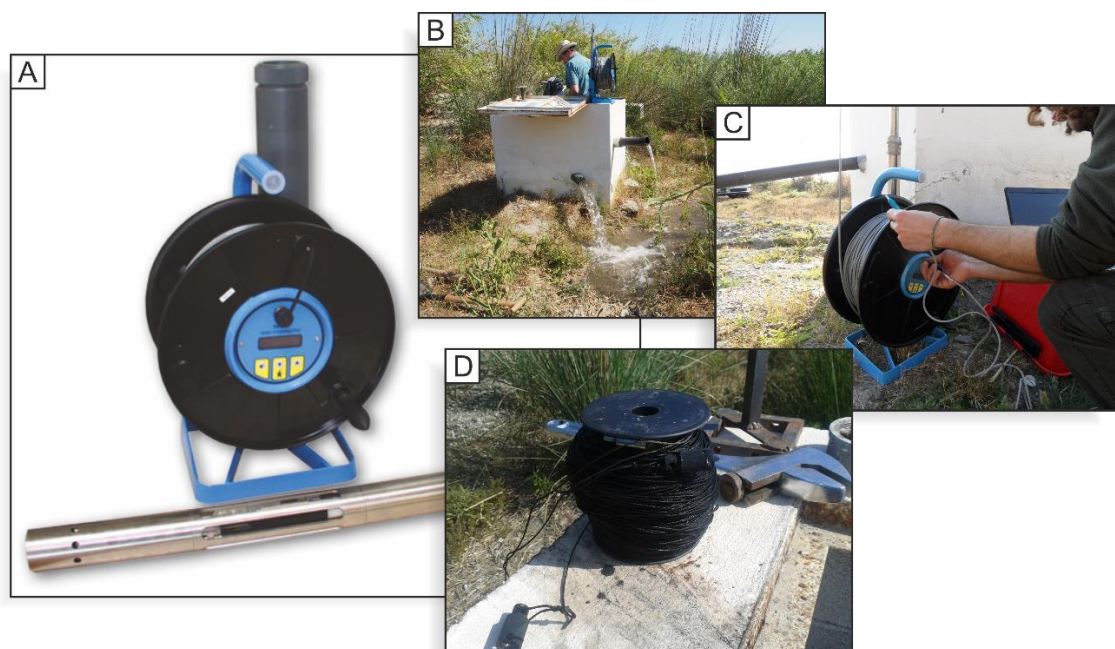


Fig. 2.3. (A) Sonda KLL-Q-2. (B) Realización de perfiles de T y CE en los sondeos surgentes. (C) Descarga de datos de la sonda KLL-Q-2. (D) Detalle de un rollo de hilo Vectran[®], utilizado normalmente para instalaciones de sensores para un largo periodo de tiempo, o en la colocación eventual de sondas y sensores durante los ensayos y pruebas.

Medición manual de diferentes parámetros del agua subterránea

La medición directa o manual del nivel se ha realizado principalmente con la sonda eléctrica modelo KLL de SEBA Hydrometrie[®] y con la sonda modelo KL 010 de OTT Hydromet[®] (Fig. 2.2), pertenecientes al Departamento de Geodinámica (Universidad de Granada). Con ambas se mide la profundidad a la que se encuentra el nivel del agua respecto a un nivel de referencia en superficie (normalmente el borde del entubado del sondeo), para posteriormente referenciar dicha medida sobre el nivel medio del mar (nivel cero absoluto). En los casos puntos de medida donde la surgencia no permite medir el nivel con la sonda, se han habilitado otros métodos, como la instalación de manómetros (de construcción propia), consistentes en la conexión de un tubo transparente en una de las salidas del sondeo sellado, en el cual se mide la altura que alcanza el agua sobre el nivel de referencia.

Para la realización de perfiles de T y CE del agua subterránea, se ha empleado la sonda multiparamétrica KLL-Q-2, de SEBA Hydrometrie® (Fig. 2.3). Esta sonda permite medir T, CE, salinidad, densidad del agua y total de sales disueltas (TSD). Los datos pueden ser leídos directamente en la pantalla central o bien grabados, para luego ser descargados al PC mediante un conector especial para la sonda que incorpora una conexión USB en el otro extremo. Los perfiles suelen constar de medidas a distintas profundidades, con diferentes espaciados dentro de un mismo sondeo en cada caso según la necesidad. Estos perfiles también se miden respecto a un nivel de referencia en superficie para posteriormente nivelar dicha referencia sobre el nivel medio del mar.

Nivelación de los puntos de control del agua subterránea

Para poder realizar la referencia al cero absoluto del nivel medio del mar todas las mediciones anteriores, se han llevado a cabo diferentes campañas de nivelación de los puntos de medición en continuo y muestreados. Para estas campañas se ha utilizado un GPS (Global Position System) diferencial Leica System® 1200+, perteneciente a la Universidad de Granada, que cuenta con una precisión de 0,5-20 mm (Fig. 2.4). En el procesado de datos se ha utilizado el programa LEICA Geo Office® (v.6.0, de Leica Geosystems® AG), además del programa Transformaciones Cartográficas (v.9.2).

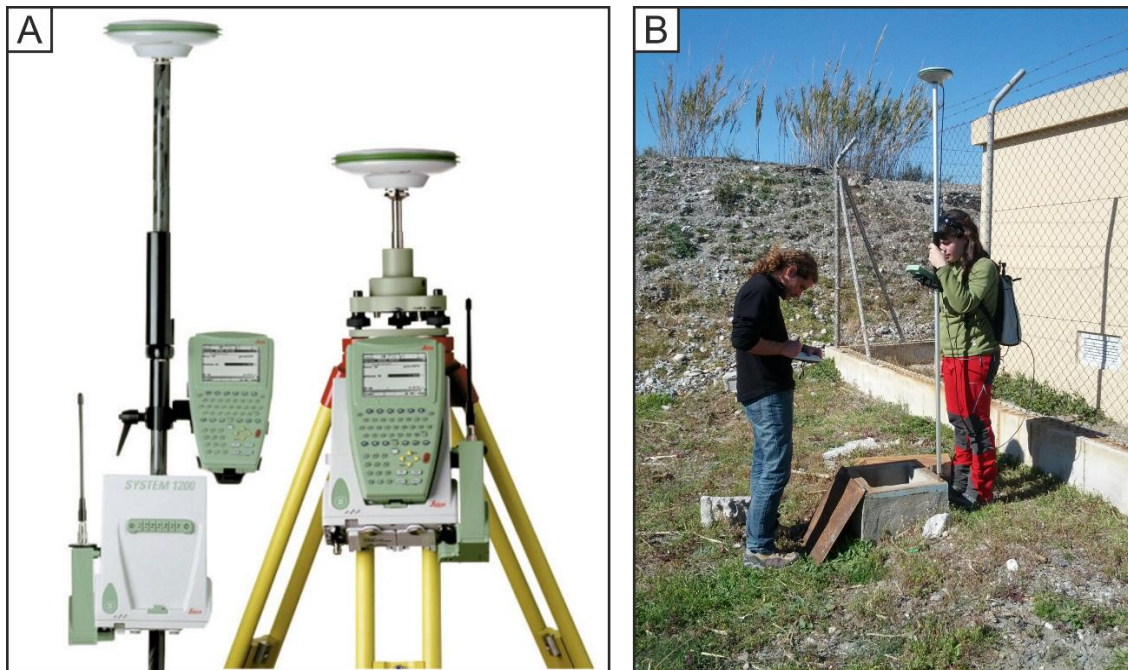


Fig. 2.4. (A) GPS diferencial Leica System® 1200+ (B) Nivelación de un punto de referencia local sobre el que se miden los diferentes parámetros en los puntos de control.

Métodos

Los datos obtenidos se graban en la tarjeta de memoria del GPS y posteriormente se transmiten a un ordenador mediante el programa LEICA Geo Office®. Las posiciones se obtienen en el sistema ERTS89 referidas al elipsoide de forma que se evitan errores en la medida debidas a irregularidades en el terreno. Posteriormente se calcula la altura referida a la superficie terrestre (altura ortogonal) con el software Transformaciones Cartográficas.

Perforación de nuevos sondeos y piezómetros

Las nuevas perforaciones realizadas en el acuífero han sido realizadas mediante la aplicación de dos técnicas de perforación diferentes. Por una parte, para los piezómetros de menor diámetro de entubado y menor profundidad, se ha aplicado la técnica de rotación con recuperación de testigo, con el uso de la máquina de perforación perteneciente a la unidad de Perforación y Testificación de Rocas del Centro de Instrumentación Científica (CIC) de la Universidad de Granada (Fig. 2.5).

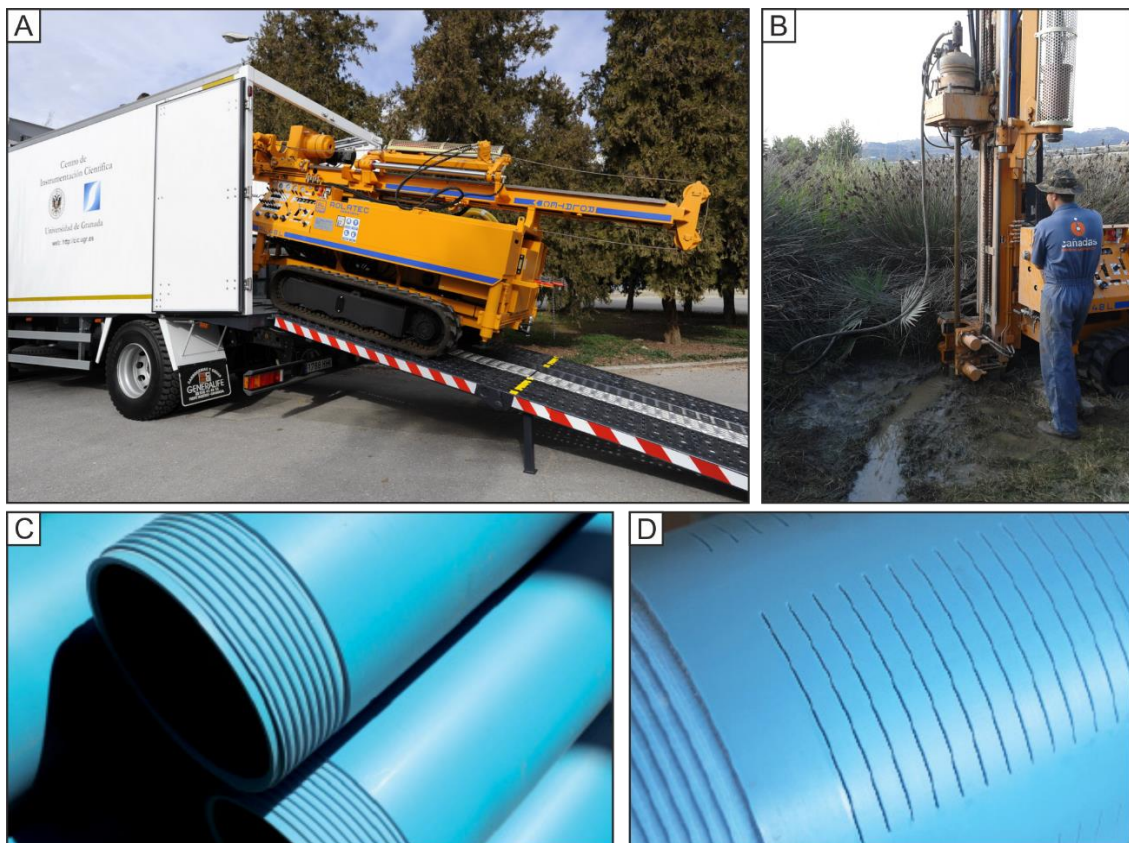


Fig. 2.5. (A) Máquina de perforación Rolatec® RL 48L, con el camión de transporte Iveco ML 180E 28K (CIC-UGR). (B) Detalle del trabajo de campo de perforación. (C) Tubo de PVC ciego y (D) ranurado.

La máquina se denomina Rolatec® RL 48L, y es capaz de realizar sondeos a rotación de hasta 100 metros de longitud (según el material perforado), con recuperación de testigo continuo en todo tipo de materiales, y en diámetros de 76 mm, 86 mm y 101 mm. En todos los casos, los nuevos sondeos se han entubado con tubos de PVC de 0,5 mm de grosor, ranurados y ciegos (Fig. 2.5) según el sondeo y tramo, de diferente diámetro, enroscados en tramos individuales de 3, 2 o 1 m de longitud. En el fondo se coloca además un tapón de PVC enroscado para evitar que se colmate el interior con material procedente del fondo.



Fig. 2.6. (A) Máquina de perforación a percusión emplazada sobre el punto a perforar. (B) Detalle del trépano de percusión durante el trabajo de perforación.

Por otra parte, se ha utilizado el sistema de perforación a percusión (Fig. 2.6) en la construcción de dos nuevos sondeos para el muestreo del agua subterránea a diferentes profundidades. En estos casos resulta más eficaz esta técnica (aunque más lenta), ya que la profundidad requerida y el diámetro del entubado instalado son mayores. Este tipo de máquina permite diámetros de perforación mayores, así como la posibilidad de llegar hasta el basamento del acuífero, necesario en este caso para el muestreo en todo el espesor del acuífero.

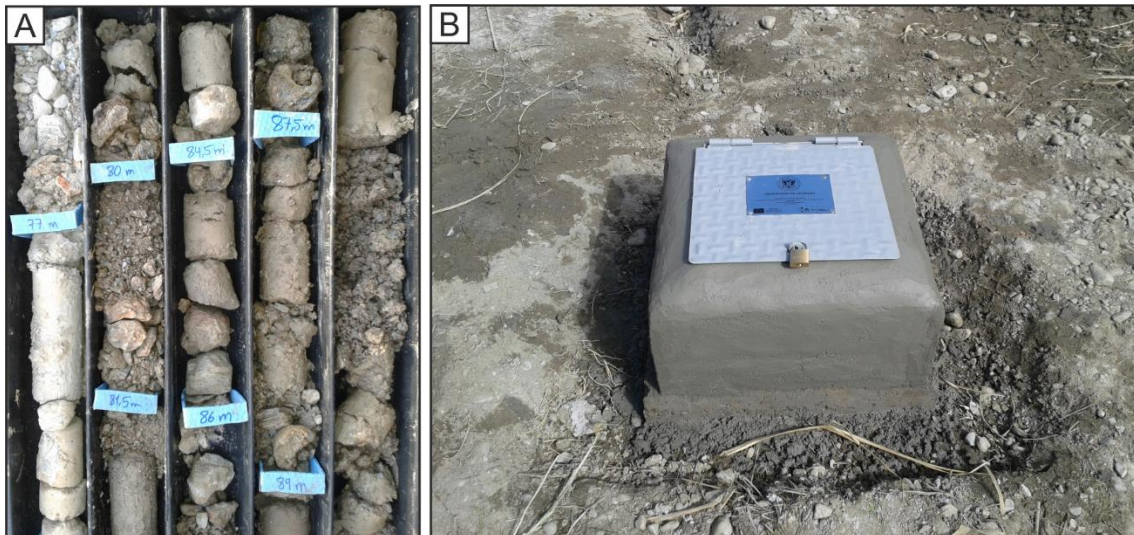


Fig. 2.7. (A) Testificación y clasificación en campo de los materiales perforados. (B) Construcción de arquetas para cerrar y proteger la boca de los sondeos nuevos.



Fig. 2.8. (A) Optical Televiewer. (B) Acoustic Televiewer. (C) Detalle de la zona de grabación de la sonda óptica. (D) Detalle del sensor acústico. (E) Ejemplo de registro obtenido con este tipo de sondas. (F) detalle del registro acústico, que muestra la morfología de las paredes del sondeo.

Testificación y diagráfias en los sondeos de nueva perforación

Tras la finalización de cada perforación se realiza una testificación en campo de los sondeos perforados y se construye una arqueta de protección (Fig. 2.7). Después se realiza un registro con diagráfias en toda la longitud perforada. Los tipos de diagráfias realizadas varían según el sondeo estudiado, y las sondas de registro utilizadas han sido las de *Gamma Ray* (emisión gamma natural), *Acoustic Televiewer ABI40-2G* (sonda acústica) y *Optical Televiewer OBI40-2G* (sonda óptica), todas ellas de ALT[®] (*Advanced Logic Technology*), equipo perteneciente a la unidad de Perforación y Testificación de Rocas (CIC-UGR) (Fig. 2.8). Los registros obtenidos se procesan posteriormente con el programa WellCAD[®] (desarrollado por ALT[®]), para sintetizar el conjunto de datos obtenido en los diferentes registros realizados y compararlos entre sí.

Estos registros proporcionan información referente a la litología perforada, el acabado y la morfología de las paredes del sondeo, la correcta colocación del entubado y los posibles desperfectos en las uniones de los tramos, así como la verticalidad de la perforación. Estas sondas son conectadas a través de un cabestrante (*winch*), constituido por un rollo de cable de acero con un motor. La sonda va conectada a través del interior de este cable a una estación de procesamiento central denominada *Matrix*, mediante la cual se ajusta la velocidad y sentido (ascendente o descendente) de movimiento del motor del *winch* durante el registro del sondeo (Fig. 2.9).

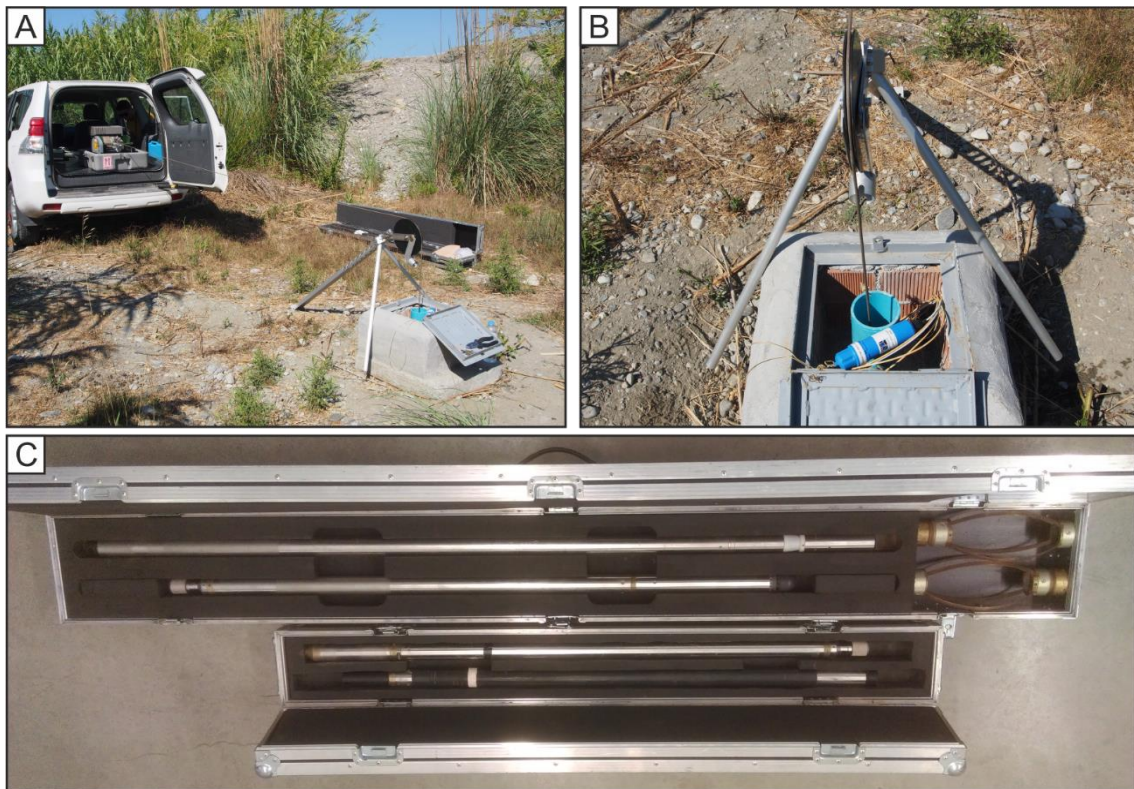


Fig. 2.9. (A) Instalación del equipo de diagrañas en el campo. (B) Detalle de la instalación del equipo de diagrañas, con la polea sobre la boca del sondeo. (C) Conjunto de sondas utilizadas.

Muestreo hidroquímico del agua subterránea y datación mediante trazadores ambientales

El muestreo de agua subterránea se llevó a cabo con la aplicación de diferentes procedimientos según las necesidades generales, la profundidad de muestreo y el fin de la muestra en cuestión. Éstas se tomaron en tres zonas distintas en la zona occidental del acuífero, en seis sondeos diferentes, tres de ellos de nueva perforación (zona de recarga, zona intermedia y zona superficial de descarga) y el resto en los sondeos ya construidos en la zona de descarga (Fig. 2.1). Las muestras de los sondeos nuevos se tomaron a

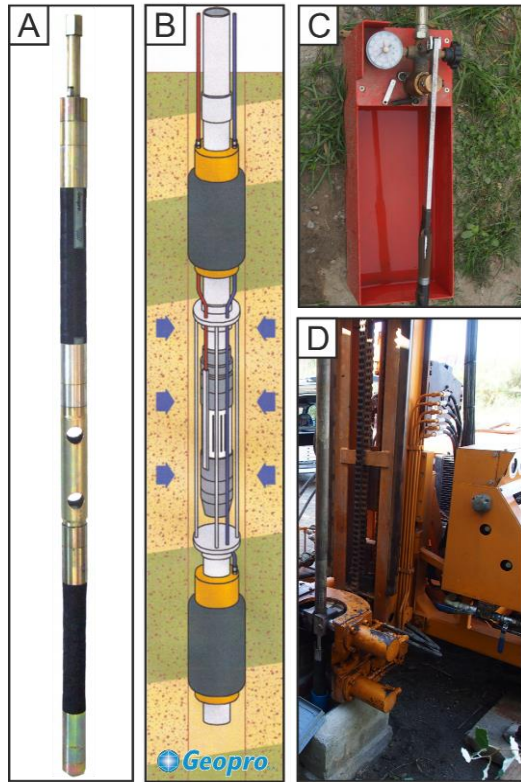


Fig. 2.10. (A) Imagen del sistema obturador doble. (B) Detalle del funcionamiento aislante del sistema de varilla con dos balones obturadores. (C) Bomba inyectora manual para inflado de los balones o *packers*. (D) Situación de la máquina sobre el sondeo e introducción de los obturadores.

diferentes profundidades con la máquina de perforación Rolatec[®] RL 48L, a cuyo varillaje se le acopló un sistema obturador doble (o *packers*) de Geopro[®] S.A., perteneciente a la unidad de Perforación y Testificación de Rocas (CIC-UGR). Esta herramienta consiste en un tramo especial de varilla de unos 2 m de longitud, con dos balones de caucho instalados en ella, entre los cuales la varilla está perforada con el fin de poder bombear o inyectar agua en el espacio de sondeo que queda aislado cuando los balones son inflados desde la superficie. Los balones se hinchan inyectándoles agua con una bomba manual a través de una línea de inflado hasta que presionan las paredes del entubado (Fig. 2.10). Este sistema permite tomar muestras de agua a cualquier profundidad dentro de un sondeo con varios tramos ranurados (o

totalmente ranurado), con el fin de evitar la contaminación de la muestra tomada a una determinada profundidad con el agua procedente de otras profundidades.

Para las muestras más superficiales y el muestreo de gases para datación se utilizó una bomba modelo BTI/MP1 de GRUNDFOS[®] (Fig. 2.11). Esta bomba permite realizar un bombeo con un ajuste preciso del caudal, necesario para alimentar con agua de forma continua e ininterrumpida el equipo de extracción de gases para la datación de las muestras. El equipo de extracción de gases utilizado es propiedad del grupo de investigación *Climate and Environmental Physics*, de la Universidad de Berna (Fig. 2.11). Este equipo permite extraer y almacenar el gas del agua que se hace circular por el mismo, a partir del cual se analizan las concentraciones de trazadores ambientales para la datación de la muestra en cuestión. Las muestras en los sondeos surgentes de la zona de descarga se tomaron mediante la bomba BTI/MP1 en algunos casos, y en otros se introdujo un tubo de PVC de 2,5 cm de diámetro hasta la profundidad deseada, mediante el acoplamiento entre tramos de 3 m de longitud cada uno. Al existir un flujo vertical

constante dentro del sondeo, con la colocación de este tubo en profundidad el agua que fluye en su interior proviene desde la profundidad alcanzada hasta el fondo del sondeo (o hasta el último tramo ranurado), sin contaminación de los niveles superiores.

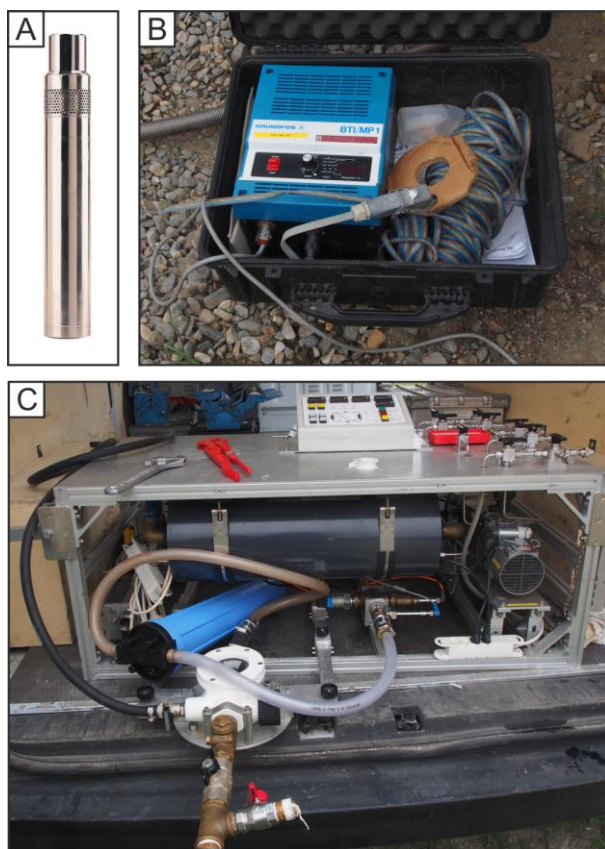


Fig. 2.11. (A) Bomba BTI/MP1 de GRUNDFOS®. (B) Consola de control de la bomba. (C) Equipo de extracción de gases del grupo de investigación *Climate and Environmental Physics* (University of Bern).

El análisis hidroquímico de las muestras tomadas se llevó a cabo principalmente en los laboratorios SCADA®, S.A., localizado en Granada (Nº A-019-AU), y consistió en la medición de T, CE, pH, Eh (in situ, con un equipo multiparamétrico HI 9828 de Hanna Instruments®) y concentraciones de los componentes mayoritarios (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+). Por otra parte, el análisis de gases para datación se realizó en dos centros diferentes, según los trazadores ambientales analizados. Por una parte, se analizan los isótopos estables, ^{85}Kr , y ^{39}Ar en el *Climate and Environmental Physics Centre* (Universidad de Berna, Suiza). Por otra parte, la relación ^3H - ^3He así como el ^4He se analiza en el *Noble Gas Laboratory, Department of Oceanography, Institute of Environmental Physics* (Universidad de Bremen, Alemania). Las bases de los procedimientos para la datación de las aguas subterráneas se describen en detalle en el apartado 6.2.

2.2. Influencia de la marea en el nivel piezométrico costero

2.2.1. Filtrado de la señal mareal en los niveles piezométricos

La influencia de la marea sobre el nivel piezométrico cerca del borde marino en acuíferos es abordada mediante técnicas de análisis ondulatorio, del mismo tipo que las utilizadas para analizar las series temporales del nivel del mar. Así, se ha desarrollado la adaptación de dos métodos principales para la detección y extracción de la componente mareal de los registros piezométricos afectados por la marea:

- Análisis de armónicos (*Harmonic Analysis, HA*), basado en la descripción de la marea como una suma de constituyentes de tipo sinusoidal.
- Transformada continua de ondícula (*Continuous Wavelet Transform, CWT*), basado en la caracterización de las oscilaciones mareales de forma continua, mediante la variación de frecuencia y escala de una ondícula tipo.

Estas técnicas son evaluadas en su aplicación sobre series temporales de nivel piezométrico afectado por la oscilación mareal, medido a diferentes profundidades y con diferentes longitudes de tiempo para las series temporales analizadas, con el fin de extraer la parte mareal de dichos registros, y obtener así el nivel piezométrico filtrado de las oscilaciones mareales.

2.2.2. Cálculo de la difusividad hidráulica mediante la influencia mareal

Una de las aplicaciones más directas de la influencia de la marea sobre el nivel piezométrico es el cálculo de la difusividad hidráulica (D) de la zona de descarga de acuíferos costeros. Se han utilizado las ecuaciones clásicas de los métodos de respuesta de marea (*Tidal Response Methods, TRM*), desarrolladas por Jacob (1950) y Ferris (1951), que se basan en la comparación de las oscilaciones mareales con las oscilaciones que inducen sobre el nivel piezométrico, mediante dos procesos diferentes:

- Eficiencia de mareas (*Tidal Efficiency, TE*), que representa el ratio entre la amplitud de oscilación de marea y la amplitud inducida por esta en el nivel piezométrico.
- Retardo (*Time Lag, TL*), que representa el desfase temporal existente entre la oscilación mareal y la oscilación que esta provoca en el nivel piezométrico.

Estos métodos se han aplicado sobre las series temporales de nivel piezométrico registrado en el acuífero Motril-Salobreña, cerca del borde costero (300 m). Con ello se ha evaluado la aplicabilidad de los métodos en función de una serie de condiciones:

- Aplicación de los métodos sobre series temporales de datos horarios de longitud total de un mes (744 datos aproximadamente) registradas a diferente profundidad (en dos piezómetros de 132 m y 40 m de profundidad) pero a la misma distancia a la costa.
- Aplicación de los métodos mediante la comparación directa de las oscilaciones del nivel del mar con las oscilaciones inducidas en el nivel piezométrico, y por otra parte sobre las oscilaciones inducidas previamente extraídas del nivel piezométrico, previo proceso de filtrado y descomposición mediante *CWT*, desarrollado en el apartado anterior.
- Aplicación del método basado en el retardo (*TL*) sobre valores del mismo obtenidos de forma independiente entre los picos máximos y los picos mínimos ondulatorios. Con esto se determina el grado de asimetría de las oscilaciones mareales y los posibles errores cometidos con el uso de los valores medios de retardo.

La evaluación de estas técnicas de cálculo de la *D* permitirá determinar la aplicabilidad de los métodos de respuesta de mareas sobre acuíferos costeros libres, así como los posibles errores asociados en los resultados debido a factores como la profundidad de medida, la influencia de otras fuentes de perturbación del nivel piezométrico o la asimetría de las oscilaciones mareales.

2.3. Análisis sobre la interpretación de ensayos de bombeo cercanos a la costa

La interpretación de ensayos de bombeo es una de las herramientas más utilizadas para la obtención de valores de los parámetros hidrogeológicos, concretamente para conocer la transmisividad (*T*) y el coeficiente de almacenamiento (*S*) del sistema acuífero en estudio. Para ello existen una serie de soluciones analíticas que permiten obtener estos parámetros mediante el ajuste a unas curvas teóricas de las curvas de descensos de nivel durante el bombeo y su recuperación una vez finalizado el mismo.

Los métodos clásicos de Theis y Cooper-Jacob han sido aplicados en dos ensayos de bombeo realizados en la zona de descarga del acuífero costero Motril-Salobreña (Fig. 2.1), con el fin de determinar la aplicabilidad de los mismos, si se tienen en cuenta las limitaciones que suponen las condiciones asumidas por dichos métodos. Además,

Métodos

mediante un modelo numérico sintético se ha evaluado el grado de error cometido en su aplicación cuando las condiciones de contorno teóricas supuestas en los métodos no se cumplen, para una serie de circunstancias que se suelen dar en zonas de descarga de acuíferos costeros. Estas circunstancias son la heterogeneidad vertical, la densidad variable del fluido o la influencia de la oscilación mareal sobre el nivel piezométrico. Para ello se simulan una serie de escenarios, para posteriormente comparar los resultados de aplicar los métodos clásicos en cada supuesto respecto a los resultados obtenidos para el modelo teórico.

2.4. Sondeos surgentes en la zona de descarga de acuíferos costeros

El conocimiento de las condiciones hidrodinámicas presentes en la zona de descarga de los acuíferos costeros resulta de especial interés en relación a los procesos de intrusión marina. En estas zonas de descarga tienen lugar una serie de condiciones específicas que hacen que la distribución del flujo subterráneo sea diferente a otras, tales como la importante componente vertical ascendente, la presencia de aguas de diferente densidad o la descarga submarina de agua dulce. Los sondeos construidos en estas condiciones, ya sea para investigación o explotación de recursos hídricos, resultan muchas veces de tipo surgente, es decir, que drenan el agua del acuífero por sí mismos, sin necesidad de bombeo, con lo cual, conocer su comportamiento en estas condiciones de descarga resulta indispensable para su correcta utilización.

Este tipo de sondeos han sido construidos en la zona de descarga del acuífero costero Motril-Salobreña, los cuales drenan aguas de diferente profundidad. Se trata de tres sondeos, dos piezómetros (P1 y P2) y un sondeo multi-ranurado (PB, definido en el anexo II), que se sitúan cerca del borde costero. Cuando estos se abren, aportan un caudal variable en superficie, lo que da lugar a descensos variables en la presión (y el nivel piezométrico) a lo largo del tiempo. En este contexto se ha desarrollado un estudio con el que se intentan describir los efectos de la apertura de los sondeos surgentes en presencia de las condiciones hidrogeológicas de la zona de descarga. Para ello, se ha utilizado un modelo en 3D de flujo y transporte en densidad variable, en el que se ha simulado el entorno de los sondeos surgentes y el contacto acuífero-mar, con el fin de determinar la relación de la apertura con la descarga de agua dulce y la posible influencia de la apertura de los sondeos sobre la cuña salina.

Para llevar a cabo una buena aproximación de la situación, se han planteado previamente una serie de pruebas de simulación, las cuales nos permiten determinar la mejor forma de representar un sondeo surgente en esta situación, con el cambio en cada caso de las condiciones de contorno y los valores de los diferentes parámetros hidrogeológicos.

Primeramente se realiza un análisis de sensibilidad ante diferentes condiciones hidrogeológicas y de simulación, tales como:

- Simulación de un sondeo surgente como un bombeo o como un dren o multidren (según los tramos ranurados).
- Condiciones de isotropía o anisotropía.
- Condiciones de mayor o menor permeabilidad.
- Condiciones de homogeneidad y heterogeneidad.

Posteriormente se evalúan más detalladamente las dos posibilidades principales a la hora de definir el sondeo surgente en el modelo, (a) como un bombeo y (b) como un multidren. Esta evaluación se realiza en base a un modelo anisótropo y heterogéneo, más cercano a la situación real del acuífero, con el fin de acercarse a los valores medidos en campo. Finalmente se evalúa como método de simulación el que resulta en una mejor calibración con los datos de salinidad observados en el sondeo.

2.5. Dinámica de flujo mediante datación de aguas y modelación numérica

La datación de aguas subterráneas se ha utilizado en multitud de estudios hidrogeológicos con diferentes fines. Entre los estudios principales destacan: la procedencia de las fuentes de recarga principales del acuífero, el cálculo de los tiempos de tránsito, distribución de edades medias del agua en el acuífero, descripción de los procesos de mezcla, contaminación y transporte de reactivos o la calibración de modelos numéricos de flujo y transporte.

En la presente tesis se ha realizado una campaña de datación y análisis hidroquímico de las aguas subterráneas del acuífero Motril-Salobreña, muestreadas en tres zonas determinadas de su sector occidental y a diferentes profundidades. El fin de dicho muestreo es analizar el flujo subterráneo en detalle, estimar los tiempos de residencia medios y la distribución de edades medias aparentes del agua subterránea en relación a la

Métodos

intrusión marina. Para ello, se han tomado muestras en la zona occidental del acuífero, donde tiene lugar el principal flujo del mismo, ya que por esta zona discurre el río Guadalfeo, una de las principales fuentes de recarga del sistema junto con el retorno de riego. Las muestras han sido tomadas en tres puntos: zona de recarga, al norte, zona intermedia y zona descarga, cerca del borde costero al sur, y en cada una de ellas a diferentes profundidades. Para completar el estudio y analizar los resultados de la datación, se ha desarrollado un modelo de flujo y transporte en densidad variable, sobre el que una vez calibrado mediante datos de nivel piezométrico y de salinidad, se ha simulado la distribución de las edades medias aparentes en contexto con la distribución de salinidad en el borde costero por la presencia de la cuña salina.

3. INFLUENCIA DE LA MAREA EN EL NIVEL PIEZOMÉTRICO COSTERO

3.1. La oscilación mareal y su aplicabilidad

A primera vista, el estudio de la influencia de la marea oceanográfica sobre el nivel piezométrico en la franja costera, más o menos amplia de un acuífero, puede ser muy interesante desde el punto de vista práctico, ya que permite evaluar propiedades hidrogeológicas de dicha franja del acuífero de una forma casi directa, continua y económica, frente a los métodos clásicos de bombeo. Además, estos últimos resultan localmente más restringidos, y los valores obtenidos son representativos del tramo de acuífero entre el pozo de bombeo y el sondeo (o los sondeos) de observación, normalmente cercanos entre ellos.

Por otra parte, las oscilaciones inducidas por la marea oceanográfica sobre el nivel piezométrico pueden verse como un impedimento a la hora de interpretar los datos registrados. Así mismo, un ensayo de bombeo en el que los descensos y recuperaciones estén influenciados por la oscilación mareal es difícil de interpretar, como se verá en el siguiente apartado, y en algunos casos es imposible obtener un ajuste y por tanto, valores representativos de permeabilidad y/o coeficiente de almacenamiento.

Los efectos mareales también pueden ser molestos si queremos interpretar la evolución en el tiempo de cualquier proceso estocástico ocurrente en el acuífero, y que se refleje en el nivel piezométrico del mismo, como pueden ser los procesos de recarga (ya sea directa de lluvia, artificial, por un río o sistema fluvial de tipo perdedor, o por retornos de riego), los bombeos de explotación o los eventos de tipo tormentoso. Todos estos fenómenos, si se dan en un acuífero costero en el cual se aprecia la influencia mareal, resultarán difíciles de reconocer en el registro de nivel piezométrico, ya que quedan enmascarados en mayor o menor medida.

Las técnicas de filtrado que se han empleado hasta ahora para eliminar las oscilaciones en el nivel piezométrico provocadas por la marea oceanográfica han conseguido en algunos casos ser suficientemente prácticas. La mayoría se basan en el desarrollo de soluciones analíticas basadas en las ecuaciones clásicas de respuesta de mareas, que mediante el ajuste a mínimos cuadrados consiguen reproducir de forma aproximada las oscilaciones provocadas sobre el nivel piezométrico. Otros métodos de

Influencia de la marea

eliminación aplican de forma directa una corrección aplicada, por ejemplo, a un ensayo de bombeo, de modo que restan al registro de nivel obtenido durante un bombeo las oscilaciones de nivel medidas durante días previos a dicho ensayo de bombeo. Las principales restricciones de estos métodos radican tanto en la complejidad de las soluciones analíticas desarrolladas, en las que se desprecian normalmente la asimetría de la marea oceanográfica y sus constituyentes, y la aplicabilidad sobre series temporales de largo periodo.

Sobre esto se basa la idea de aplicación sobre el nivel piezométrico afectado por la marea oceanográfica de las técnicas de filtrado y descomposición de las oscilaciones mareales, comúnmente desarrolladas en oceanografía en base al análisis de armónico de la marea, además de la aplicaciones de técnicas de análisis acústico y ondulatorio mediante *wavelet*. Estas técnicas se basan en la descomposición de las series temporales (ya sea nivel del mar o nivel piezométrico) en sus componentes principales, donde una de ellas es la componente astronómica de la marea oceanográfica, de naturaleza periódica casi sinusoidal, y por tanto altamente predecible. Esta componente se suele descomponer a su vez en sus principales constituyentes, que estarán presentes en mayor o menor medida en una señal en función del lugar y de las características costeras del mismo en el que dicha señal (o serie temporal) sea monitorizada.

3.2. Filtrado de la señal mareal en los niveles piezométricos

3.2.1. Introducción

La influencia de la marea oceanográfica produce fluctuaciones regulares en los niveles piezométricos de los acuíferos costeros, y esta influencia puede ser utilizada para entender el comportamiento hidrogeológico de las zonas costeras (Erskine 1991; Millham y Howes 1995; Trefry y Johnston 1998; Jha et al. 2003; Trefry y Bekele 2004; Zhou 2008; Chen et al. 2011; Singh y Jha 2013). Sin embargo, las oscilaciones mareales que se observan en los niveles cercanos a la costa son en muchos casos un inconveniente, ya que estos pueden obstaculizar la percepción o el reconocimiento de otros fenómenos hidrogeológicos, como por ejemplo, procesos de recarga o descarga, interacciones río-acuífero, retornos de riego o infiltración directa de lluvia, así como el análisis de ensayos de bombeo.

La investigación en las áreas costeras requeriría el filtrado de las oscilaciones mareales que se observan en los niveles piezométricos, como un proceso inicial que permitiría separar las oscilaciones debidas a la marea oceanográfica de aquellas propias del acuífero debidas a las variaciones en la relación recarga-descarga para su posterior eliminación o extracción, con el fin de mantener solamente las oscilaciones o variaciones de nivel no mareales. Algunos autores han trabajado en este sentido. Erskine (1991) presentó un proceso de filtrado basado en las ecuaciones analíticas de Ferris (1952) con el fin de compensar los efectos de la marea oceanográfica, mediante el cálculo de los valores de eficiencia de mareas (ratio entre la amplitud en los niveles y la amplitud de la marea oceanográfica) y de retardo (desfase temporal entre la oscilación mareal y la consecuente oscilación del nivel piezométrico), pero la extracción de la influencia mareal resulta incompleta. La longitud de la serie temporal de datos utilizada en este caso resulta ser también un problema, ya que el ajuste no es aceptable cuando los valores calculados de eficiencia de marea y retardo se aplican a series de datos más largas, en cuyos casos quedan fluctuaciones mareales residuales en el registro de nivel piezométrico.

En lo referente a los datos de ensayos de bombeo realizados cerca de la costa (y afectados por tanto por la oscilación de la marea oceanográfica), algunos autores han desarrollado métodos para su eliminación o extracción. Trefry y Johnston (1998) y Chattopadhyay et al. (2014) proponen una corrección de la influencia mareal de los descensos de nivel medidos durante el ensayo, para lo que utilizan un ajuste de mínimos

Influencia de la marea

cuadrados. Sin embargo, queda una oscilación mareal residual en los resultados de Trefry y Johnston (1998), y en ambos trabajos los ajustes son poco precisos cuando se aplican a series temporales más largas. Chen y Jiao (1999) ajustan las fluctuaciones de nivel a un modelo de oscilación mareal regular (sinusoidal) para datos de longitud temporal de seis días antes de la realización del ensayo de bombeo, y corrigen los descensos medidos en el ensayo mediante la sustracción del efecto mareal previamente al cálculo de valores de difusividad hidráulica. Chapuis et al. (2005) desarrollan una ecuación teórica para el análisis de ensayos de bombeo bajo la influencia mareal, en la cual consideran los efectos de la marea oceanográfica antes y después del ensayo de bombeo. Consigue con ello un ajuste aceptable, pero el ajuste se limita a cortos intervalos de tiempo.

Ninguno de estos métodos establece una metodología de filtrado mareal suficientemente precisa que permita representar las oscilaciones mareales que producen las perturbaciones, independientemente de la longitud temporal de datos afectados, las características del acuífero estudiado o los diferentes casos de estudio en los que se aplican.

El filtrado de las oscilaciones mareales es especialmente relevante en los estudios de recarga y descarga en acuíferos costeros. La recarga neta que se observa en función del nivel medio del agua subterránea en zonas costeras puede ser sobreestimada debido a la sobreelevación que sufren los niveles medidos cerca del borde costero a consecuencia de los efectos de la marea oceanográfica (Li y Jiao 2003). Además, los efectos de la marea producen un impacto notable sobre los procesos de intrusión marina, concretamente en la zona de mezcla. Licata et al. (2011) simulan la intrusión marina sin tener y teniendo en cuenta los efectos de la marea sobre la zona de mezcla. Sus resultados indican que la presencia de la marea oceanográfica da lugar a un mayor desarrollo de la zona de mezcla y un incremento del transporte de solutos que si se considera una situación equivalente en estado estacionario sin tener en cuenta los efectos mareales. Los novedosos métodos que se han aplicado en esta tesis doctoral se espera que sean de utilidad no solamente para procesos de filtrado, sino también para alcanzar un mejor entendimiento general de las características de la marea oceanográfica, de sus componentes y de sus efectos sobre el agua subterránea cerca del mar.

La novedad de la metodología que se propone en este trabajo consiste en la utilización de diversos métodos, que se suelen emplear en el estudio de las mareas oceanográficas, para el tratamiento de series piezométricas afectadas por las fluctuaciones mareales.

El análisis de la marea en oceanografía se lleva a cabo normalmente con la aplicación de métodos que permiten entender y predecir cambios periódicos y su magnitud. Métodos análogos por tanto podrían ser aplicados para entender la influencia de la marea sobre las aguas subterráneas. El movimiento mareal es la suma de una serie de componentes que confluyen para dar lugar al nivel oscilatorio del mar. Las dos componentes mayoritarias o principales del movimiento del nivel del mar en relación a la marea oceanográfica son las siguientes (Godin 1972):

1. *Componente astronómica*, la cual se debe al movimiento de los cuerpos celestes y a las interacciones entre ellos. Es la componente más fácilmente detectable y predecible.
2. *Componente hidrodinámica*, debida a la morfología de la costa y a los efectos de factores de perturbación tales como el viento, cambios de presión atmosférica, eventos tormentosos y otras anomalías naturales (ej. la descarga de un río en el mar).

La componente astronómica de la marea oceanográfica presenta una estabilidad muy grande en lo referente a su frecuencia de oscilación, y puede ser fácilmente descompuesta en diferentes constituyentes mareales, en función de sus longitudes de onda y frecuencias (Doodson 1954). Estos constituyentes están tabulados en cuanto a sus frecuencias y fases para cada localización costera específica, y se denominan comúnmente con las siglas *M2*, *S2* y *SA* (lunar semidiurna, solar semidiurna y solar anual, respectivamente). La componente hidrodinámica de la marea oceanográfica es, sin embargo, altamente no periódica debido a su naturaleza no estacionaria, lo cual hace de su predicción un trabajo más complejo (Parker 2007). Por otra parte, Kacimov y Abdalla (2010) sugieren que estas fluctuaciones hidrodinámicas de alta frecuencia en el nivel del mar son ya filtradas en parte por el medio poroso que constituye la costa (la franja costera del acuífero), y las oscilaciones mareales medidas (o reconocidas) en los niveles piezométricos costeros se pueden suponer como causadas principalmente por las fuerzas astronómicas de la marea.

Los estudios de la marea oceanográfica consisten normalmente en la descomposición y el ajuste de sus componentes con el fin de predecir su evolución (Godin 1972; Foreman et al. 1995; Brown et al. 2012; Vianna y Menezes 2005; Codiga 2011; Erol 2011). Actualmente existen dos metodologías principales para el procesamiento de los datos mareales:

- a) Análisis clásico de armónicos de marea (HA en sus siglas en inglés, *Harmonic Analysis*), basado en la definición de la elevación de la superficie del mar en un punto

Influencia de la marea

como la suma de un número finito de sinusoides con distintas amplitudes, frecuencias y fases, y donde las frecuencias del sistema Tierra-Luna-Sol han sido previamente definidas (Pawlowicz et al. 2002).

b) Transformación continua de ondículas (CWT en sus siglas en inglés, *Continuous Wavelet Transform*), la cual se utiliza para realizar un análisis continuo basado en el ajuste de la señal (nivel del mar) a una ondícula cuyas características van cambiando a lo largo de la misma para ajustarse a sus oscilaciones. Este grupo de herramientas de procesamiento se desarrolló inicialmente para representar datos cuyo contenido en frecuencias evoluciona a lo largo del tiempo (Daubechies et al. 1992), y fue introducida posteriormente al análisis de la marea oceanográfica (Jay y Flinchem 1995; 1997; 1999; Flinchem y Jay 2000). Estos métodos son escalables en frecuencia y, por tanto, son versátiles para ser utilizados en el análisis mareal, especialmente en lo que respecta a los procesos de extracción (Erol 2011).

Los pros y los contras de la utilización de estos métodos en la descomposición de los constituyentes mareales han sido ampliamente discutidos (Jay y Flinchem 1999; Foreman et al. 1995; Matte et al. 2013). Pawlowicz et al. (2002) desarrollan varios programas en Matlab[®], basados en el análisis de armónicos y agrupados en el paquete de código *T_TIDE*. También existen otros paquetes de cálculo como *U_TIDE*, el cual se utiliza para unificar el análisis mareal en un contexto de trabajo predictivo (Codiga, 2011), y *NS_TIDE*, implementado por Matte et al. (2013) y adaptado al estudio de las señales no estacionarias de las mareas de ríos (oscilaciones de grandes ríos en su desembocadura).

En el presente estudio se aplican los métodos HA y CWT sobre los registros de nivel piezométrico cercanos a la costa afectados claramente por la marea oceanográfica, con el objetivo de aislar las variaciones no mareales del nivel. Según las conclusiones de Bye y Narayan (2009), las mareas del agua subterránea (es decir, la influencia de la marea en su nivel) pueden ser representadas como la suma de constantes mareales, del mismo modo que se hace con el nivel del mar. Las mareas oceanográficas y sus efectos sobre el nivel del agua subterránea tienen las mismas características y forma oscilatoria y, por tanto, la aplicación de estos métodos debería ser satisfactoria. Para corroborar esto, el filtrado de la marea descrito para estudios mareales ha sido aplicado en el acuífero costero Motril-Salobreña, donde varios piezómetros, de diferente profundidad y cercanos a la costa muestran un claro impacto de la marea en sus registros de nivel.

Los objetivos de este apartado son los siguientes:

1. Filtrar las oscilaciones inducidas por la marea en las series temporales de datos de nivel piezométrico con HA y CWT, mediante la adaptación de estas metodologías oceanográficas para su uso sobre los niveles del agua subterránea, y probar de este modo su aplicabilidad en los problemas hidrogeológicos de acuíferos costeros.
2. Estimar el impacto de la longitud de la serie temporal analizada sobre los resultados obtenidos.
3. Estimar otros factores que afecten a los datos, tales como la profundidad de medida del nivel piezométrico o los procesos hidrológicos en el acuífero (ej. la recarga).

3.2.2. Metodología

Los métodos presentados (HA y CWT) son aplicables en este caso debido a la similitud existente entre las oscilaciones del nivel piezométrico y la marea oceanográfica. Para estos análisis, se han utilizado tanto los registros de nivel como los registros de la marea oceanográfica. Primeramente se han empleado estos métodos a los datos de nivel del mar porque este proceso implica un ajuste previo de los constituyentes mareales locales, lo que nos permite determinar la relevancia que puede tener cada uno de ellos sobre el nivel piezométrico para su filtrado posterior. El proceso se ha realizado sobre tres series de datos de diferente longitud temporal e igual intervalo de medida (una hora) en relación al segundo objetivo mencionado en el epígrafe anterior: un mes (agosto de 2013), un año (2013) y 3,7 años (de octubre de 2010 a julio de 2014), es decir, a toda la serie de datos disponible.

La diferencia de aplicar estos métodos en la marea oceanográfica o en el nivel piezométrico reside en el resultado. Para el caso de la marea, la parte residual obtenida es la llamada componente hidrodinámica o meteorológica, y en el caso del nivel piezométrico, esta parte residual constituye el nivel no perturbado por la marea (o nivel filtrado), ya que la componente hidrodinámica de alta frecuencia se considera filtrada por el material poroso del acuífero (Kacimov y Abdalla 2010).

3.2.2.1. Datos mareales

Los datos de marea oceanográfica se han obtenido de la estación mareal situada en el Puerto de Motril (Fig. 3.1), perteneciente a la red de control de Puertos del Estado (Ministerio de Fomento, Gobierno de España). En este tipo de estaciones, el nivel del mar

Influencia de la marea

se monitoriza mediante un mareógrafo con una resolución temporal de 5 minutos, y posteriormente se limpia esta serie con la aplicación de un filtro simétrico de 54 puntos para eliminar la energía de muy alta frecuencia, denominada como ruido debido a errores instrumentales (por debajo de 0,5 ciclos por hora, *cph*). Los datos son recalculados entonces a una resolución temporal horaria, con lo cual las oscilaciones resultantes son de frecuencias superiores a una hora. La expresión general que define este tipo de filtros es la siguiente:

$$X_f(t) = \mathcal{F}_0 X(t) + \sum_{m=1}^M \mathcal{F}_S [X(t+m) - X(t-m)], \quad (3.1)$$

donde $X_f(t)$ es el valor filtrado para el tiempo t , \mathcal{F}_0 son los coeficientes del filtro, $X(t)$ es el valor original medido para el tiempo t , y \mathcal{F}_S es la frecuencia de corte (filtro de paso bajo), con $M = 54$ puntos en este caso.

3.2.2.2. Datos de nivel piezométrico

Las series de datos de nivel utilizadas son de resolución temporal horaria, registradas en dos piezómetros (P1 y P2) situados a 300 m del borde costero (Fig. 3.1). Estos registran el nivel a profundidades diferentes, en P1 a 132 m y en P2 a 38 m bajo el nivel topográfico. Se asume que ambos registros están localizados en el mismo punto del acuífero pero a diferentes profundidades porque la distancia entre ellos es tan solo de 3 m. Las medidas de nivel son corregidas primero en tiempo, referenciadas a GMT+00 y normalizadas a la media (se extrae el valor medio para cada uno de los intervalos de tiempo mencionados más arriba), para facilitar la comparación entre diferentes series a la hora de representarlos. Posteriormente, las series temporales son filtradas, con el fin de eliminar el ruido y los picos producidos por errores de medida a frecuencias muy altas, de un modo

similar a como se ha realizado para los datos de marea, lo cual mejora el proceso de detección de las componentes mareales.

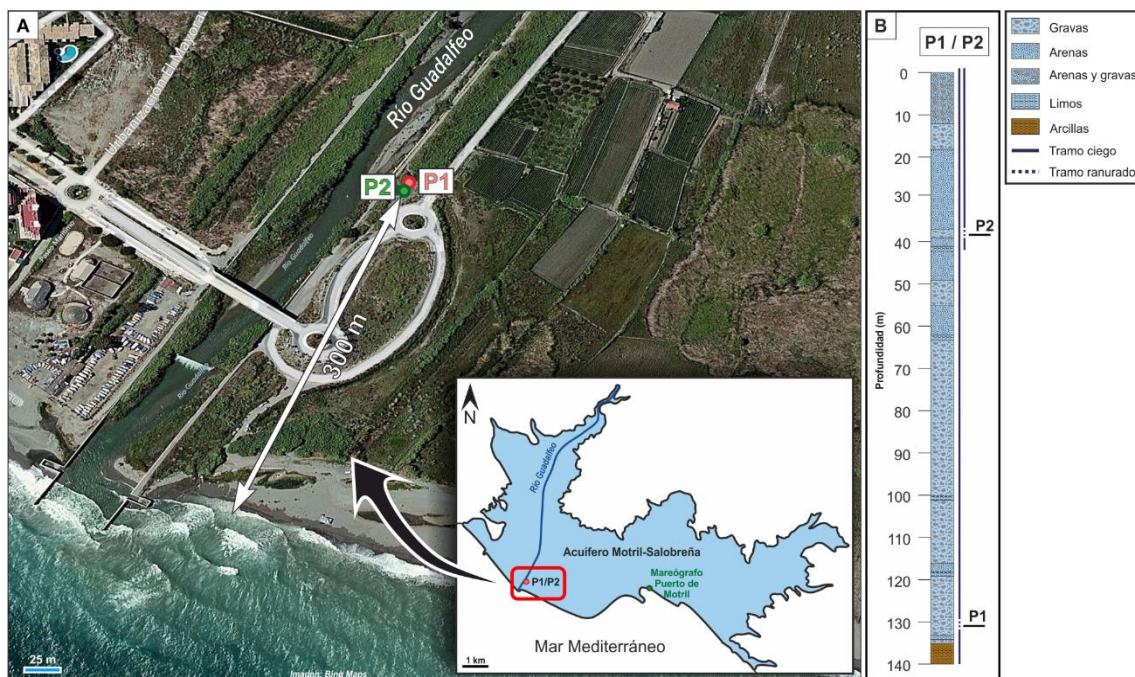


Fig. 3.1. (A) Localización de los piezómetros P1 y P2 en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña. (B) Columna litológica simplificada de los piezómetros P1 y P2. Se presentan en la misma vertical puesto que están separados solamente 3 m en la horizontal.

3.2.2.3. Análisis de armónicos con U_TIDE

Se ha aplicado el código U_TIDE para el caso de análisis de armónicos de marea. Este determina la amplitud y fase de los coeficientes a unas frecuencias conocidas a priori, mediante un procedimiento de ajuste de mínimos cuadrados. La forma más simple de la ecuación de este modelo para el caso de 1D (aplicada en este caso) implementada en U_TIDE es la siguiente (Codiga 2011):

$$X^{mod}(t_i) = \sum_{q=1}^{n_{allc}} (E_{iq} \cdot a_q) + \bar{X} + \dot{X}(t_i - t_{ref}), \quad (3.2)$$

donde X^{mod} es la señal calculada (nivel del mar, o nivel piezométrico en este caso) en cada tiempo (t_i), para $i = 1 \dots n_t$ (donde n_t es el último paso de tiempo). La sumatoria representa todos los constituyentes mareales detectados desde $q = 1 \dots n_{allc}$ (donde n_{allc} es el número total de constituyentes). Cada uno de estos constituyentes tiene una amplitud a_q constante, la cual se multiplica por la función exponencial E_{iq} . El valor medio \bar{X} de

Influencia de la marea

nivel piezométrico y la tendencia \dot{X} , si se incluye, son también calculados en el tiempo de referencia $t_{ref} = (t_1 + t_{n_t})/2$, el cual representa el tiempo medio expresado como el tiempo central de la serie de datos de entrada, desde t_1 a t_{n_t} . La función exponencial E_{iq} representa el proceso de prefiltrado y las correcciones nodal/satélite, las cuales son elementos en sentido horario y anti horario que multiplican a los coeficientes complejos, para cada constituyente en cada tiempo i (ver Codiga (2011) para más detalle), según la siguiente forma:

$$E_{iq} = E(t_i, \omega_q) = P(\omega_q) \cdot F(t_i, \omega_q) \cdot \exp i (U(t_i, \omega_q) + V(t_i, \omega_q)), \quad (3.3)$$

donde $P(\omega_q)$ es un factor de corrección opcional (prefiltrado, igual a la unidad en el caso de no aplicarlo), $F(t_i, \omega_q)$ (adim.) es el factor de corrección nodal/satélite de la amplitud (igual a la unidad en el caso de no aplicarlo), $U(t_i, \omega_q)$ (radianes) es la compensación de fase (igual a cero en el caso de no aplicarlo), ω_q es la frecuencia individual en radianes de cada constituyente armónico, y $V(t_i, \omega_q)$ (radianes) es el argumento astronómico, el cual garantiza que la fase resultante sea relativa a la marea de equilibrio en Greenwich (aplicado en este caso). La expresión de la amplitud es:

$$a_q = A_q \exp i (g_q), \quad (3.4)$$

donde A_q representa las magnitudes reales de las amplitudes, y g_q representa las fases Greenwich asociadas para todas las amplitudes de cada constituyente.

Las relaciones de las expresiones anteriores con la formulación real son las utilizadas para entender el análisis unidimensional. La ecuación (3.2) es la expresión para los componentes reales del constituyente q^{th} (no referido, referido o inferido):

$$\eta_q^{mod}(t_i) = A_q^\eta P_q F_{iq} \cos(U_{iq} + V_{iq} - g_q^\eta) + \bar{\eta} + \dot{\eta} \cdot (t_i - t_{ref}), \quad (3.5)$$

donde q representa cualquiera de los constituyentes, e i es el paso de tiempo. A_q^η y g_q^η son los valores reales de amplitud y de retardo en fase respecto a Greenwich del respectivo constituyente. Los coeficientes coseno y seno son definidos como:

$$X_q^\eta = A_q^\eta \cos g_q^\eta, \text{ y} \quad (3.6)$$

$$Y_q^\eta = A_q^\eta \sin g_q^\eta, \quad (3.7)$$

y sus relaciones con la amplitud y el retardo en fase respecto a Greenwich son:

$$A_q^\eta = \sqrt{X_q^{\eta^2} + Y_q^{\eta^2}}, \text{ y} \quad (3.8)$$

$$g_q^\eta = \arctan(Y_q^\eta, X_q^\eta), \quad (3.9)$$

Las partes real e imaginaria de las funciones son, por tanto:

$$X_q = X_q^\eta = 2\text{Re}(a_q) \quad (3.10)$$

$$Y_q = Y_q^\eta = 2i \text{Im}(a_q) \quad (3.11)$$

También se añade un ajuste a los sucesivos cambios con el algoritmo *IRLS* (las siglas de su denominación en inglés, *iteratively reweighted least squares*), como una extensión del cálculo de mínimos cuadrados ordinario usado en el análisis de armónicos, y el cual resulta ser más consistente frente a un ancho espectro de ruido, ya que incrementa la confianza en el cálculo de parámetros y también permite que los constituyentes de menor amplitud sean resueltos (o reconocidos) en el ruido de fondo de la señal (Leffer y Jay 2009). En un sentido general, la señal mareal es modelada como una suma finita de sinusoides de diferentes frecuencias previamente fijadas. Estas frecuencias son definidas en base a la combinación de sumas o diferencias en múltiplos enteros de seis frecuencias fundamentales que surgen de los movimientos planetarios (Godin 1972). Los seis enteros con signo que son necesarios para describir una frecuencia particular son los llamados *Números de Doodson* (Doodson 1954), los cuales constituyen la parte astronómica de la marea oceanográfica. Los valores de fase obtenidos para cada componente son relativos a Greenwich, es decir, la fase referenciada a la respuesta de fase de equilibrio a 0° de longitud (Meridiano de Greenwich). Las correcciones nodales son calculadas y aplicadas a la amplitud y fase relativas al tiempo exacto para la zona de estudio (tiempo de Greenwich para la latitud de 36,733° N).

Para ejecutar el código `U_TIDE`, se introducen las series de datos de diferentes intervalos de tiempo como vectores de datos horarios, de forma idéntica a como se realizaría para los datos de marea oceanográfica. Sin embargo, en este caso, el ajuste

Influencia de la marea

obtenido mediante esta herramienta sobre los datos de nivel piezométrico debe ser reconocido como la parte mareal que afecta a dicho nivel, la cual responde a la componente astronómica de la marea oceanográfica, mientras que la parte residual obtenida constituye el nivel piezométrico filtrado (la parte no mareal del nivel).

3.2.2.4. Aplicación del método CWT (*Continuous Wavelet Transform*)

En relación a la interpretación de las frecuencias mareales, el método CWT es muy diferente al análisis de armónicos, debido a que no existen frecuencias prefijadas, y se representan los datos de la forma más compacta y completa posible (Flinchem y Jay 2000). Esto significa que el método CWT se centra en la reconstrucción de la señal o serie temporal original (medida), al contrario que el método HA, el cual busca dentro de la señal original todos los constituyentes mareales reconocibles, en base a esas frecuencias prefijadas para cada uno de los constituyentes conocidos. En este caso, el método CWT es aplicado mediante funciones predefinidas en Matlab[®], tales como algoritmos de CWT que utilizan la transformada rápida de Fourier (o *Continuous Wavelet Transform* con *Fast Fourier Transform*, con la función *cwft*) para los procesos de detección y ajuste, así como la función inversa (*Inverse Continuous Wavelet Transform* con *Fast Fourier Transform*, función *icwft*) para la reconstrucción específica de la señal o serie original, entre otras funciones. El código utilizado ha sido parcialmente implementado en Matlab[®], el cual incluye algunas partes y conceptos de otros estudios citados aquí. Actualmente, este código se encuentra en fase de mejora, de modo que realice de forma conjunta todo el proceso de filtrado.

La definición de CWT (Flinchem y Jay 2000) empieza con la elección de una función oscilatoria prototipo (ondícula o *wavelet*) $\Psi_0(t)$, la cual tiene varianza finita, está localizada en tiempo cerca del origen y su media es igual a cero, esto es:

$$\text{a) } \int \Psi_0(t) \Psi_0^*(t) dt < \infty, \quad \text{b) } \lim_{|t| \rightarrow \infty} \Psi_0(t) = 0, \quad \text{c) } \int \Psi_0(t) dt = 0. \quad (3.12)$$

La función de análisis es una ondícula Ψ (o *wavelet*), y el proceso llamado CWT es la comparación de la señal original con versiones desplazadas y dilatadas (o comprimidas) de esta ondícula (Jay y Flinchem 1999). Si $a > 0$ es el parámetro de escala y b es el parámetro de posición, CWT se puede expresar como el producto interno de una señal

$f(t)$ con versiones desplazadas y dilatadas (o comprimidas) de una ondícula $\Psi(t)$ analizada:

$$C(a, b; f(t), \Psi(t)) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad (3.13)$$

donde * denota el conjugado complejo, el parámetro de escala a es la inversa de la frecuencia ω ($0 < a = 1/\omega < \infty$), y b es desplazamiento o translación desde el origen ($-\infty < b < \infty$) a lo largo del vector tiempo (t). CWT podría también interpretarse como un filtrado de señal basado en la frecuencia, escrito como la transformada de Fourier inversa:

$$C(a, b; f(t), \Psi(t)) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{f}(\omega) \sqrt{a} \left(\hat{\Psi}(a\omega) \right)^* e^{j\omega b} d\omega \quad (3.14)$$

donde $\hat{f}(\omega)$ y $\hat{\Psi}(\omega)$ son las transformadas de Fourier de la señal y de la ondícula definida, respectivamente. En este caso, CWT actúa como un filtro de paso de banda sobre la señal original (o señal de entrada) a diferentes escalas. Mediante la variación continua de los parámetros de escala (a) y de translación (b), se obtienen los coeficientes de CWT: $C(a, b)$. La aplicación de las expresiones (3.13) y (3.14) requieren que a y b sean discretizadas, con a elegido de modo que coincida con las frecuencias mareales. Para expresar CWT como una convolución de la expresión (3.14) se define:

$$\hat{\Psi}_a(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi^*(-t/a) \quad (3.15)$$

y se reescribe la ondícula transformada como:

$$(f * \hat{\Psi}_a)(b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \hat{\Psi}_a(b - t) dt \quad (3.16)$$

Por tanto, la CWT de una secuencia discreta x_n se define como la convolución de x_n con una versión escalada y trasladada de $\Psi(t)$ (Torrence y Compo 1998):

$$W_a[b] = \sum_{n=0}^{N-1} x[n] \hat{\Psi}_a[b - n] \quad (3.17)$$

Si se calcula la convolución para cada valor del parámetro de translación (b), y se repite el proceso para cada escala (a), se puede obtener la CWT.

En consecuencia con las expresiones (3.12), se aplica en este caso una ondícula no analítica tipo *Morlet*, la cual se define en el dominio de Fourier como:

$$\hat{\Psi}(a\omega) = \pi^{-1/4} \{ e^{(a\omega - \omega_0)^2/2} - e^{\omega_0^2/2} \} \quad (3.18)$$

Influencia de la marea

donde ω_0 es la frecuencia adimensional, con un valor por defecto de 6 para cumplir la condición de admisibilidad de la expresión (3.12) (ver Farge (1992) para más detalles sobre las ondículas *Morlet*).

El número de escalas (*NbSc*) es determinado por la siguiente expresión (valores por defecto en Matlab® para las ondículas *Morlet*):

$$NbSc = (\log_2(N)/ds) + 1 \quad (3.19)$$

donde N es la longitud de la señal de entrada (en este caso la serie temporal). La escala más pequeña que se puede resolver es $2 * dt$, donde dt es el periodo de muestreo de los datos, y el espaciado por defecto entre escalas (ds) para las ondículas *Morlet* es igual a 0,4875. En este caso es necesario un vector no lineal para la escala, así que el espaciado entre escalas es definido como:

$$S_0 * pow.^((0 to NbSc - 1) * ds) \quad (3.20)$$

donde S_0 es la escala más pequeña. Esto da lugar a un espaciado constante de ds si el logaritmo es tomado como base de la potencia del vector de escalas.

3.2.2.5. Selección de los constituyentes mareales

3.2.2.5.1. Análisis de armónicos (U_TIDE)

Para el análisis de armónicos, los constituyentes en el modelo implementado en U_TIDE son evaluados, en términos de su significancia o peso dentro del total de constituyentes, mediante el uso de un árbol de decisión automático (Foreman 1977) con el cual se eligen los constituyentes mareales más importantes en base al ratio entre la señal y el ruido, *SNR* (*signal-to-noise ratio*) y su porcentaje de energía, *PE* (*percent energy*).

El factor *SNR* es el cuadrado del ratio de la amplitud (A) respecto al error en la amplitud (ϵ):

$$SNR_q = (A_q/\epsilon_q)^2 \quad (3.21)$$

La importancia relativa de un constituyente en términos de su significancia es también evaluada por el factor *PE*, en el sentido de ponderación de su amplitud (Codiga y Rear 2004):

$$PE_q = 100 \frac{E_q}{\sum_{q=1}^{n_{allc}} E_q} \quad (3.22)$$

donde E_q es la energía asociada al constituyente q , y la suma de todos los valores de E_q es igual a 100. Estos valores de E_q son obtenidos como resultado en U_TIDE, lo cual es útil para ordenar los constituyentes, de modo que su importancia en función de su amplitud quede clara (Codiga 2011). A modo de resumen, cuando se obtienen los resultados para cada longitud temporal de las series de datos estudiadas, los constituyentes principales son elegidos u omitidos según sus evaluaciones basadas en los factores SNR y PE . Posteriormente, los constituyentes mareales tenidos en cuenta son aquellas detectadas por el código aplicado cuyo valor de amplitud es superior a 0,001 m.

La evaluación de cada constituyente en cuanto a su independencia respecto al resto es realizada mediante la aplicación del criterio *Rayleigh* (*Rayleigh criterion*), tradicionalmente utilizado en HA (Foreman 1977), así como el criterio *Rayleigh* modificado (*modified Rayleigh criterion*) (Codiga 2011). La expresión convencional del criterio *Rayleigh* en este caso es la siguiente:

$$R^R(q_1, q_2) = \left(\frac{LOR_e}{1/|\omega_{q_2} - \omega_{q_1}|} \right) / R_{min} \geq 1 \quad (3.23)$$

donde R_{min} un umbral mínimo, igual a la unidad en este caso, lo cual es equivalente a decir que la *longitud efectiva del registro* o serie de datos utilizada es suficientemente larga como para poder resolver las dos frecuencias comparadas (ω_{q_2} y ω_{q_1}), una respecto a la otra (Codiga 2011), definida como:

$$LOR_e = (n_t / (n_t - 1)) LOR \quad (3.24)$$

donde LOR es la longitud del registro (*length of record*), y la resolución de la frecuencia es $\Delta\omega = 1/LOR_e$. En el caso de un espaciado temporal equitativo con la separación en tiempo Δt , $LOR_e = n_t \cdot \Delta t$.

De forma análoga, el criterio modificado de *Rayleigh* respecto al ruido (*noise-modified Rayleigh criterion*) para el constituyente q_1 relativo al constituyente q_2 se define como:

$$R^{NM}(q_1, q_2) = \left(R^R(q_1, q_2) \sqrt{(SNR_{q_1} + SNR_{q_2})/2} \right) \geq 1 \quad (3.25)$$

Finalmente, la evaluación o diagnóstico que caracteriza los ajustes para la reconstrucción de la señal original que realiza U_TIDE se basa en el porcentaje de la varianza mareal (Codiga 2011), según la expresión (3.2):

Influencia de la marea

$$PTV_{allc} = 100 \frac{TV_{allc}}{TV_{raw}} = 100 \frac{|X^{mod} - \bar{X} \cdot I(n_1, l) - X \cdot t|^2}{|X^{raw} - \bar{X} \cdot I(n_1, l) - X \cdot t|^2} = 100 \frac{|\sum_{q=1}^n E_{iq} \alpha_q|^2}{TV_{raw}} \quad (3.26)$$

donde TV_{allc} y TV_{raw} (cada una de ellas en las mismas unidades de la serie original al cuadrado) son las varianzas mareales después de eliminar la media y la tendencia (si se ha incluido en el proceso) de todos los constituyentes de la señal solución y de la señal original, respectivamente. Para reconstrucciones que cumplen el criterio SNR de significancia, el porcentaje de varianza mareal del correspondiente ajuste en la reconstrucción es:

$$PTV_{snrc} = 100 \frac{TV_{snrc}}{TV_{raw}} \quad (3.27)$$

Los porcentajes de la varianza mareal proporcionan una idea de la cantidad de la señal original que se debe a la marea oceanográfica. Todos los constituyentes detectados son utilizados para determinar la expresión (3.26), pero solo los constituyentes que cumplen el criterio SNR son utilizados en (3.27).

3.2.2.5.2. CWT (*Continuous Wavelet Transform*)

En el método CWT, las frecuencias que serán resueltas en el registro estudiado son determinadas según el *Principio de Incertidumbre de Heisenberg*:

$$\sigma_{\omega} \sigma_{\tau} \geq (4\pi)^{-1} \quad (3.28)$$

donde σ_{ω} es la incertidumbre en frecuencia y σ_{τ} es la incertidumbre en tiempo. Esta expresión permite determinar de forma consistente y simultánea la mejor localización posible en frecuencia y tiempo de un proceso representado como una onda. Es por tanto, la restricción fundamental en la resolución de la frecuencia de cualquier tipo de análisis mareal, de modo que ésta es mayor a bajas frecuencias, donde la ventana frecuencial es más larga (Landau y Lifschitz 1977; Jay y Flinchem 1999). Además, la resolución en tiempo y frecuencia es función de la escala, y la información referente a cada frecuencia específica no depende de la frecuencia más cercana a la misma (Jay y Flinchem 1999). Esta afirmación se puede observar en los cambios generales en la forma de la banda de frecuencia entre las diferentes series temporales utilizadas (un mes, un año y 3,7 años) (Fig. 3.2).

Cuando la serie temporal analizada es más larga, las bandas de frecuencias de marea (de los constituyentes M2, K1 y M4) se muestran en tramos muy bien definidos y

estrechos, dentro de los cuales el conjunto de constituyentes alrededor de un periodo específico es claramente detectable. Por el contrario, con series más cortas las bandas se presentan más dispersas y anchas, pero la energía asociada a cada una de ellas (eje y) es mayor que para las series más largas.

El proceso definido en el método CWT permite que se conserve la incertidumbre en la frecuencia relativa, lo cual hace que la relación descrita de tiempo-frecuencia en el *Principio de Heisenberg* sea constante. Estas características determinan la selección de las bandas de frecuencia para las frecuencias mareales predominantes que se lleva a cabo en este método. La selección consiste en el ajuste de las bandas de frecuencia en la serie piezométrica que han sido igualadas con las frecuencias mareales, para cada serie temporal utilizada (en función de su longitud).

La correspondencia general existente entre escala y frecuencia es: baja escala → ondícula más comprimida → rápidos cambios en sus características → alta frecuencia; y alta escala → ondícula más estirada → cambios en características más lentos y toscos → baja frecuencia (ver ayuda de Matlab®: *Scale and Frequency*). Sin embargo, no existe una relación precisa entre escala y frecuencia, y normalmente se habla de pseudofrecuencia correspondiente a la escala. El factor de Fourier que define la relación escala-frecuencia en una ondícula tipo *Morlet* es:

$$\frac{4\pi a}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}} \quad (3.29)$$

donde a la escala y ω es la frecuencia. Esta expresión ha sido aplicada para visualizar la relación escala-frecuencia en términos de bandas de frecuencia asociadas con las frecuencias mareales en un rango acotado, los cuales se denominan *especies mareales*.

El estiramiento o la compresión de una función se denominan comúnmente escalamiento, y corresponde a la noción física de escala. Como indica Parker (2007), el método CWT no utiliza los constituyentes mareales en sí mismos, sino que solamente utiliza especies mareales, normalmente la banda semidiurna, la banda diurna, bandas de armónicos sobremareales y, ocasionalmente, bandas submareales (quincenal y mensual). Estas bandas principales son detectadas a diferentes escalas (pseudofrecuencias) y con una posición específica.

Se sabe que en el método CWT, los resultados para una banda de frecuencia son independientes de las demás bandas, de modo que la respuesta frecuencial del análisis CWT mediante el uso de una serie de filtros-ondículas son funciones bien definidas (Jay

Influencia de la marea

y Flinchem 1999). En resumen, esta aproximación se aplica para el filtrado por paso de banda de la serie de datos original, donde las escalas pequeñas representan la energía de las altas frecuencias, y las escalas mayores representan la energía de las frecuencias menores. No obstante, al contrario que para un filtro de Fourier de paso de banda, el ancho de banda del filtro en el método CWT es inversamente proporcional a la escala.

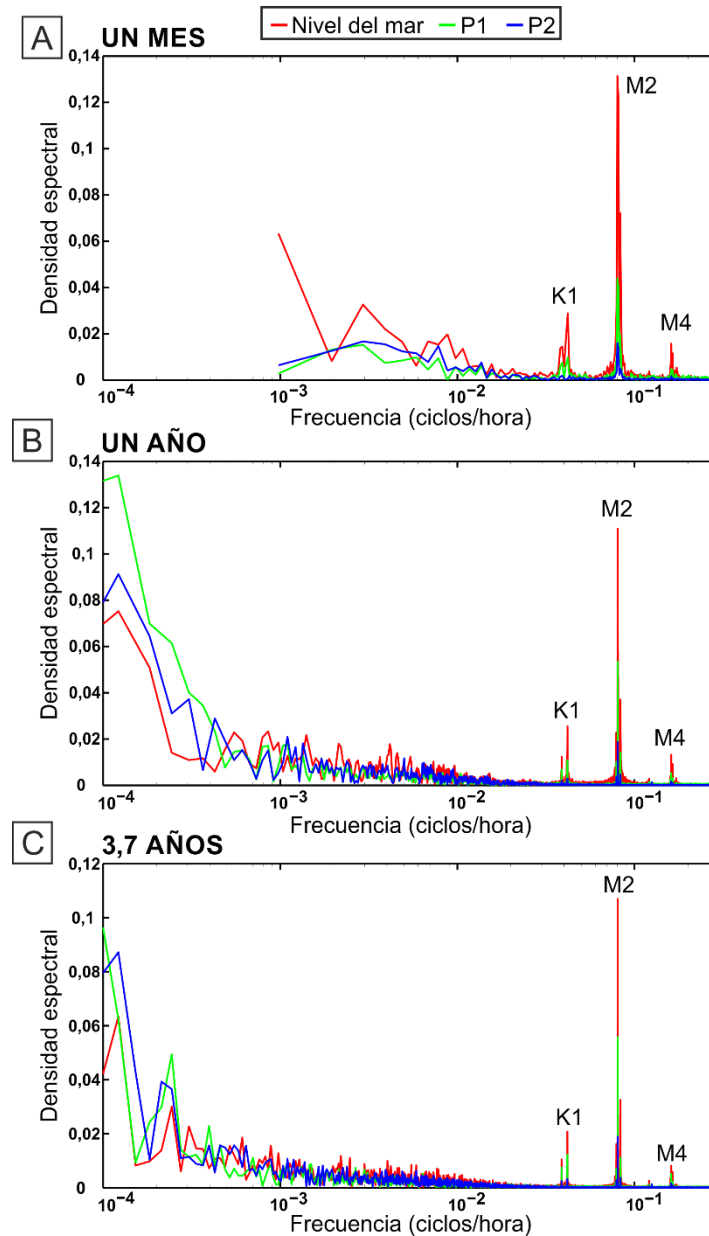


Fig. 3.2. Espectros de densidad (energía vs. frecuencia) para las series temporales de (A) un mes, (B) un año y (C) 3,7 años, tanto para el nivel del mar como para los niveles piezométricos registrados en P1 y P2.

El proceso para la selección de las frecuencias mareales (definidas en bandas mareales) consiste simplemente en hacer coincidir las frecuencias de los principales

constituyentes mareales (la componente astronómica de la marea oceanográfica local) con las bandas de frecuencia detectadas (escalas) de estas mismas frecuencias mareales en las series de nivel piezométrico. Por tanto, las principales bandas mareales detectadas son ajustadas en base a la distribución de frecuencias de las bandas mareales definidas para el nivel del mar (Guo et al. 2015), dentro de unos rangos específicos (en ciclos/hora o cph), tales como 0,0357-0,0463 cph para la banda diurna (D1), 0,0734-0,0879 cph para la banda semidiurna (D2), y 0,1553-0,1697 cph para la banda cuartidiurna (D4).

Este proceso es aplicado, como en el caso del método HA, sobre el registro del nivel del mar y del nivel piezométrico en P1 y P2, y para las diferentes longitudes temporales utilizadas. Sin embargo, el resultado en este caso difiere del obtenido para el método HA, ya que el proceso de detección de las bandas de frecuencia simplemente implica, en este caso, la comparación entre las bandas de frecuencia mareal (para esta localización específica) y las bandas de frecuencia detectadas en el nivel piezométrico, con el fin de asegurar que el ajuste de las bandas mareales en el nivel piezométrico sea completo y localmente consistente para la subsecuente extracción.

3.2.3. Resultados

Los registros de nivel piezométrico medidos en los puntos P1 y P2 están claramente afectados por las oscilaciones mareales (Fig. 3.3). La amplitud media de la marea oceanográfica para el Mar Mediterráneo en la costa de Motril es de 0,54 m, y su influencia sobre el nivel del agua subterránea da lugar a amplitudes de 0,3 m y 0,18 m en P1 y P2, respectivamente.

Los 300 m que separan a P1 y P2 del borde costero dan lugar a dichas atenuaciones, las cuales se definen como decaimientos en las amplitudes mareales (Erskine 1991; Cartwright et al. 2003; Bye y Narayan 2009). Los retardos o desfases temporales entre la marea oceanográfica y sus efectos sobre el nivel piezométrico en P1 (1,056 horas) y P2 (1,224 horas) reflejan el recorrido de las oscilaciones mareales (oscilaciones hidráulicas) a través de la franja costera del sistema acuífero (Erskine 1991). Estos valores son calculados mediante la comparación directa de las dos series temporales (marea oceanográfica y nivel), independientemente de los constituyentes que haya presentes. Sin embargo, la manera más fácil y directa de calcular dichos retardos entre dos señales es comparar la oscilación más destacable en dichas señales, que en este caso es la provocada por los constituyentes semidiurnos.

Influencia de la marea

Las series temporales en los puntos P1 y P2 muestran las principales oscilaciones mareales (atenuadas) y las oscilaciones no mareales, estas últimas relacionadas con los principales cambios producidos en el acuífero (recarga directa de lluvia, recarga del río, retorno de riegos o bombeos cercanos, entre otros). Estos procesos pueden producir variaciones no periódicas en el nivel piezométrico, lo que da lugar a que la señal sea una suma compleja de diferentes componentes no estacionarios y dificulta su evaluación. No obstante, los dos métodos propuestos permiten detectar las perturbaciones mareales sobre las medidas de nivel piezométrico, incluso cuando la influencia mareal es bastante pequeña y los cambios no mareales presentan una mayor magnitud.

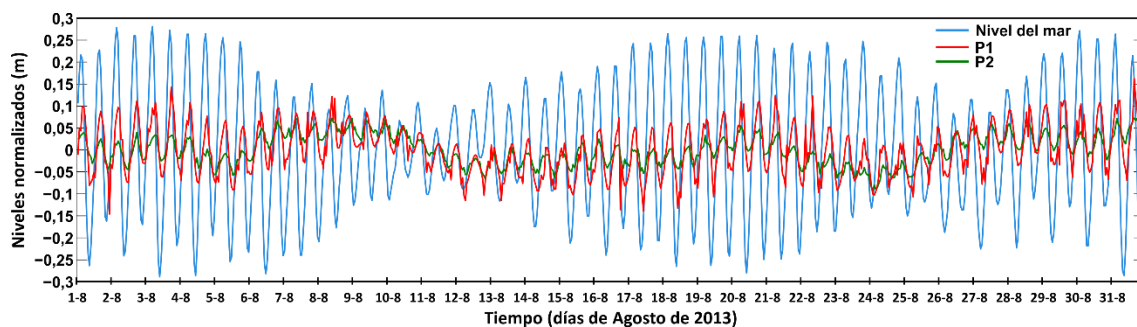


Fig. 3.3. Nivel del mar medido en el Puerto de Motril (línea azul), nivel piezométrico en P1 (línea roja) y nivel piezométrico en P2 (línea verde) para el mes de agosto de 2013. Se reconocen a simple vista las oscilaciones astronómicas principales (diurna y semidiurna), así como las diferencias en la amplitud y el desfase debidas a la diferencia en la profundidad de medición del nivel.

Las series temporales de nivel piezométrico muestran constituyentes mareales que incluyen las frecuencias diurnas y semidiurnas, así como las frecuencias asociadas a los constituyentes quincenal lunar y quincenal solar-lunar (lo que da lugar a las llamadas mareas vivas y muertas), en lo que respecta a un mes de registro. Ambas son visibles en la Figura 3.3. Los principales constituyentes son el semidiurno y diurno, donde el cuartodiurno representa menos del 0,56% de la amplitud media total (0,003 m de 0,54 m). Las frecuencias de estos constituyentes son previamente conocidas como parte de la componente astronómica de la marea oceanográfica. Como se indicó anteriormente, se asume en este caso que la componente hidrodinámica de la marea oceanográfica (debida a fuerzas no astronómicas) es despreciable, ya que a 300 m del borde costero las altas frecuencias presentes en la marea oceanográfica son en gran parte filtradas por el medio poroso (Kacimov y Abdalla 2010). Por tanto, todos los constituyentes mareales que se ajustan en el nivel piezométrico se suponen debidos a la componente astronómica de la marea oceanográfica, y la parte residual resultante debe ser el nivel piezométrico filtrado

(sin las oscilaciones mareales). Esta asunción también incluye las perturbaciones asociadas a variaciones no lineales, las cuales deben tenerse en cuenta en las medidas de niveles cercanos a la costa (Teo et al. 2003), aunque en esta situación se considera que la marea oceanográfica es altamente filtrada y modulada a 300 m de la costa tierra adentro y a las profundidades a las que el nivel piezométrico es monitorizado. Sin embargo, se pueden dar los efectos sobremareales sobre el nivel piezométrico asociados a las fuerzas mareales en esta situación costera (Nielsen 1990; Wu 2009). Este tema se desarrolla más a fondo en la discusión.

3.2.3.1. Ajuste y filtrado de la parte mareal

3.2.3.1.1. Aplicación del método HA

Los constituyentes mareales astronómicos principales (semidiurno, diurno y cuartodiurno) pueden ser fácilmente reconocibles. Para cada uno de estos constituyentes, los factores *SNR* y *PE* son calculados y utilizados en la selección automática de los mismos. Las amplitudes (*A*), ángulos de fase (*g*) y los respectivos intervalos de confianza al 95% (*A_ci* y *Ph_ci*) han sido calculados y se muestran en las Tablas 3.1 A (para el nivel del mar), 3.1 B (para P1) y 3.1 C (para P2) del Anexo I.

Los constituyentes mareales ajustados para el registro total del nivel del mar, así como para los periodos de un año y un mes se muestran en la Tabla 3.1 A. Estos constituyentes representan aproximadamente el 97% de la energía total del registro mareal en todos los casos (longitudes de las series temporales), y estos mismos constituyentes son evaluados en los registros de nivel en P1 y P2 (Tablas 3.1 B y 3.1 C, respectivamente). Para estos últimos, la componente mareal total justificada es menor, debido a que las componentes no mareales aportan también una importante amplitud.

El método HA proporciona ajustes de la varianza mareal con todos los constituyentes detectados (*PTVallc* en las Tablas 3.1 A, 3.1 B y 3.1 C) para los registros de nivel del mar utilizados de 77,7%, 76,5% y 96,8% (para 3,7 años, un año y un mes, respectivamente). Los valores de este parámetro para cada serie temporal decrecen notablemente en los casos de nivel en P1 (13,6%, 23% y 86,5%) y P2 (14,9%, 20% y 47,7%). Esta variabilidad para un mismo punto de observación sugiere que el análisis del número de constituyentes detectados está muy influenciado por la longitud de la serie temporal utilizada.

Influencia de la marea

El número de frecuencias que pueden ser ajustadas está, por una parte, directamente determinado por la longitud de la serie temporal analizada ya que la frecuencia más baja detectable en una serie es de periodo igual a la mitad de la longitud total de dicha serie. Así, por ejemplo, en la serie temporal de un mes sólo podrán detectarse constituyentes de periodos inferiores o iguales a 15 días como máximo. Además, la mejor o peor detección de un constituyente mareal específico (cercano a una frecuencia específica) depende del número de veces que este aparezca en la serie o señal analizada, y las frecuencias más altas serán por tanto mejor fijadas cuanto más veces aparezca dicho constituyente. Este hecho es debido a la falta de detección de las bajas frecuencias en series temporales cortas.

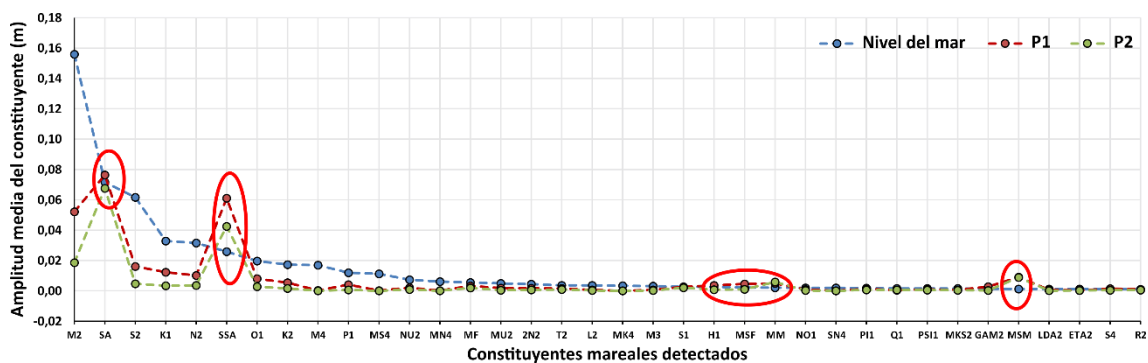


Fig. 3.4. Amplitud ajustada para cada constituyente mareal en 3,7 años para P1 (línea roja) y P2 (línea verde), conjuntamente con los constituyentes mareales ajustados para el nivel del mar (línea azul). Los constituyentes se representan en orden según los valores de PE calculados para cada uno de ellos en el caso del nivel del mar. Las menores frecuencias en cada caso muestran mayores errores en el ajuste, tal como para los constituyentes SA, SSA, MSM y MM (círculos rojos).

Los constituyentes solar-anual (SA) y solar-semianual (SSA) son detectados como las frecuencias principales más bajas en las series de 3,7 años de longitud para el nivel del mar, P1 y P2. Por el contrario, en las series de un mes de longitud, el constituyente lunar-solar quincenal (MSF) es la menor frecuencia detectada en todos los casos. Para los registros de un año, el constituyente solar-anual (SA) no es detectado, y los principales constituyentes son el solar semianual (SSA) y el lunar semidiurno (M2). Además, el constituyente ajustado con la mayor amplitud en P1 y P2 y para la serie temporal más larga (3,7 años) es el solar-anual (SA), mientras que para el nivel del mar es el lunar semidiurno (M2). La Figura 3.4 muestra (para el periodo de 3,7 años en P1 y P2) la discordancia entre los ajustes de amplitud a bajas frecuencias (principalmente los constituyentes SA, SSA, MM, y MSM) en la marea. Este hecho subraya la contribución de las fuentes de perturbación no mareales, como pueden ser los procesos de recarga en el acuífero, sobre los registros de nivel en ambos piezómetros. Como consecuencia de

esto, se detecta en las series temporales más largas en P1 y P2 que la porción de señal original debida a la marea no es la parte principal de la oscilación.

Los niveles resultantes muestran diferencias después de aplicar el método HA en cada una de las longitudes de serie analizadas (Fig. 3.5). Los resultados del filtrado para la serie más larga (3,7 años) no se muestran debido a la resolución necesaria para una visualización aceptable.

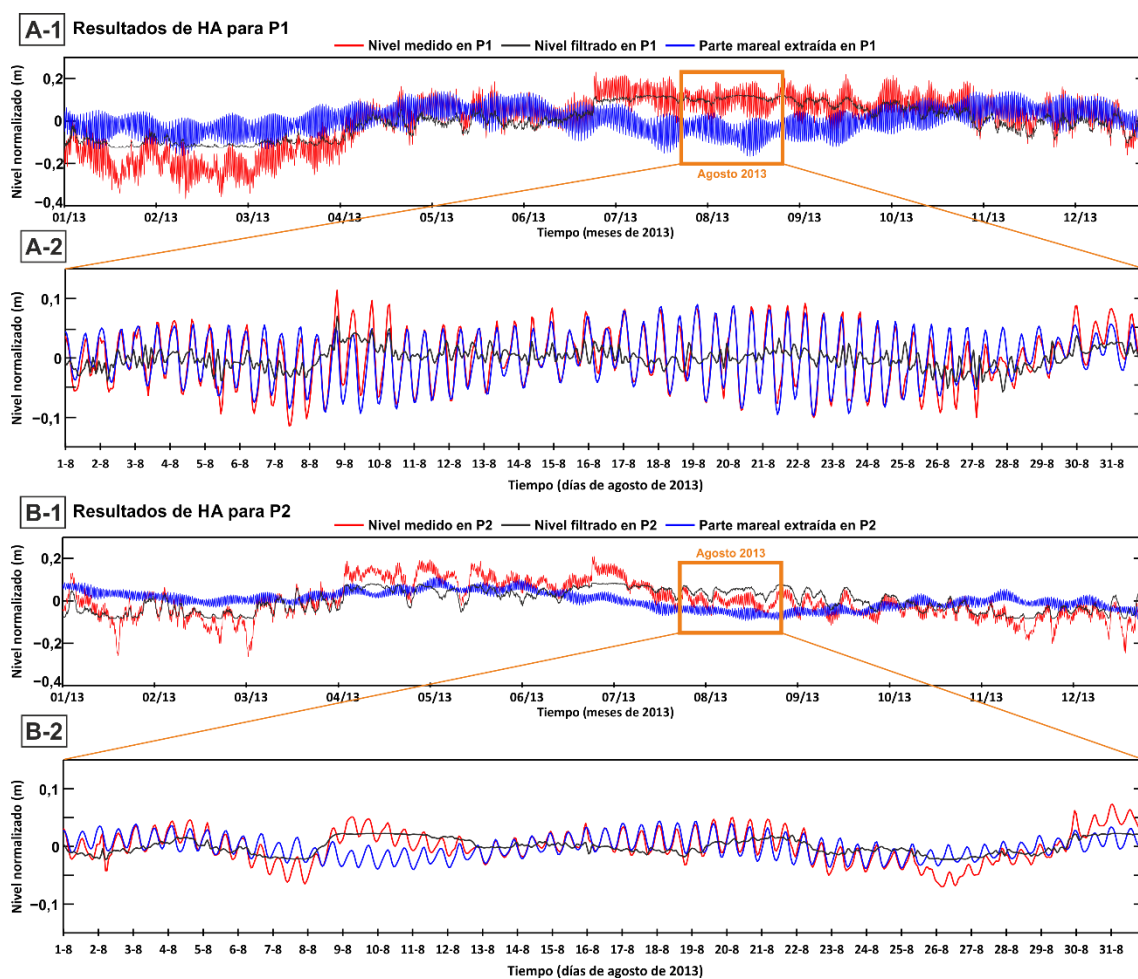


Fig. 3.5. Resultados de aplicación del método HA para un año y para un mes de registro de nivel piezométrico en los puntos P1 (A) y P2 (B). Las series de un mes (A-2 y B-2) corresponden al mes de agosto del 2013, el cual está incluido en las respectivas series temporales de un año (A-1 y B-1), pero el método ha sido aplicado sobre ambas longitudes de serie temporal de forma independiente. El nivel piezométrico medido (líneas rojas) es descompuesto en su parte mareal ajustada (líneas azules) y su parte residual (líneas negras), que corresponde al nivel piezométrico filtrado de la marea.

Para las series de nivel piezométrico de un mes de longitud (A-2 y B-2 en Fig. 3.5), los constituyentes mareales principales (M2, S2 y MSF) son más fácilmente ajustados y extraídos que para las series temporales más largas, debido principalmente a la gran cantidad de variabilidad de las bajas frecuencias en las series temporales más largas, lo

Influencia de la marea

cual entorpece el ajuste para altas frecuencias. Probablemente a consecuencia de esto, el ajuste de la varianza mareal con HA (primer bloque en las Tablas 3.1 A, 3.1 B y 3.1 C) resulta más bajo para las series temporales más largas.

Por otra parte, los datos de baja frecuencia mareal se pierden en el análisis de la serie mensual por su ausencia (o presencia incompleta) en este intervalo de tiempo. La parte mareal ajustada (líneas azules) corresponde a la componente astronómica de la marea detectada en los registros de nivel en P1 y P2, y la parte residual (líneas negras) es la que constituye el nivel piezométrico ya filtrado. En P1, la parte mareal que ha sido ajustada y extraída es claramente mayor que en P2, y la diferencia de amplitudes entre ellas revela la importancia de la profundidad en la medición del nivel piezométrico. Esto se cuantifica en el valor de la amplitud del constituyente mareal M2, ya que para el nivel del mar es de 0,156 m, 0,0521 m para P1 y 0,0186 m para P2 (Tablas 3.1 A, 3.1 B y 3.1 C). Esto indica a su vez la mayor y más rápida conexión entre mar y acuífero a mayores profundidades en un acuífero costero libre.

Este hecho parece responder al cambio en los valores del coeficiente de almacenamiento (S) a lo largo del espesor saturado del acuífero cerca del mar, donde un cambio determinado de presión hidráulica cerca del nivel freático refleja el movimiento de mayores volúmenes de agua que en la zona más profunda del acuífero, cerca del basamento. En esta situación, los valores de S corresponden a los de acuífero confinado (Erskine 1991; Nielsen et al. 1997). Por otro lado, la diferencia entre los niveles medidos en P1 y P2 podría ser explicada en parte por el efecto de la presión no hidrostática (Nielsen 1990; Wu 2009). En este sentido, el efecto de esta presión no influye en el proceso de extracción de la señal mareal con los métodos aplicados, debido a que el filtrado en sí se basa en las oscilaciones de la señal analizada (en términos de amplitud y fase). Sin embargo, el efecto de la presión no hidrostática debe tenerse en cuenta en la determinación del nivel piezométrico absoluto para cada punto de medición, como un análisis adicional posterior al proceso de filtrado.

3.2.3.1.2. Aplicación del método CWT

Las principales bandas de frecuencia han sido ajustadas en función de la longitud de la serie temporal analizada. El constituyente diario (D1, 24 h aprox.), semidiurno (D2, 12 h aprox.), cuartidiurno (D4, 6 h aprox.), y ocasionalmente octadiurno (D8, 3 h aprox.) han sido ajustados y extraídos de las series de un mes de longitud. Sin embargo, para las

series de un año y 3,7 años, es necesario incluir bandas de frecuencia adicionales que nos permitan ajustar y extraer los constituyentes mareales de baja frecuencia presentes en las series temporales. Estas bandas son las equivalentes a los constituyentes quincenales (MSF y MF), semianuales y anuales (SSA y SA, respectivamente).

El análisis de escala-tiempo para las series de un mes (Fig. 3.6) muestra la relación inversa entre la escala y bandas de pseudofrecuencias, donde la influencia mareal es destacada. La banda mareal D2 se define en el intervalo de frecuencias 0,08-0,1 h⁻¹ (eje vertical izquierdo), y la banda D1 es definida en el intervalo 0,1-0,15 h⁻¹, observándose cierto grado de solapamiento entre las bandas D1 y D2 (visible en la Figura. 3.6), como se apunta en Flinchem y Jay (2000) para el rango de frecuencia completo (entre 0,08 y 0,15 h⁻¹). Este solapamiento produce un incremento o decremento en la amplitud calculada para los constituyentes semidiurnos, lo cual da lugar a las mareas vivas y muertas, respectivamente.

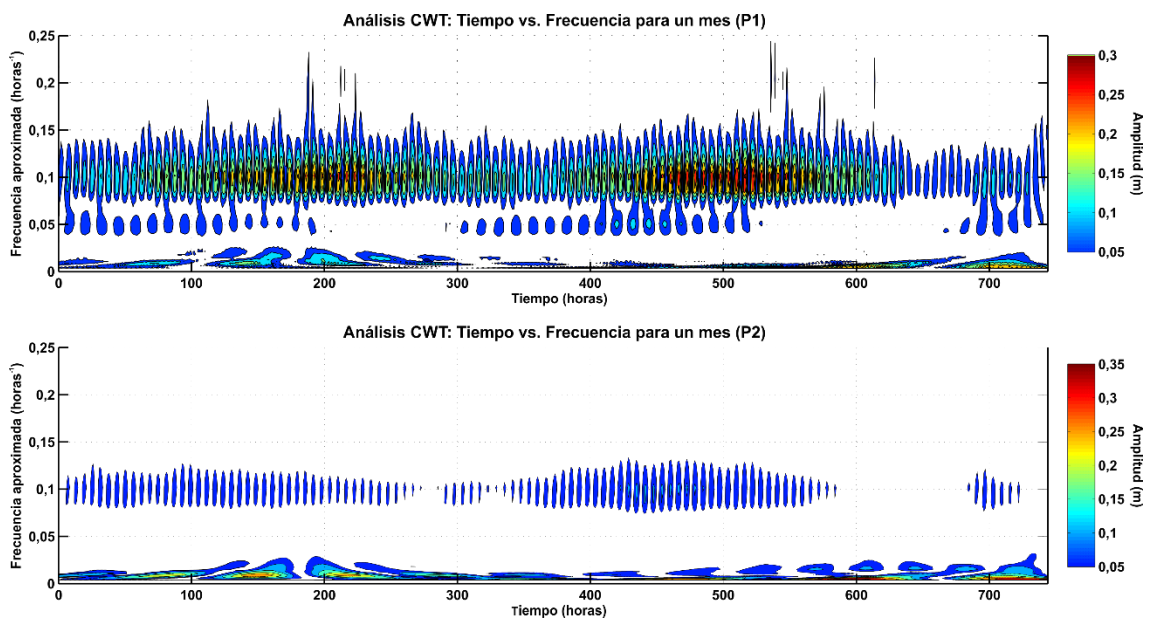


Fig. 3.6. Análisis de los resultados de CWT en el plano tiempo-frecuencia para las series de un mes, tanto en P1 (arriba) como en P2 (abajo). La barra de color del margen derecho muestra la variación de la amplitud (en metros) para las bandas de frecuencia (como la inversa de la escala) consideradas en el análisis. Nótese que los valores de las barras de color son diferentes entre P1 y P2, y los valores de amplitud menores a 0,05 m aparecen en blanco en ambos gráficos.

En un sentido más general, las bandas mareales principales detectadas para cada longitud de serie temporal en P1 y P2 son similares (D1 y D2), pero la banda D1 se observa de forma más clara en P1. Además, las amplitudes obtenidas para la parte mareal difieren entre P1 y P2, ya que la amplitud máxima es menor en el caso de P1, punto más influenciado por la marea oceanográfica, mientras que en P2 influyen en mayor grado las

Influencia de la marea

fluctuaciones no mareales, como indican los valores más elevados de la amplitud en la banda de bajas frecuencias (Fig. 3.6).

La banda correspondiente a las frecuencias más bajas extraídas de la serie mensual ha sido la quincenal, y las mayores amplitudes se reconocen en las bandas D1 y D2. Por otra parte, las bandas D4 y D8 aparecen en la franja de frecuencias sobre $0,15 \text{ h}^{-1}$. También se observan ocasionalmente frecuencias mayores que constituyen ruido, especialmente en el caso de P1 (oscilaciones de periodo inferior a 2,5 horas), que también han sido extraídas. Por tanto, las frecuencias aproximadas que se han tenido en cuenta para el proceso de filtrado de todas las longitudes de series temporales analizadas han sido definidas en los siguientes rangos:

- D1: entre $0,0357$ y $0,0463 \text{ h}^{-1}$
- D2: entre $0,0734$ y $0,0879 \text{ h}^{-1}$
- D4: entre $0,1553$ y $0,1697 \text{ h}^{-1}$

Estos rangos son similares a los obtenidos en Guo et al. (2015), ya que estas bandas comprenden casi la totalidad de las frecuencias mareales para un mes de análisis en los puntos P1 y P2. En el caso de las series temporales de un año de longitud, los resultados se ajustan en forma a los obtenidos para un mes en cuanto a las bandas de frecuencia presentes en ambos casos, pero se detectan frecuencias adicionales en rangos menores, entre $2,5 \cdot 10^{-3}$ y $3,2 \cdot 10^{-3} \text{ h}^{-1}$. Este rango es el que permite ajustar los constituyentes mareales quincenales y mensuales. El mismo proceso se realiza para las series temporales de 3,7 años, donde los constituyentes mareales semianuales y anuales son añadidos al ajuste en los rangos frecuenciales $1,14 \cdot 10^{-5}$ y $2,28 \cdot 10^{-5} \text{ h}^{-1}$, respectivamente.

Errores relativos para las señales reconstruidas con CWT (%)				
Longitud de la serie	P1		P2	
	Error máx.	Error L2	Error máx.	Error L2
Mes	2,05	1,38	2,31	2,20
Año	2,64	2,55	3,84	2,70
3,7 años	3,94	3,08	3,93	2,99

Tabla 3.2. Errores relativos máximos (Error Max.) y errores relativos cuadráticos (Error L2) obtenido para cada una de las longitudes de serie temporal analizadas (un mes, un año y 3,7 años), en P1 y P2, relativos al proceso de reconstrucción de la serie con el método CWT, si se tienen en cuenta todas las escalas definidas en el análisis. La señal reconstruida es la suma de todos los constituyentes mareales ajustados y extraídos más el componente residual (la parte no mareal).

Los ajustes conseguidos (señal original frente a señal reconstruida) han sido evaluados mediante el error relativo máximo y el error relativo cuadrático, para cada longitud de serie analizada y para los dos puntos de monitoreo de nivel utilizados, P1 y P2 (Tabla 3.2). Se observa que para todos los casos, los errores son menores al 4% cuando todas las escalas definidas son tenidas en cuenta en los análisis.

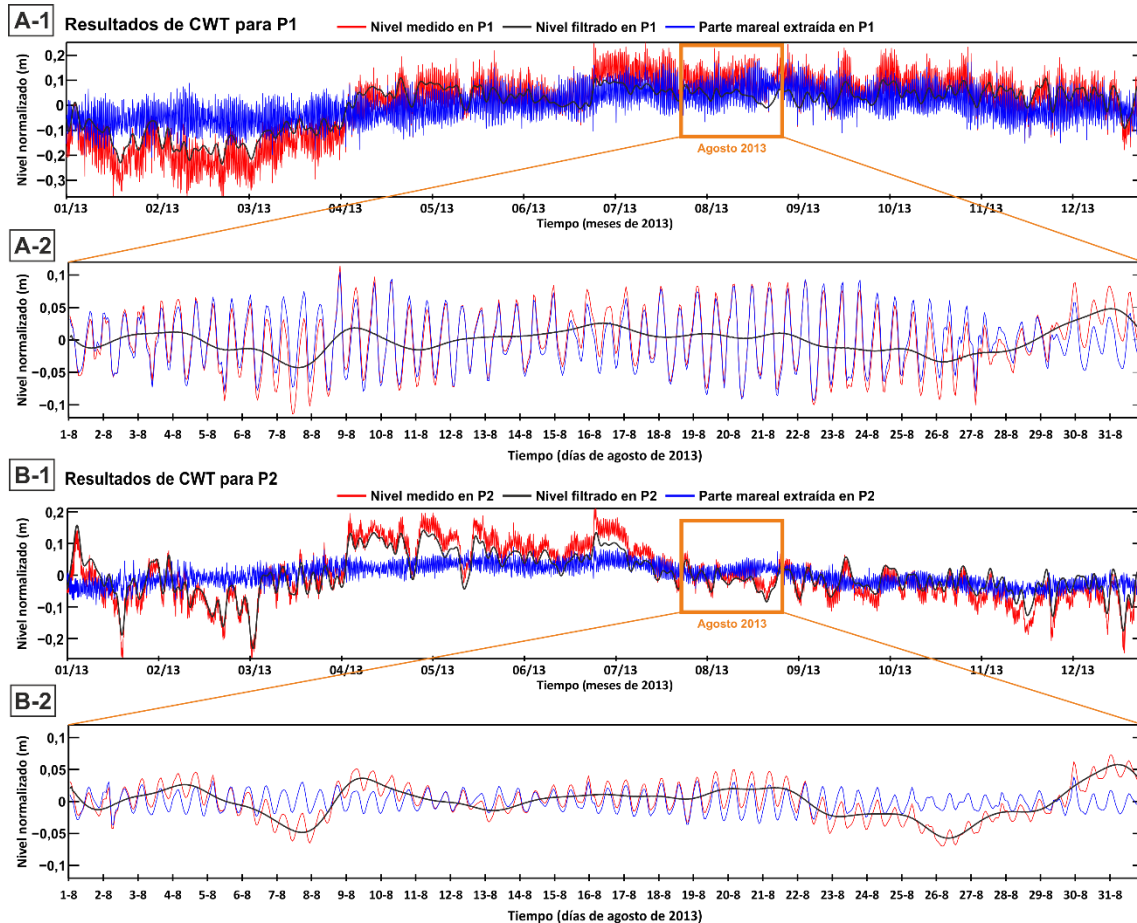


Fig. 3.7. Resultados de aplicación del método CWT para un año y un mes de registro de nivel piezométrico en los puntos P1 (A) y P2 (B). Las series de un mes (A-2 y B-2) corresponden al mes de agosto del 2013, el cual está incluido en las respectivas series temporales de un año (A-1 y B-1), pero el método ha sido aplicado sobre ambas longitudes de serie temporal de forma independiente. El nivel piezométrico medido (líneas rojas) es descompuesto en su parte mareal ajustada (líneas azules) y su parte residual (líneas negras), que corresponde al nivel piezométrico filtrado de la marea.

La Figura 3.7 muestra el nivel piezométrico filtrado en P1 y P2 para un año (A-1 y B-1) y para un mes (A-2 y B-2). Los resultados del filtrado para la serie temporal de 3,7 años no se muestran debido a la resolución necesaria para una visualización aceptable. Las líneas negras corresponden al nivel piezométrico filtrado, tanto para P1 (A) como P2 (B), mientras que las líneas azules representan la parte mareal extraída. Todas las bandas de frecuencia definidas proporcionan una extracción casi completa, ya que la influencia

Influencia de la marea

mareal en P1 y P2 es extraída prácticamente en su totalidad, y permanece así la parte no mareal.

3.2.4. Evaluación de los métodos

En la Figura 3.8 se muestra la comparación de los niveles filtrados para los piezómetros P1 y P2, obtenidos con los métodos HA y CWT para las series temporales de 3,7 años, un año y un mes. La comparación se centra en el mes que tienen en común, donde coinciden en tiempo (agosto de 2013).

El nivel filtrado obtenido mediante la aplicación de HA (Fig. 3.8 A y Fig. 3.8 B) muestra una oscilación mareal residual para la serie temporal de 3,7 años, que corresponde en cuanto a frecuencia a los constituyentes semidiurnos y diurnos. Este hecho es más patente en el caso de P1 que en P2, y con un efecto atenuante (menos remarcable en amplitud) para las series temporales más cortas. Para un mes de datos, los principales constituyentes (M2, S2 y MSF) son ajustados y filtrados.

A frecuencias menores, tales como los constituyentes mensual y semianual no están presentes en la señal de una forma completa y por tanto, no son ajustados ni filtrados en la serie mensual, hecho que da lugar a ciertas diferencias en la tendencia de los niveles filtrados entre la serie de un mes y la de un año. Del mismo modo, los constituyentes anuales solo son ajustados en la serie más larga, de 3,7 años, lo que también resulta en ciertas diferencias de tendencia en el resultado de nivel filtrado. Además, en las tres longitudes de serie temporal permanece cierto nivel de ruido en los niveles ya filtrados.

Los resultados del filtrado obtenidos mediante CWT (Fig. 3.8 C y Fig. 3.8 D) proporcionan una extracción prácticamente completa de la influencia mareal en P1 y P2, aunque se observan algunas diferencias entre las series temporales analizadas para las frecuencias más bajas. Por el contrario, los resultados del filtrado obtenido mediante HA muestran una cierta carencia en el ajuste para las frecuencias diurnas, especialmente notable cuando el método es aplicado en la serie temporal más larga. Esto queda verificado mediante la comparación de las desviaciones estándar de las oscilaciones mareales residuales remanentes en ambos métodos. La desviación estándar con el método HA para la serie temporal de 3,7 años es de 0,0201 m para P1 y de 0,0108 m para P2, mientras que con el método CWT son de 0,0024 m para P1 y de 0,0025 m para P2.

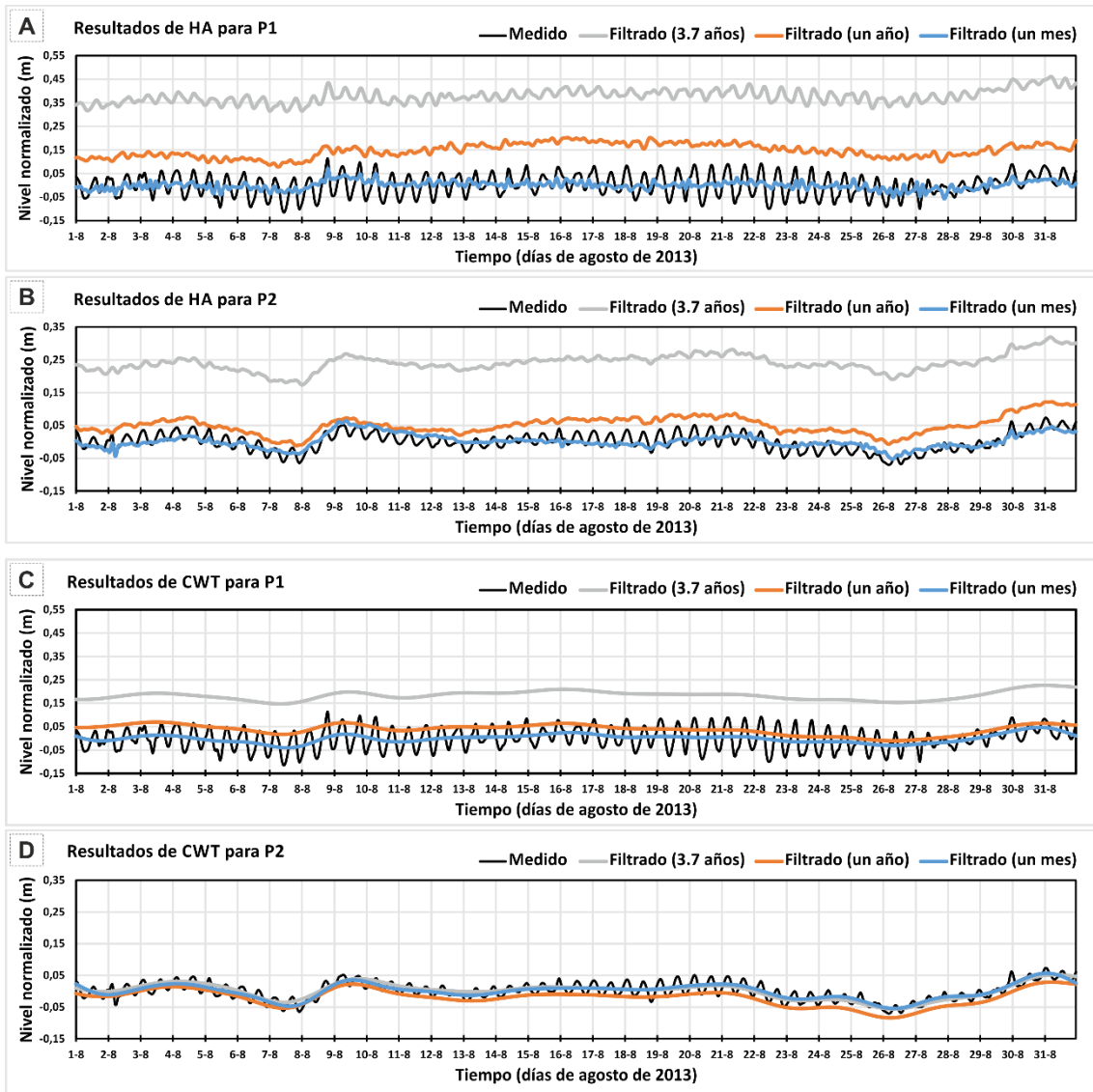


Fig. 3.8. Comparación entre las series temporales de longitudes de 3,7 años, un año y un mes, de nivel piezométrico filtrado para P1 y P2, obtenidos mediante los métodos HA (A y B) y CWT (C y D). Las series han sido ajustadas en una ventana temporal de un mes, con el fin de poder representarlas y compararlas. Los niveles relativos para un mes, un año y 3,7 años (eje y) no se superponen debido a que el valor medio extraído previamente al análisis en cada caso es distinto y corresponde a cada una de las longitudes temporales.

3.2.5. Discusión

Los constituyentes analizables en una señal o serie temporal están en principio restringidos por el número de ocurrencias de cada uno de los constituyentes dentro del intervalo temporal analizado, lo cual ha sido verificado con los dos métodos aplicados. Esto significa que un constituyente específico debe aparecer en la serie temporal analizada al menos dos veces (dos oscilaciones completas), o lo que es lo mismo, que la serie contemple un tiempo igual a dos veces el periodo de dicho constituyente.

Influencia de la marea

Generalmente, un número mayor de oscilaciones de un constituyente dado se traduce en una mejor definición del mismo, de modo que la detección y ajuste a altas frecuencias debería ser mejor que a bajas frecuencias para una determinada longitud de serie temporal. Por el contrario, en este caso se observa que, cuando la serie temporal analizada es más corta, los constituyentes mareales presentes son más fácilmente detectados y ajustados, ya que la parte mareal de alta frecuencia (constituyentes diurnos y de periodo menor) es más significativa dentro del total de la serie, y esto ocurre especialmente cuando el método HA es aplicado. Debido a esto, las amplitudes aparentes de los constituyentes de alta frecuencia pueden ser erróneamente sobreestimadas o subestimadas por la presencia de constituyentes de menor frecuencia en las series temporales más cortas, las cuales están presentes pero son imposibles de ajustar con fines de filtrado. Un filtrado apropiado de un constituyente mareal determinado también depende de sus similitudes a otros constituyentes no mareales ocasionales que presenten frecuencias cercanas a éste.

Los resultados del filtrado con el método HA para P1 y P2 (Tabla 3.1 A, B y C) muestran valores diferentes para los constituyentes mareales principales detectados en la series de nivel piezométrico de 3,7 años de longitud. Para el nivel del mar analizado, el constituyente principal (en relación a la amplitud) es claramente el semidiurno (M2), mientras que para P1 y P2 los constituyentes principales son el solar anual y semianual (SA y SSA). Esto puede ser causa de un ajuste incorrecto de las oscilaciones mareales de baja frecuencia presentes en el nivel piezométrico, donde las bajas frecuencias de fuentes de perturbación no mareales (como por ejemplo las oscilaciones estacionales de recarga y las oscilaciones en la descarga) son parcial o totalmente añadidas a los constituyentes mareales de baja frecuencia. Este efecto es más notorio en P2, donde el nivel piezométrico medido muestra oscilaciones de mayor amplitud a bajas frecuencias que en el caso de P1, de modo que parte de las oscilaciones debidas a fuerzas no mareales son fijadas como oscilaciones mareales de baja frecuencia. Por ello, los constituyentes SA y SSA en P2 son mayores que para P1 y que incluso para el nivel del mar.

La amplitud de las oscilaciones de la componente no mareal (factores de recarga y descarga del acuífero y otras fuentes no mareales) en P2 son mayores que en P1, como deja ver el método HA. Por el contrario, las altas frecuencias mareales en P1 son más notables que en P2, lo que indica que estas son mejor detectadas y por tanto mejor ajustadas a mayor profundidad en el acuífero.

Los resultados de la aplicación del método CWT sugieren que el ajuste en las bandas de frecuencia y la resolución entre éstas es mejor para series temporales más largas, en las cuales los constituyentes mareales presentan mayor número de oscilaciones para conseguir un ajuste mejor. El método CWT resulta muy útil a la hora de mantener constante la relación tiempo-frecuencia expresada en la ecuación (3.28), debido a que los resultados del filtrado para las diferentes longitudes de series temporales son más similares entre ellas. El ajuste total conseguido para cada longitud temporal ha sido aceptable en este caso, si se tienen en cuenta los bajos valores de error en la comparación entre las señales reconstruidas y las originales (Tabla 3.2). En los casos donde los procesos no mareales son perceptibles en el nivel piezométrico tras el filtrado, el método CWT podría aún ser útil para llevar a cabo análisis sucesivos, simplemente con la aplicación de filtros adicionales que coincidan con todos los posibles constituyentes detectados, pero la naturaleza y periodicidad de estos procesos no mareales debe ser bien conocida (en términos de frecuencia y amplitud) para conseguir ajustes adicionales aceptables.

El método CWT es un análisis novedoso para la limpieza de las series temporales de nivel piezométrico en acuíferos costeros y ofrece muchas posibilidades de desarrollo sobre nuevos estudios mareales y no mareales. La recuperación correcta de las componentes mareal y no mareal del nivel viene determinada por los límites de resolución según la restricción de Heisenberg. El método HA también ha resultado ser muy válido para el análisis de niveles piezométricos afectados por la marea oceanográfica, pero resulta insuficiente para la parte no mareal, especialmente en los casos en los que esta parte es mayor que la parte mareal. Además, cuando se aplica el método HA en la serie temporal más larga (3,7 años), se observa una oscilación residual en la serie ya filtrada correspondiente a las oscilaciones mareales semidiurnas y diurnas, con una desviación estándar de 0,0201 m de dicha residual en P1 y de 0,0108 m en P2, frente a los 0,0024 m en P1 y 0,0025 m en P2 con el método CWT. Para las series de un mes y un año, esta falta de ajuste tiene una desviación estándar menor a 10^{-3} m.

Los procesos de recarga y descarga que se dan en el acuífero producen una evolución determinada sobre el nivel del agua subterránea a lo largo de todo el sistema, la cual no puede ser reconocida en zonas costeras afectadas por la marea oceanográfica sin filtrar primero los efectos mareales de las series temporales medidas, especialmente cuando las oscilaciones no mareales en los datos analizados son cercanas en frecuencia a las

Influencia de la marea

oscilaciones mareales (para el análisis mediante HA), o cuando la banda de frecuencia mareal es demasiado ancha (para el análisis mediante CWT).

Teo et al. (2003) indicaron que la componente no mareal debida a las variaciones de nivel del agua subterránea afectado por la marea oceanográfica juega un papel importante en todos los casos. Igualmente, la corrección de alto orden para la solución lineal que desarrollan estos autores se espera que sea particularmente importante bajo ciertas combinaciones de ondas (debido a las oscilaciones mareales de muy alta frecuencia u oleaje en aguas someras) y características del terreno en acuíferos costeros. La parte no lineal debida a la marea oceanográfica es despreciada en este estudio debido a las características del acuífero y a la configuración del contacto acuífero-mar, ya que no aparecen de forma notoria este tipo de perturbaciones.

Sin embargo, el comportamiento no lineal del nivel piezométrico debería ser considerado en análisis adicionales, donde los procesos internos del acuífero que producen estas perturbaciones no lineales estén bien monitorizados, de forma continua y con alta resolución temporal. Por el contrario, la sobrecarga producida en el nivel piezométrico debido a la oscilación mareal puede contribuir en amplitud a la parte no mareal en este tipo de análisis. Las características del acuífero y del contacto acuífero-mar en este caso podrían justificar los efectos despreciados de la sobrecarga hidráulica en el nivel piezométrico debida a la marea oceanográfica en P1 y P2 (distantes de la costa y en profundidad). Este efecto debe tenerse en cuenta cuando se reconozcan en el nivel piezométrico características que indiquen una clara influencia del mismo, tales como oscilaciones de alta frecuencia en las series de nivel piezométrico o fenómenos costeros eventuales.

3.2.6. Conclusiones

Se han aplicado dos métodos, HA (*Harmonic Analysis*) y CWT (*Continuous Wavelet Transform*), para filtrar la oscilación mareal en el nivel piezométrico medido en el sector más próximo a la costa en el acuífero costero Motril-Salobreña, con el objetivo de comparar los resultados obtenidos por ambos y evaluar así la mejor opción de filtrado. Ambos métodos han sido aplicados a tres longitudes distintas de serie temporal de nivel para evaluar también la influencia de la misma en los resultados. Los resultados muestran que ambos métodos de filtrado proporcionan una resolución aceptable de la parte mareal del nivel, lo que permite la extracción casi completa de los constituyentes mareales que

pueden ser detectados en el nivel piezométrico costero, aunque se han observado algunas diferencias entre ellos.

El proceso de filtrado con el método HA proporciona mejores resultados para las serie temporal más corta (un mes), incluso en ausencia de las frecuencias mareales más bajas, las cuales no pueden ser ajustadas en este caso. Para las series temporales más largas (un año y 3,7 años), los ajustes resultan incompletos, ya que las oscilaciones mareales semidiurnas permanecen en parte en el nivel piezométrico. Las frecuencias mareales más bajas detectadas en estos casos son ajustadas junto con las oscilaciones no mareales debido a que los valores de amplitud para los constituyentes anuales y semianuales (SA y SSA) son mayores que en el nivel del mar en ambos piezómetros. Esto da lugar a una sobreestimación de los constituyentes mareales de baja frecuencia. Este efecto podría ser corregido con un mejor conocimiento de los procesos no mareales de periodo más largo, si se monitoriza el nivel piezométrico de forma continua para obtener series temporales más largas que permitan un incremento en la resolución de frecuencia.

Los resultados obtenidos mediante la aplicación del método CWT muestran mejores ajustes que con el método HA tanto en altas como en bajas frecuencias mareales en los niveles piezométricos para todas las series temporales analizadas, ya que la parte mareal y el posible ruido remanente (oscilaciones de periodo menor a una hora) son ajustadas casi por completo con el método CWT. Sin embargo, los resultados obtenidos con CWT muestran un cierto desacople entre los resultados de cada longitud de serie temporal debido a la falta de ajuste a bajas frecuencias (no ajustables en las series más cortas), pero proporciona por otra parte un acoplamiento muy leve entre las bajas frecuencias mareales y no mareales (es decir, que apenas se produce mezcla entre estas).

Las diferencias en la evolución temporal del nivel piezométrico en los dos puntos de medición filtrados también indican que la profundidad de medición afecta de manera importante al nivel medido y por tanto al proceso de filtrado. Los métodos propuestos destacan los efectos producidos por la profundidad de medición del nivel en la franja costera del acuífero, ya que el efecto de la marea es más evidente a mayor profundidad en el acuífero. Estos métodos también permiten la extracción de la parte mareal incluso cuando esta es muy leve (como es el caso de P2), lo que significa que los métodos podrían constituir herramientas muy útiles para el filtrado de los datos de nivel afectado por la marea oceanográfica. Con ello se podría conseguir un mayor control en los acuíferos costeros mediante el análisis sistemático completo y automatizado de las series temporales.

3.3. Utilización de la señal mareal para la estimación de parámetros hidrogeológicos

3.3.1. Introducción

En áreas costeras, el nivel piezométrico está sujeto a variaciones regulares debido a las oscilaciones de nivel del mar, las cuales impiden una correcta aplicación de los métodos clásicos de interpretación de ensayos de bombeo que asumen un estado estacionario del mismo. Esta circunstancia precisa que el método más comúnmente utilizado para estimar los parámetros hidrogeológicos en dichos ensayos sea complementado con otras técnicas basadas en la propagación de las fluctuaciones periódicas en el nivel piezométrico, que además han sido aplicados en acuíferos confinados (Zhou 2008) o acuíferos multicapa (Chen y Jiao 1999), con la corrección de las fluctuaciones (Trefry y Johnston 1998) o con la extracción previa de la influencia mareal completa (Chapuis et al. 2006). Sin embargo, los resultados obtenidos con estos métodos presentan ciertas suposiciones en diferentes aspectos y necesitan ser aplicados con precaución, adaptados a cada caso de forma específica (Calvache et al. 2016).

Ya que las oscilaciones del nivel del mar son fácilmente medibles y comparables con el nivel piezométrico afectado por éstas simultáneamente, una comparación directa entre ambos puede convertirse en una herramienta muy útil para la estimación de la difusividad hidráulica $D = T/S$ (donde T es la transmisividad y S es el coeficiente de almacenamiento), la cual constituye un indicador efectivo de la conectividad hidráulica (Knudby y Carrera 2005), que es más representativo cerca del borde costero (Slooten et al. 2010).

La metodología más utilizada para el cálculo de la D a través de la influencia mareal es la basada en los métodos de respuesta de mareas (*Tidal Response Methods*, TRM), desarrollada a partir de las ecuaciones de Jacob (1950) y Ferris (1951), las cuales proporcionan valores representativos de este parámetro. Los TRM se componen de dos métodos principales: (1) desfase o retardo (*time lag*, TL) entre las oscilaciones del nivel del mar y las consecuentes oscilaciones del nivel piezométrico, y (2) eficiencia de mareas (*tidal efficiency*, TE), que representa la atenuación de la amplitud de las oscilaciones mareales cuando se propagan en el acuífero, la cual indica la transmisión efectiva tierra adentro de dichas oscilaciones. Ambos fenómenos dependen de las características hidrogeológicas del acuífero.

Las ecuaciones clásicas de los TRM suponen ciertas premisas (homogeneidad, isotropía, longitud infinita del acuífero hacia el interior, línea de costa extensa y recta, contacto acuífero-mar vertical y condiciones confinantes o semiconfinantes en el acuífero). Estas no siempre se cumplen y la influencia de cada una de ellas no está bien definida (Kong et al. 2011).

A pesar de que las soluciones analíticas fueron desarrolladas para condiciones confinantes, los métodos mareales han sido ampliamente aplicados en acuíferos libres, especialmente en base al hecho de que en sus zonas más profundas, donde la saturación y desaturación no tiene lugar, las condiciones hidrogeológicas se pueden asemejar a las de un sistema confinado (Nielsen 1990, Erskine 1991). Además, las condiciones propuestas por Millham y Howes (1995) revelan la importancia de la profundidad y la distancia del punto de medida del nivel piezométrico al borde costero para la aplicación de los TRM en acuíferos libres, es decir, el espesor del sistema acuífero debería ser mucho mayor que la amplitud de las oscilaciones, y los puntos de observación del nivel deberían estar lo suficientemente lejos del punto de descarga principal del acuífero.

Los métodos de respuesta de mareas han sido ampliamente usados por numerosos autores con el fin de estimar las propiedades hidráulicas de los acuíferos costeros, pero además para explorar sus límites de aplicación. Por ejemplo, Erskine (1991) utiliza los métodos basados en TL y TE para filtrar las lecturas piezométricas, y observa que la transmisión de la marea oceanográfica en un acuífero libre es más rápida y menos atenuada a mayores profundidades. Muchos de estos estudios han confirmado que TL se incrementa de forma lineal con la distancia a la costa, mientras que TE decrece de forma exponencial (Jha et al. 2003; Trefry y Johnston 1998; Trefry y Bekele 2004; Banerjee et al. 2007; Zhou 2008; Chattopadhyay et al. 2014). Sin embargo, la aplicabilidad de los TRM sobre datos de nivel piezométrico medido a diferentes profundidades y su influencia sobre los resultados no ha sido evaluada, lo que constituye uno de los objetivos de este estudio.

Las diferencias entre los valores de D obtenidos mediante los métodos TL y TE han sido una cuestión comentada en varios trabajos (Erskine 1991; Trefry y Johnston 1998; Zhou 2008). Millham y Howes (1995), los cuales aplican los métodos TL y TE para determinar la conductividad hidráulica (K), pero el método TE es descartado debido a los resultados erráticos que obtienen. Trefry y Bekele (2004) investigan los resultados diferentes de TL y TE, y muestran que la heterogeneidad en la conductividad hidráulica de un acuífero es un factor determinante en las diferencias entre los valores de D

Influencia de la marea

obtenidos con TL y TE. Además, en la mayoría de los estudios, el valor de retardo obtenido con la aplicación del método TL se asume como un valor de tiempo promedio entre las oscilaciones mareales más prominentes (normalmente las semidiurnas) y las oscilaciones inducidas en el nivel piezométrico. De hecho, las oscilaciones mareales no son estáticas a través del tiempo, y tampoco existe una simetría perfecta entre la subida y la bajada de la oscilación del nivel del mar (del tipo sinusoidal), ya que la subida suele tener mayor pendiente que el descenso (Nielsen 1990). Por ello sería necesario un análisis separado del desfase entre ambas series de ondulaciones para los picos de nivel máximo y mínimo a fin de determinar la mejor práctica.

Otro inconveniente existente en la aplicación de estos métodos es la asunción de que el nivel piezométrico que se ve perturbado por la marea oceanográfica es un nivel estático, solo afectado por ésta. Pero realmente es un nivel dinámico, afectado por los procesos de recarga y descarga en el acuífero a lo largo del tiempo, los cuales enmascaran las oscilaciones inducidas por la marea oceanográfica (Fig. 3.9). El método aplicado para poder aislar la influencia de la marea oceanográfica se basa en un análisis multibanda (de frecuencia) de series temporales con el que diferenciar las componentes del nivel piezométrico (Sánchez-Úbeda et al. 2016), como se ha descrito en el apartado anterior.

El objetivo principal de este apartado es comprobar el uso de los métodos TRM, mediante el uso de diferentes series de datos de niveles, mediante la evaluación de la influencia de la profundidad de medida del nivel piezométrico y de las oscilaciones producidas por fuentes no mareales sobre los resultados obtenidos. Así se pretende obtener una visión más general de cómo utilizar estas técnicas con datos de campo de nivel piezométrico heterogéneos y variables. Los datos de nivel piezométrico analizados en este apartado han sido medidos en el acuífero costero Motril-Salobreña a diferentes profundidades, los cuales se ven afectados por la oscilación mareal, y de los que se dispone de series temporales largas. Los objetivos concretos de este apartado son los siguientes:

- Analizar el impacto en los resultados de TRM cuando se incluye o excluye la parte no mareal del nivel piezométrico.
- Establecer las diferencias entre la aplicación de los métodos TL y TE en TRM.
- Comparar el uso de los picos máximos y mínimos de las oscilaciones para la estimación de los valores de retardo.

- Determinar la influencia de la profundidad de medida del nivel piezométrico sobre la aplicación de los TRM.

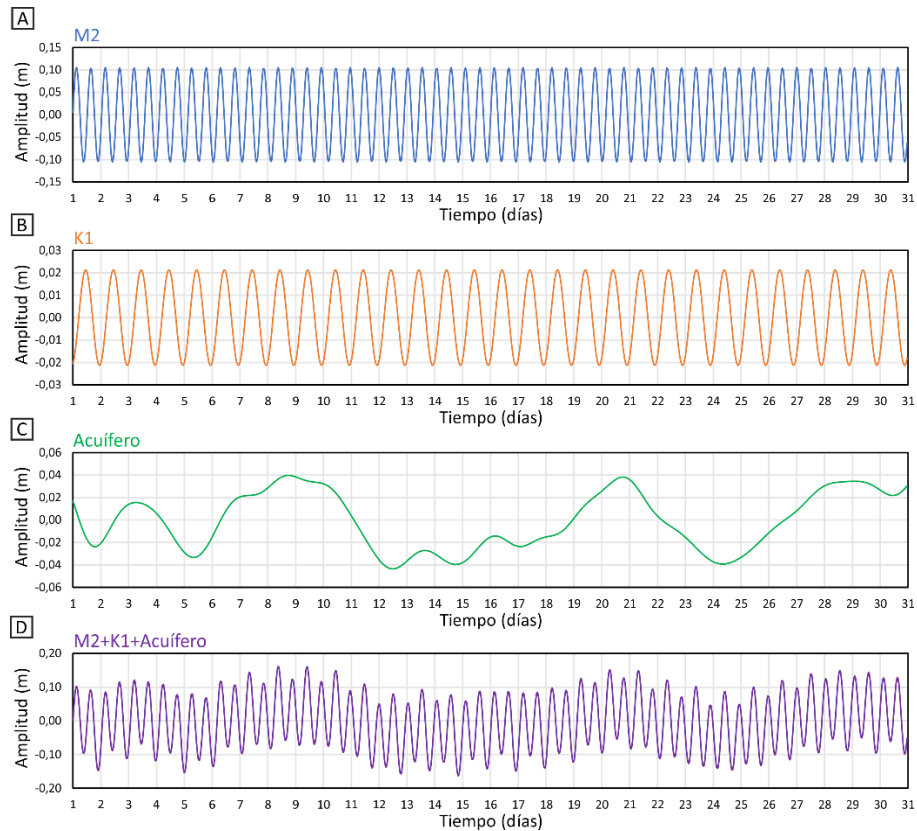


Fig. 3.9. Ejemplo de perturbación de niveles, en el que se observa cómo dos constituyentes mareales diferentes, el semidiurno M2 (A) y el diurno K1 (B) quedan enmascarados junto con el nivel no estático del acuífero (C), lo que da lugar al nivel piezométrico afectado por la oscilación mareal (D).

3.3.2. Metodología

Se ha calculado el valor del coeficiente de difusividad hidráulica ($D = T/S$) mediante la aplicación de los métodos TRM (TL y TE) sobre dos series de datos diferentes: (1) las series de nivel piezométrico completas (medidas en campo), y (2) solamente la componente mareal extraída del nivel piezométrico. Para el análisis del método TL, se ha distinguido también entre los valores de retardo obtenidos entre picos oscilatorios máximos (max) y entre picos mínimos (min). Los datos de nivel obtenidos a diferentes profundidades han sido utilizados independientemente para testificar el efecto de la profundidad de medición sobre los valores de D obtenidos.

Influencia de la marea

El análisis se ha realizado sobre las series de nivel piezométrico (datos horarios) correspondientes a agosto de 2013 obtenidas en los piezómetros P1 y P2, situados en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña, a 300 m del borde costero (Fig. 3.10).

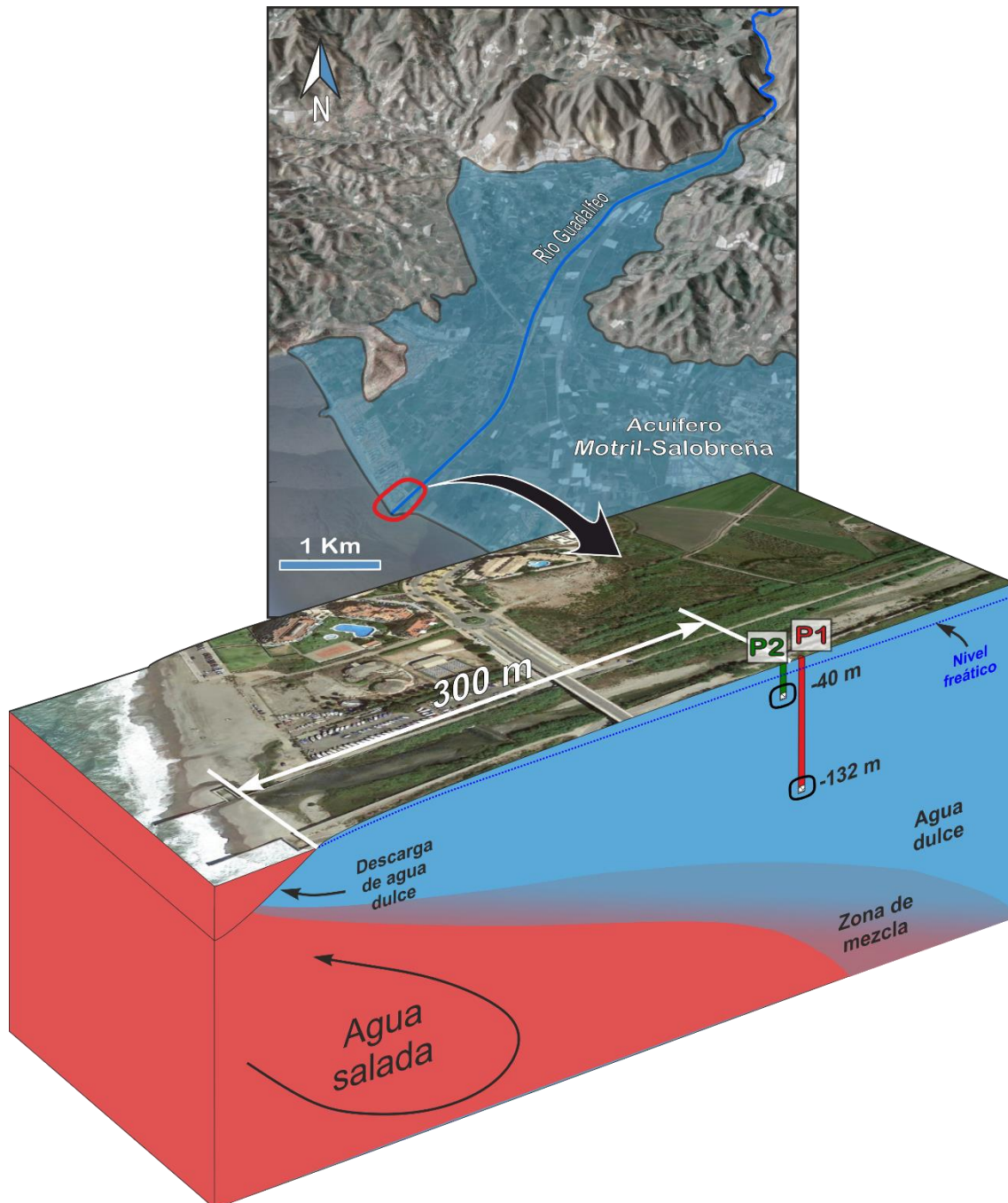


Fig. 3.10. Localización y esquema representativo de la situación de los piezómetros P1 y P2 en relación a la cuña salina en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña, junto a la desembocadura del río Guadalfeo.

La serie temporal de datos de nivel del mar es de un mes de longitud, obtenida del mareógrafo situado en el Puerto de Motril (red de Puertos del Estado, Ministerio de Fomento, Gobierno de España).

3.3.2.1. Medición del nivel piezométrico y preprocesado

El valor medio de nivel se ha extraído de cada una de las series temporales normalizadas a la media, lo cual hace que el valor medio de las series resultantes sea igual a cero en todas ellas con el fin de poder compararlas gráficamente con facilidad. Esto permite visualizar de forma directa las diferencias que presentan entre sí con una mayor resolución.

Los datos en bruto tomados cada cinco minutos del nivel del mar se han tratado previamente con la aplicación de un filtro asimétrico para eliminar el ruido y las oscilaciones con periodos menores a una hora, con lo cual queda recalculada con una resolución temporal horaria, ya comparable de forma directa con los registros de nivel piezométrico. Igualmente, el nivel piezométrico ha sido limpiado con un filtro de paso bajo, que elimina el ruido residual presente en la señal (oscilaciones por debajo de una hora y picos aleatorios) asociado en la mayoría de los casos a oscilaciones de alta frecuencia debidas al manejo de los instrumentos de medida durante la descarga de datos o picos de error de lectura de la presión. Después, los pasos de tiempo (entre dato y dato) en las series temporales se redimensionan a cinco minutos, mediante la aplicación de una interpolación de la señal en el dominio de Fourier (*Fast Fourier Transform*), con el fin de mejorar la resolución temporal de la estimación del retardo o desfase y la amplitud en los ajustes posteriores. A diferencia de los datos de nivel del mar en bruto que nos proporciona el mareógrafo, los datos redimensionados ya han sido filtrados previamente del ruido, como se ha mencionado anteriormente.

3.3.2.2. Separación de las componentes mareal y no mareal

Las series temporales de nivel piezométrico son desdobladas en sus dos componentes principales: (1) la componente astronómica, formada por las constituyentes de la marea oceanográfica reconocibles en el piezómetro, y (2) la componente no mareal, debida a varios procesos de recarga y descarga, así como a perturbaciones de otra naturaleza (cambios en el flujo de un río cercano, fluctuaciones de la recarga por la lluvia, eventos de tormenta y oleaje costero, entre otros). Las oscilaciones no mareales con fluctuaciones de alta frecuencia en el nivel del mar debidas a las condiciones meteorológicas cambiantes

Influencia de la marea

(viento, acción del oleaje, etc.) se han asumido despreciables en base a la asunción de que son filtradas casi en su totalidad por el medio poroso que constituye la franja costera (Kacimov y Abdalla 2010), desde el contacto acuífero-mar hasta el punto de medición del nivel piezométrico.

La influencia de la marea oceanográfica en el nivel piezométrico puede ser representada como la suma de constantes o constituyentes mareales de forma similar a como se hace con la marea medida en mar abierto (Bye y Narayan 2009). Tanto la marea oceanográfica como sus efectos en el nivel piezométrico tienen características y formas oscilatorias muy similares, de modo que los métodos que se aplican comúnmente en los estudios mareales pueden ser aplicados al nivel piezométrico.

La descomposición en sus constituyentes se ha llevado a cabo mediante el método CWT (*Continuous Wavelet Transform*), explicado detalladamente en el apartado anterior (epígrafe 3.1.3.1.2). El método CWT ha sido utilizado en varios estudios de análisis y predicción de mareas (Jay y Flinchem 1995; 1997; 1999; Flinchem y Jay 2000; Parker 2007; Erol 2011), y ha sido aplicado por primera vez sobre el nivel piezométrico perturbado por la marea oceanográfica en Sánchez-Úbeda et al. (2016). En este caso el método es implementado mediante el uso de herramientas basadas en CWT que utiliza diferentes funciones predefinidas en Matlab®.

3.3.2.3. Métodos de respuesta mareal (*Tidal Response Methods*, TRM)

Los métodos TRM son aplicados sobre la base de las expresiones derivadas por Jacob (1950) y Ferris (1951), quienes definieron el nivel piezométrico esperado a través de una conexión acuífero-mar perturbado por fuerzas mareales (Zhou 2008):

$$H(x, t) = H_0 e^{-x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \text{sen} \left(\frac{2\pi t}{t_0} - x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}} \right) \quad (3.30)$$

donde H (L) es el nivel piezométrico a una distancia x (L) de la costa para un tiempo t (T), H_0 (L) es la amplitud de la marea oceanográfica, t_0 (T) es el periodo de la oscilación mareal, T (L²/T) es la transmisividad del acuífero, y S (adimensional) es el coeficiente de almacenamiento del acuífero. A partir de la expresión (3.30) se obtienen las siguientes expresiones:

$$H_x = H_0 e^{-x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \quad (3.31)$$

$$TE = e^{-x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \quad (3.32)$$

$$TL = x \sqrt{\frac{t_0 S}{4\pi T}} \quad (3.33)$$

donde H_x (L) es la amplitud de la oscilación inducida en el nivel piezométrico a una distancia x de la costa, TE (adimensional) es la eficiencia de marea, TL (T) es el retardo o desfase entre un pico de la oscilación del nivel del mar y un pico de la consecuente oscilación inducida en el nivel piezométrico, y la relación T/S en (32) y (34) es el coeficiente de difusividad hidráulica, D (L^2/T).

Debido a que las diferencias entre amplitudes de fluctuación del nivel del mar y nivel piezométrico son variables en el tiempo, los valores de TE son calculados, para un mes de datos de nivel observado en P1 y P2, como la razón entre la desviación estándar (STD) de las series temporales de un mes de nivel piezométrico (STD_{NP}) y de nivel del mar (STD_{NM}). Además, con esto se utilizan todos los datos de la serie temporal en vez de tan solo los datos de los picos de la oscilación como se suele hacer en el cálculo de TE , lo cual reduce los efectos de los valores individuales respecto a la estimación de la amplitud media de diferencia entre los picos de las series comparadas (Erskine 1991):

$$TE = \frac{STD_{GW}}{STD_{TIDE}} \quad ; \quad STD = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (3.34)$$

donde N es el número total de datos en la serie temporal, x_i es el valor del dato de nivel número i (piezométrico o mareal), y \bar{x} es la media de todos los datos de nivel (piezométrico o mareal). Después, los valores de D se obtienen con la aplicación de las expresiones (3.32) y (3.33).

Por otra parte, los valores de retardo (desfase) se obtienen mediante el análisis de picos, que consiste en la evaluación de la diferencia en el tiempo de cada pico (máximos y mínimos) entre las series temporales de nivel del mar y los registros piezométricos, siempre referido al intervalo temporal entre picos consecutivos de nivel del mar y el consecuente pico en el nivel piezométrico. Debido a la naturaleza asimétrica de la oscilación mareal (Nielsen 1990), este análisis se realiza de forma independiente para picos máximos y picos mínimos en el constituyente mareal semidiurno, M2 (con un periodo de 12,42 horas) con el fin de comprobar las diferencias entre los retardos obtenidos para máximos y para mínimos, ya que resulta ser el constituyente mareal de mayor amplitud detectado en el nivel piezométrico (Fig. 3.11). Según esto, para cada

Influencia de la marea

análisis de máximos y mínimos sobre un mes de datos horarios de nivel piezométrico se obtienen 60 picos que son posteriormente comparados en tiempo con los picos en el nivel del mar, con lo que se obtienen 60 valores de retardo. Los valores medios de retardo para picos máximos y para picos mínimos de todo el mes son calculados y aplicados posteriormente en la expresión (3.33) para la obtención de los valores de difusividad hidráulica.

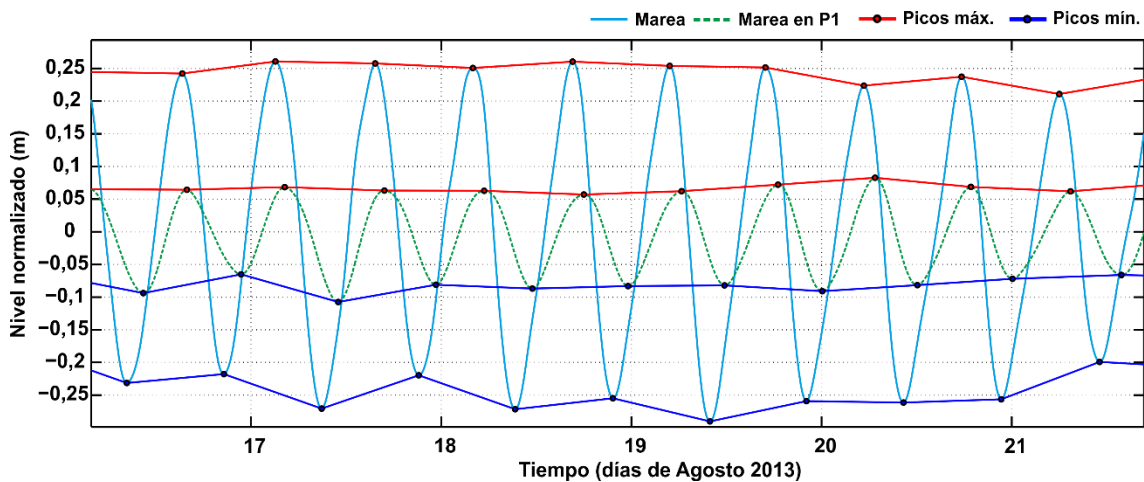


Fig. 3.11. Ejemplo de evaluación del retardo entre picos de las oscilaciones debidas al constituyente mareal semidiurno (M2) del nivel del mar y de la componente mareal extraída del nivel piezométrico, tanto para picos máximos como mínimos (marea alta y baja, respetivamente). El eje del tiempo se refiere a las series temporales interpoladas cada 5 minutos, para el periodo entre el 01-08-2013 (0:00) y el 31-08-2013 (23:00).

3.3.3. Resultados

Las oscilaciones mareales que se detectan en P1 son de mayor amplitud que las detectadas en P2, que son 0,3 m 0,15 m, respectivamente (Fig. 3.12). Esto es debido principalmente a la diferencia en las condiciones de presión hidráulica entre ambos piezómetros, es decir, a la diferencia de carga hidráulica según la profundidad, ya que a mayor profundidad, las oscilaciones parecen estar menos atenuadas y su transmisión es más rápida, y donde las condiciones hidrogeológicas son más parecidas a las de los acuíferos confinados que a menor profundidad (Erskine 1991).

Los principales constituyentes mareales que se observan en un mes de datos de nivel piezométrico son los semidiurnos (M2 y S2), los diurnos (K1 y O1), y el quincenal o semimensual (MF). Estos han sido ajustados en las series temporales de un mes de nivel piezométrico con el método CWT y posteriormente extraídos (Fig. 3.12), lo que da lugar a la componente mareal por un lado y a la componente no mareal, tanto para P1 (Fig. 3.12

A) como para P2 (Fig. 3.12 B). La componente residual o no mareal constituye en este caso el nivel piezométrico filtrado de la perturbación mareal, que refleja de forma más nítida la evolución del nivel dentro del sistema acuífero. Éste muestra una tendencia similar en los dos puntos medidos, pero se aprecia una mayor amplitud a menor profundidad (P2), lo cual no era reconocible antes de realizarse la extracción de la influencia mareal.

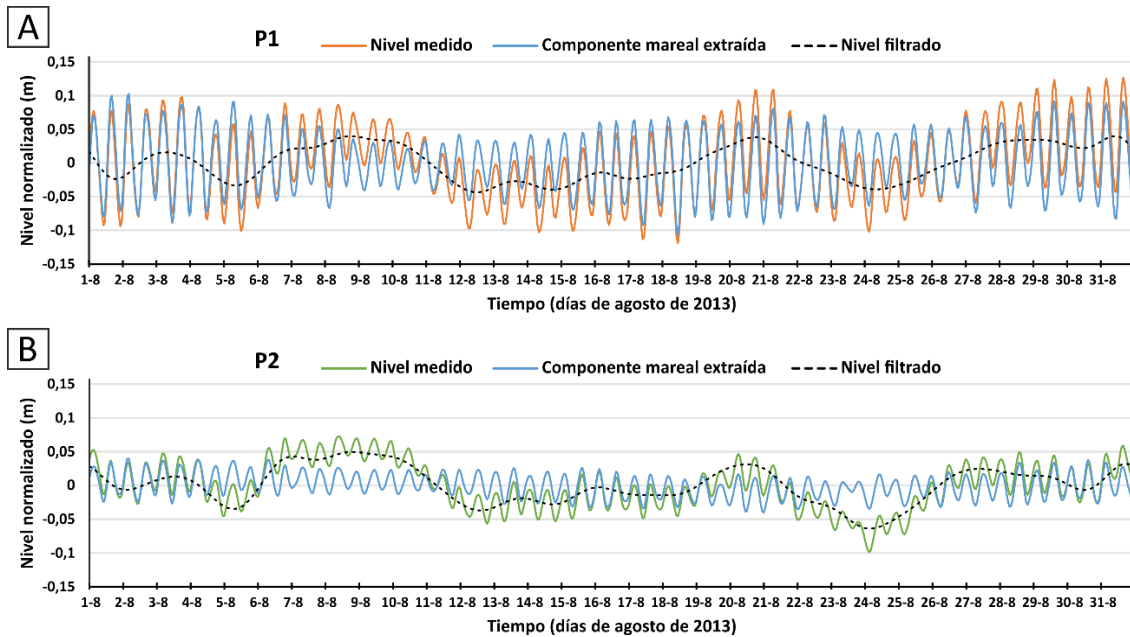


Fig. 3.12. Descomposición del nivel piezométrico medido en P1 y P2 (líneas naranja y verde, respectivamente) en sus componentes principales, la componente mareal (línea azul) y la componente no mareal, es decir, el nivel piezométrico filtrado (línea negra discontinua) para los piezómetros (A) P1 y (B) P2.

La marea oceanográfica sufre una atenuación hasta llegar a ambos piezómetros, desde los 0,64 m de amplitud media hasta los 0,25 m en P1 y los 0,17 m P2 (Fig. 3.13). Por otra parte, la amplitud de la componente mareal extraída es mayor en P1 que en P2, y en comparación con las series temporales de nivel medidas, esta disminuye de 0,25 m a 0,19 m en P1 (24% más baja) y de 0,17 m a 0,07 m (59% más baja). Esto indica que a menores profundidades, la extracción de la componente no mareal es más relevante para la aplicación del método TE que a mayores profundidades, ya que éste se basa en el coeficiente de amplitud.

Cuando se comparan las series temporales de nivel del mar y las componentes mareales extraídas en P1 y P2, las similitudes aparecen más claramente que con las series originales de nivel piezométrico (Fig. 3.13). Los valores medios obtenidos para cada serie temporal en relación a las oscilaciones mareales (nivel medido y componente mareal extraída) para ambos piezómetros se muestran en la Tabla 3.3. Los valores de amplitud

Influencia de la marea

son coherentes con la profundidad de medida, ya que en P1 se registra una amplitud 0,08 m mayor que en P2 y 0,12 m mayor para las componentes mareales extraídas.

Las amplitudes referidas a la distancia entre picos máximos y mínimos (diferencia entre los valores medios de los picos máximos y mínimos) también revelan la variabilidad en profundidad, ya que se registran amplitudes de 0,12 m en P1 y de 0,04 m en P2.

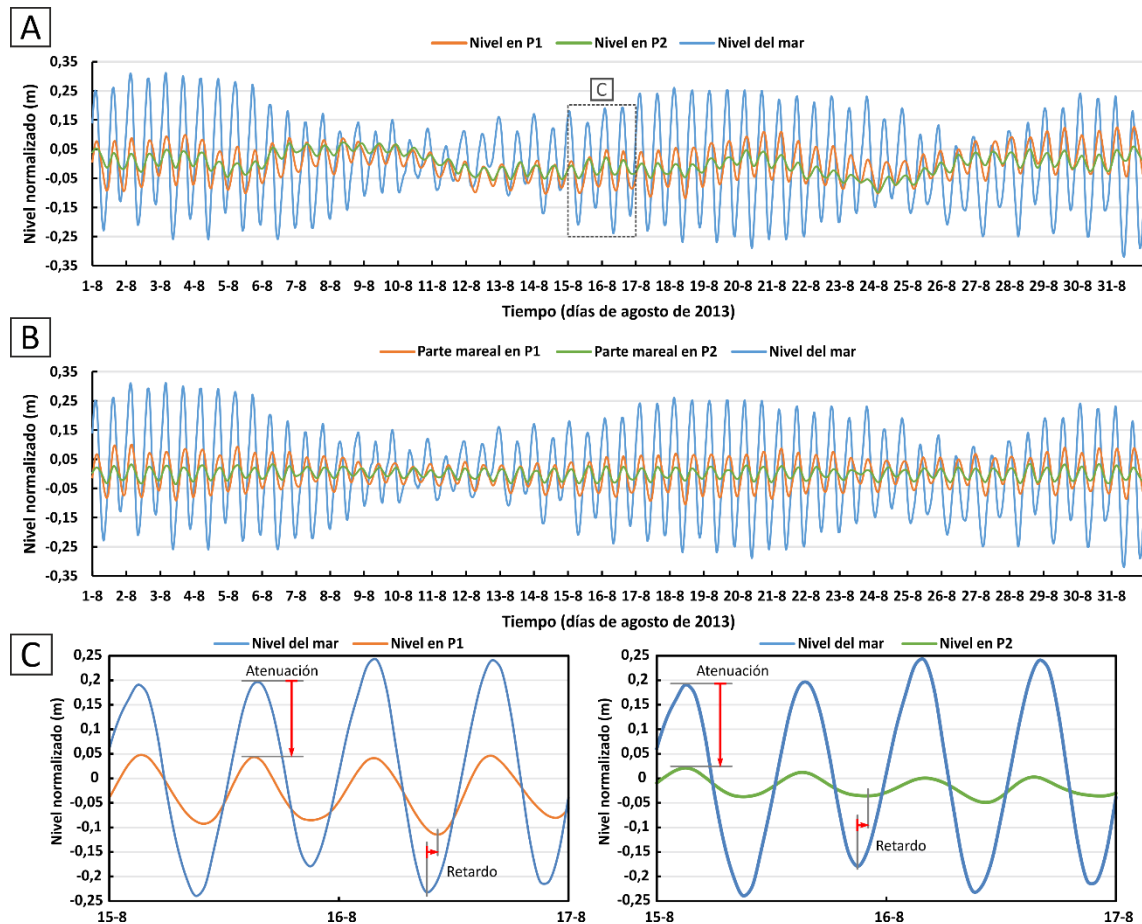


Fig. 3.13. (A) Comparación entre el nivel del mar y los niveles piezométricos medidos en P1 y P2. (B) Comparación entre el nivel del mar y las componentes mareales extraídas del nivel piezométrico medido en P1 y P2. El intervalo temporal completo es el correspondiente al mes de agosto de 2013, con medidas horarias. (C) Detalle de la atenuación y el retardo que sufre la oscilación mareal hasta llegar a P1 (izquierda) y P2 (derecha), en el intervalo temporal del 15 al 17 de agosto de 2013.

SERIE TEMPORAL	Desviación estándar (STD)	Eficiencia de marea (TE)	Amplitud máx. (m)	Media Picos (m)	Retardo máx. (h)	Retardo mín. (h)	Diferencia retardo (h)	Distancia a costa (m)
Nivel medido en P1	0,0531	0,3737	0,25	0,12	1,37	2,13	0,76	299
Marea en P1	0,0449	0,3160	0,19	0,12	1,37	2,12	0,75	299
Nivel medido en P2	0,0344	0,2421	0,17	0,04	1,36	2,16	0,80	294
Marea en P2	0,0165	0,1161	0,07	0,04	1,37	2,14	0,77	294
Nivel del mar	0,1421	-	0,64	0,37	-	-	-	-

Tabla 3.3. Valores calculados a partir de las series temporales medidas de nivel del mar y nivel piezométrico en P1 y P2 (nivel medido), para un mes de datos, y para las componentes mareales extraídas del nivel piezométrico en P1 y P2 (marea). Para cada serie se ha calculado la desviación estándar (STD), factor de Eficiencia de marea (TE), amplitud máxima (Amplitud máx.), amplitud media entre líneas máx. y mín. de picos (Media picos), retardos máx. y mín. y la diferencia entre ellos.

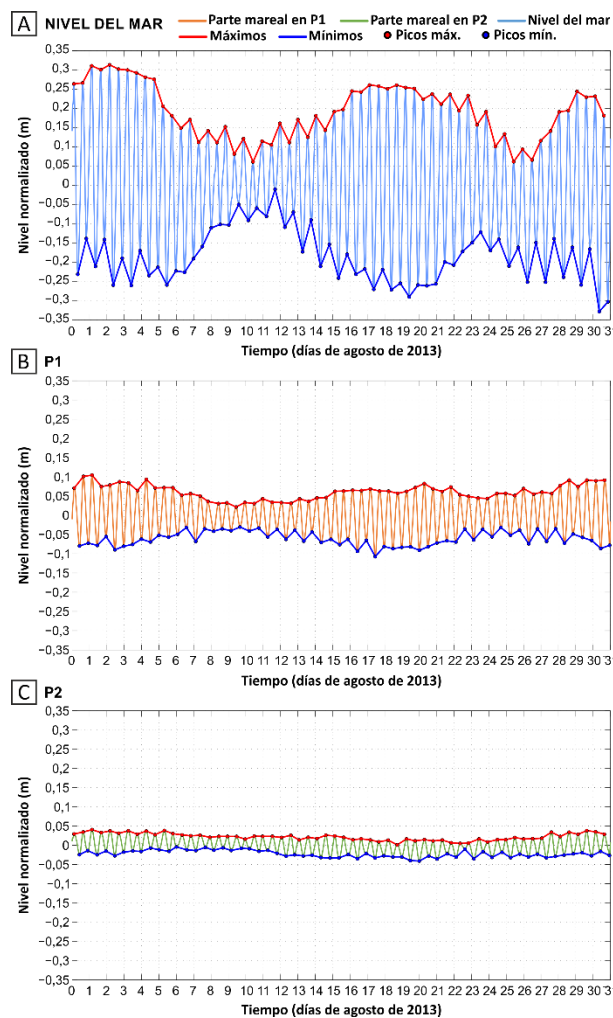


Fig. 3.14. Análisis de picos máximos y mínimos para un mes de datos (agosto de 2013), para las series temporales de (A) nivel del mar y las componentes mareales extraídas de los niveles piezométricos medidos en (B) P1 y en (C) P2. La resolución temporal en todos los casos es de 5 min. Las líneas rojas y azules representan las envolventes de amplitud según los picos máx. y mín., respectivamente.

Influencia de la marea

El proceso de filtrado realizado implica valores diferentes de TE. En P1 se obtiene una diferencia de 0,06 m en la eficiencia de mareas si se utiliza el nivel piezométrico medido o sólo la componente mareal extraída. Para P2 esta diferencia es de 0,13 m debido a la mayor amplitud que muestra la componente no mareal.

Para cada serie temporal se han calculado las envolventes mediante la detección de todos los picos máximos y mínimos presentes en un mes de datos (Fig. 3.14). Los conjuntos de picos máx. y mín. contabilizados en P1 y P2 son comparados con los picos de la serie temporal del nivel de mar para el mismo intervalo temporal de un mes, y los valores medios del retardo son calculados para máx. y mín. (Tabla 3.3). Se obtiene el mismo valor del retardo de 82 minutos para todos los casos cuando se utilizan los picos máximos. Además, las diferencias entre P1 y P2 son en este caso menores a 5 minutos. Sin embargo, sí que existe una variación significativa (en torno al 35%) en los valores de retardo estimados, en función de si se calculan sobre los picos máximos o mínimos.

Los métodos TE y TL muestran diferencias en los valores de D calculados (Tabla 3.4), algo ya puesto en evidencia en diversos trabajos previos (Erskine 1991; Trefry y Johnston 1998; Zhou 2008), tanto con el uso del nivel piezométrico medido como con la componente mareal extraída del mismo. Aunque las diferencias entre los métodos son menores cuando se tiene en cuenta el retardo entre picos mínimos para el método de TL.

Difusividad hidráulica, D (m^2/d)			
Nivel medido		Marea extraída	
TL (picos máx.)		TL (picos máx.)	
P1	P2	P1	P2
$1,13 \cdot 10^6$	$1,11 \cdot 10^6$	$1,13 \cdot 10^6$	$1,10 \cdot 10^6$
TL (picos mín.)		TL (picos mín.)	
P1	P2	P1	P2
$4,68 \cdot 10^5$	$4,40 \cdot 10^5$	$4,74 \cdot 10^5$	$4,48 \cdot 10^5$
TE		TE	
$5,60 \cdot 10^5$	$2,61 \cdot 10^5$	$4,09 \cdot 10^5$	$1,13 \cdot 10^5$

Tabla 3.4. Resultados de difusividad hidráulica, D mediante la aplicación de los métodos TL y TE. Para cada método, se calcula D a partir del nivel piezométrico medido (columna izquierda) en P1 y P2 y de la componente mareal extraída del mismo (columna derecha) en P1 y P2. Para el método TL se distingue además entre el uso de valores de retardo obtenidos a partir de los picos máx. y mín.

En cuanto a las diferencias encontradas en los valores de D obtenidos mediante el uso del nivel piezométrico medido y la componente mareal extraída, se observa que

prácticamente no existe variación cuando el método TL es aplicado, pero las diferencias en D cuando se aplica TE son del 25% en P1 y de más del 50% en P2. Por otra parte, se ha comprobado que ambos métodos resultan en valores de D diferentes en función de la profundidad (entre P1 y P2), pero estas diferencias son mucho mayores cuando se aplica el método TE, ya que depende de la amplitud para cada profundidad de medida.

3.3.4. Discusión

La aplicación del método TL muestra diferencias de 0,75 horas (Tabla 3.3) entre los resultados de retardo para el caso de uso de los picos máximos o mínimos, tanto en P1 como en P2, posiblemente debido a la asimetría que presenta la oscilación inducida de la marea oceanográfica sobre el nivel piezométrico, con los descensos más lentos que los ascensos relacionados con el drenaje de playa (Nielsen 1990; Ataie-Ashtiani et al. 2001; Cartwright et al. 2003a, b), o quizá esté relacionado con la diferencia en tiempo existente entre mareas altas y bajas, ya que en muchos casos se observa que las mareas altas se producen más rápidamente que las bajas (Dronkers 1986). Las oscilaciones mareales extraídas de las series temporales de nivel piezométrico en P1 y P2 presentan subidas mareales más rápidas que las bajadas, lo que da lugar a valores más altos de retardo entre picos mínimos respecto a los picos máximos (Tabla 3.3) y, consecuentemente, las diferencias son significativas en los valores de D cuando el método TL es aplicado (Tabla 3.4). Sin embargo, las diferencias en los valores de retardo obtenidos en P1 y P2 son similares, lo que indica que la asimetría en las oscilaciones mareales es esencialmente la misma a diferentes profundidades en el acuífero. Muchos de los estudios en los que se aplican los métodos TRM, y en concreto el método TL, se basan en el ajuste de mínimos cuadrados (Erskine 1991; Trefry y Johnston 1998; Banerjee et al. 2007; Zhou 2008; Chattopadhyay et al. 2014), independientemente de la asimetría de las oscilaciones mareales, de modo que la diferencia entre los retardos según se trate de marea alta o marea baja no es tenida en cuenta.

El hecho de que se obtengan distintos valores de D entre la aplicación de TE y TL, como ocurre en otros estudios (Erskine 1991; Millham y Howes 1995; Trefry y Johnston 1998; Zhou 2008), puede ser atribuido en muchos casos a la forzada aplicabilidad de estos métodos en el caso de acuíferos costeros libres. Por otra parte, algunos estudios consideran que los resultados obtenidos mediante el método TE son más fiables debido a que la estimación de los valores de amplitud es más precisa que la estimación de los

Influencia de la marea

valores de retardo (Trefry y Johnston 1998); la estimación de los valores de retardo puede estar influenciada por otros factores y fenómenos complejos, particularmente cuando la influencia mareal se produce de forma no perpendicular a la línea de costa, es decir, al contacto acuífero-mar (Chattopadhyay et al. 2014). Los resultados de este estudio indican también que las diferencias entre el análisis del retardo entre picos máximos o mínimos (la asimetría de la marea oceanográfica) podría además ser la causa de las diferencias en los valores de D entre los métodos TL y TE.

Los valores de D obtenidos mediante el método TL con retardo entre picos mínimos resultan muy cercanos a los obtenidos mediante el método TE, tanto en P1 como en P2 (Tabla 3.4). Si se comparan los resultados a diferente profundidad, a -132 m en P1 y a -40 m en P2, para una misma distancia a la costa, se observa que los valores de D son casi los mismos cuando se aplica el método TL (de 2 a 6% de diferencia), mientras que con el método TE resultan muy dispares (con diferencias del 53 al 72%). Esto sugiere que la profundidad de medición del nivel piezométrico influye principalmente en la atenuación que sufren las oscilaciones mareales y no especialmente en el retardo. El retardo está más relacionado, sin embargo, con la naturaleza hidrogeológica de la franja costera del acuífero y de la distancia del punto de medida del nivel al contacto acuífero-mar, y la atenuación se asocia más con el hecho de que exista una diferencia de carga hidráulica entre los puntos de medida dentro del acuífero. A pesar de esta influencia, la carga hidráulica existente en el punto donde es medido el nivel no se tiene en cuenta en las expresiones clásicas de los métodos TRM.

Los valores de D obtenidos mediante TE difieren entre el uso de las series temporales medidas y las componentes mareales, mientras que con TL son prácticamente los mismos. El efecto de este hecho en la aplicación de TE resulta, por tanto, en una sobreestimación de la amplitud inducida, lo que da lugar a una diferencia del 25% en los valores estimados de D para P1 y de más del 50% en P2.

3.3.5. Conclusiones

Los métodos de respuesta de marea, TRM (TE y TL con distinción entre retardo asociado a picos máx. y mín.) se han aplicado en el acuífero costero Motril-Salobreña, con el fin de realizar una estimación de la difusividad hidráulica y evaluar la aplicabilidad de los mismos. Ambos métodos han sido utilizados con dos tipos de series temporales: nivel piezométrico medido y la componente mareal extraída de este, para dos piezómetros

localizados a diferente profundidad. Cuando los métodos TRM son aplicados sobre la componente mareal extraída del nivel piezométrico, las diferencias entre los resultados de D obtenidos pueden variar en un 56% en algunos casos, debido principalmente a las diferencias en los valores de amplitud entre las series temporales utilizadas.

En la aplicación del método TL, el uso de los picos máximos o mínimos para el cálculo del retardo implica cambios en los valores de D obtenidos de más del 58%, donde la difusividad es mayor si se usan los valores de retardo entre picos oscilatorios máximos. Por el contrario, el valor obtenido para D si se usa el retardo entre picos mínimos se acerca al obtenido mediante el método TE. El uso de valores de retardo respecto a los picos máximos puede, por tanto, provocar una sobreestimación en los valores de D cuando la oscilación mareal inducida o incluso la propia marea oceanográfica es marcadamente asimétrica, la cual se debe considerar cuando el método TE es aplicado.

Por otra parte, la influencia de la profundidad de medición implica variaciones importantes cuando la D se calcula con el método TE, ya que la eficiencia mareal está directamente ligada a la amplitud de las oscilaciones mareales y su atenuación a través de la franja costera del sistema acuífero. La amplitud es a su vez función del potencial hidráulico existente en el punto de medición del nivel piezométrico dentro del acuífero. El método TE es vulnerable también a las variaciones en amplitud causadas por la mayor o menor presencia de las fuerzas no mareales (cambios hidrogeológicos internos en el acuífero) en el nivel piezométrico, lo que da lugar a una sobreestimación de la amplitud debida a la oscilación mareal cuando estos son importantes.

Como resultado general, los valores de D obtenidos para la franja costera del acuífero Motri-Salobreña se pueden acotar entre $1 \cdot 10^5$ y $5 \cdot 10^5$ m²/d. No obstante, es importante señalar que tanto la variabilidad de la oscilación mareal como las condiciones en las que se mide el nivel piezométrico afectado por la misma influyen notablemente en el cálculo de D .

4. INTERPRETACIÓN DE ENSAYOS DE BOMBEO EN ZONAS DE DESCARGA DE ACUÍFEROS COSTEROS

4.1. Introducción

Los ensayos de bombeo constituyen la metodología más ampliamente utilizada para la estimación de parámetros hidrogeológicos en acuíferos, tales como transmisividad y coeficiente de almacenamiento. La primera solución analítica para caracterizar el flujo subterráneo en un acuífero sometido a bombeo es desarrollada por Thiem (1906) para régimen estacionario, y por Theis (1935) y Cooper y Jacob (1946) para régimen transitorio, en base a una serie de condiciones restrictivas que limitan su aplicación a acuíferos porosos, uniformes, homogéneos, de extensión infinita, espesor constante e isótropos, y en donde los bombeos tienen lugar en un sondeo totalmente penetrante y a caudal constante. Las modificaciones sucesivas realizadas sobre estas soluciones analíticas iniciales han conseguido en cierto modo expandir sus condiciones de aplicación. Boulton (1954) señala el efecto del drenaje diferido (o retardado) en la zona no saturada de acuíferos libres y Neuman (1972; 1974) describe dicho efecto para bombeos en sondeos parcialmente penetrantes en acuíferos libres. Hantush (1960) propone una nueva solución para el caso de un acuífero confinado con drenaje, en la que se considera el almacenamiento en el material acuitado y un caudal de bombeo variable. Hantush (1961) también ofrece una solución para el caso de acuíferos anisótropos y sondeos de bombeo parcialmente penetrantes. Papadopulos y Cooper (1967) aplican estas soluciones para sondeos de gran diámetro.

La interpretación de los ensayos de bombeo en acuíferos costeros resulta compleja, ya que las condiciones específicas que tienen lugar pueden influenciar los resultados. Por ejemplo, la presencia de agua dulce y agua salada implica cambios de densidad, o las fluctuaciones inducidas por la marea pueden complicar la interpretación de los datos de descensos en ensayos de bombeo (Trefry y Johnston 1998; Sakr 2001). Sakr (2001) propone una serie de curvas tipo específicas para acuíferos en los que coexisten agua dulce y agua salada. Además de esto, Chen y Jiao (1999) y Chapuis et al. (2006) proponen correcciones de los efectos mareales en los descensos medidos para acuíferos confinados, mediante la sustracción del efecto mareal neto a partir del nivel piezométrico medido

Ensayos de bombeo

antes de la realización del ensayo de bombeo. Trefry y Johnston (1998) y Chattopadhyay et al. (2014) aplican técnicas de regresión para atenuar la influencia mareal en los datos de descensos de nivel. Ni et al. (2011) proponen la aplicación del método de Cooper-Jacob sobre el ajuste lineal de la función $s - \log(t)$, basándose en el hecho de que la marea causa fluctuaciones periódicas regulares de amplitud constante sobre el nivel piezométrico.

Otro fenómeno que puede tener lugar en acuíferos costeros es la existencia de sondeos artesianos (Calvache et al. 2011), los cuales producen con su apertura un pseudobombeo de características drenantes en el que el caudal es variable y menguante en el tiempo. Los ensayos de bombeo bajo condiciones artesianas para cualquier tipo de acuífero (no necesariamente costero) han sido específicamente estudiados por Jacob y Lohman (1952), para un caudal de bombeo variable pero con descenso de nivel constante. Sin embargo, Sternberg (1967) presenta una solución aproximada para un caudal de bombeo en progresión descendente. Lai et al. (1973) consideran también los efectos de un bombeo a caudal variable, ajustado tanto lineal como exponencialmente. Sen y Altunkaynak (2004) comparan los valores de transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S) obtenidos tanto para un caudal de bombeo constante como variable. Zang (2013) aplica las expresiones de Theis y propone una nueva curva tipo para el caso de caudal de bombeo variable. El método propuesto es validado mediante un modelo numérico, aunque dicho método requiere varias medidas de descenso del nivel en diferentes puntos de observación a distintas distancias del punto de bombeo. Mishra et al. (2013) consideran una variación sinusoidal para el caudal de bombeo.

Los acuíferos detríticos costeros están frecuentemente constituidos por sedimentos estratificados con alternancia de niveles de muy diferente conductividad hidráulica (K). La influencia de la heterogeneidad vertical en la interpretación de los ensayos de bombeo también ha sido un tema muy abordado. Como indica Hemker (1999), muchas soluciones analíticas en relación con la heterogeneidad vertical contemplan el caso de sistemas multiacuífero, es decir, acuíferos homogéneos separados en la vertical por niveles confinantes o acuífugos (Hemker 1985; Hemker y Maas 1987; Maas 1987b; Streltsova 1988). Sin embargo, pocas soluciones analíticas permiten algún tipo de heterogeneidad vertical dentro de un mismo acuífero. Maas (1987a) desarrolla en este sentido una solución analítica para condiciones de heterogeneidad vertical en estado estacionario. Moench (1995; 1996) aplica las soluciones analíticas para caudal variable en el pozo de bombeo, en la que se incluye la componente vertical de flujo, sobre la base de la técnica

de inversión numérica de la solución mediante la transformada de Laplace. Hemker (1999) proporciona una solución para el problema general del flujo que tiene lugar dentro del pozo de bombeo en acuíferos con heterogeneidad vertical mediante la integración de técnicas analíticas y numéricas. Alam y Olsthoorn (2014) utilizan las aproximaciones analítica y numérica de Hemker y Maas (1987) para evaluar las ventajas de utilizar los ensayos de bombeo a diferentes profundidades en el análisis de acuíferos multicapa profundos y anisótropos. En muchos casos, un ensayo de bombeo en acuíferos con cierta heterogeneidad vertical se resuelve con modelación numérica (Hemker 1999; Riva et al. 2001; Kollet y Zlotnik 2005; Chen et al. 2014).

A pesar de todas estas modificaciones desarrolladas sobre las soluciones analíticas iniciales, aún permanecen sin resolver muchas limitaciones en la interpretación de ensayos de bombeo en acuíferos costeros. Muchos estudios en este tipo de acuíferos consideran aceptable el uso de los valores de T y S obtenidos mediante la aplicación de los métodos de interpretación clásicos (Theis 1935; Cooper y Jacob 1946). Este es el caso de Capuano y Jan (1996) y de Vouillamoz et al. (2006), quienes aplican las soluciones de Theis y Cooper-Jacob para interpretar ensayos de bombeo en acuíferos costeros detríticos. Otro ejemplo es el de Diamantopoulou y Voudouris (2008), que aplican igualmente los métodos de Theis y Cooper-Jacob en el caso de un acuífero costero multicapa.

Se puede concluir, por tanto, que aún existen incertidumbres en las soluciones analíticas aplicadas en la interpretación de ensayos de bombeo en acuíferos costeros. Además, las soluciones analíticas clásicas son aplicadas en algunos casos incluso cuando las condiciones teóricas implícitas no se cumplen.

En este apartado se presenta el estudio de dos ensayos de bombeo llevados a cabo en el sondeo profundo (sondeo PB, Anexo II), el cual presenta una serie de circunstancias específicas típicas de este tipo de sistemas que hacen de su interpretación una tarea difícil. El sondeo es artesiano, su caudal una vez abierto el sondeo es variable y decreciente en el tiempo, y atraviesa una serie de niveles de diferente K con un significativo flujo de descarga hacia el mar. Además, el sondeo intersecta la interfase agua dulce-agua salada y se ve afectado por la oscilación mareal debido a su cercanía al borde costero. El principal objetivo de este capítulo es determinar los errores asociados a los valores calculados de T y S mediante la aplicación de los métodos clásicos de Theis y Cooper-Jacob debido a las condiciones específicas mencionadas más arriba, frecuentes de encontrar en acuíferos costeros. Para alcanzar este objetivo, se realiza una aproximación

Ensayos de bombeo

para diferentes supuestos mediante modelación numérica, lo cual permite cuantificar de alguna manera el impacto de las condiciones supuestas sobre los resultados teóricos.

4.1.1. Características del pozo de bombeo

El sondeo surgente utilizado para los ensayos de bombeo (PB) se localiza a 300 m del borde costero (Fig. 4.1 A), junto a los piezómetros P1 y P2, también surgentes. Este se encuentra ranurado en 12 tramos diferentes de 3 m de longitud cada uno, distribuidos a lo largo de sus 250 m de profundidad total, los cuales aportan un caudal medio de 18 L/s. Los piezómetros P1 y P2 son los utilizados como puntos de observación, los cuales se sitúan a una distancia en la horizontal de 9,6 m y 4,7 m respecto al sondeo PB, sus profundidades son de 132 m y 40 m, respectivamente, y solamente tienen 3 m ranurados al final. Los caudales medios en P1 y P2 son 0,13 L/s y 0,1 L/s, respectivamente. Los tres puntos están normalmente cerrados herméticamente para evitar la descarga incontrolada del acuífero. Los perfiles de conductividad eléctrica realizados en el sondeo PB indican que la interfase agua dulce-agua salada está a una profundidad que oscila entre 135 y 200 m.

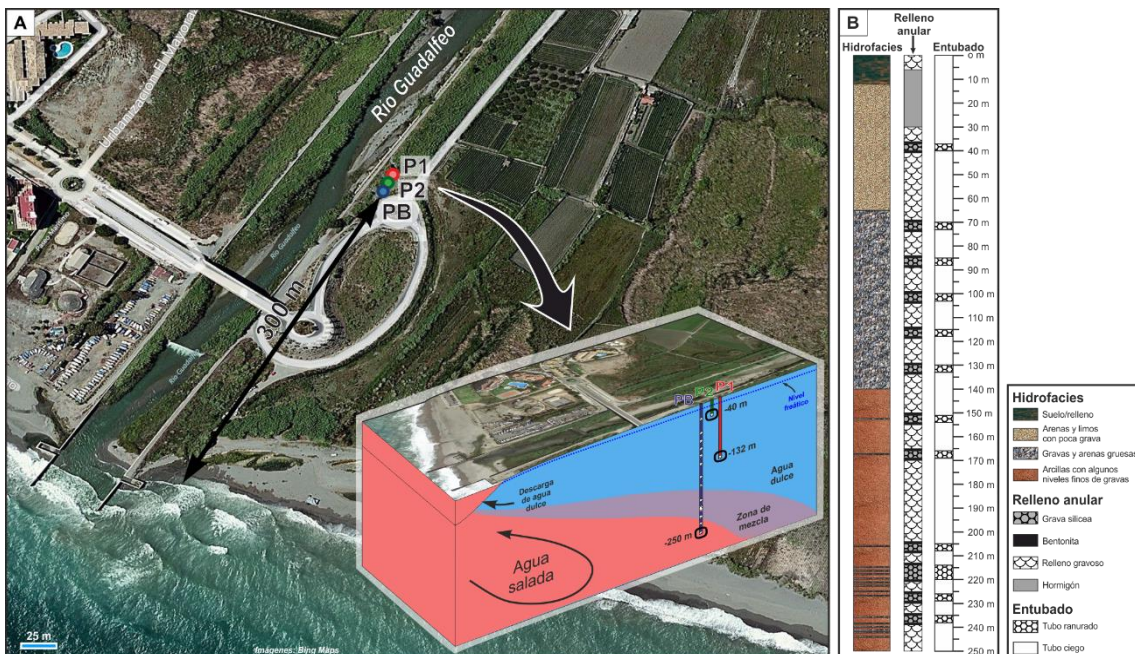


Fig. 4.1. (A) Localización del sondeo PB, junto a los piezómetros P1 y P2, y (B) caracterización simplificada del sondeo PB (hidrofacies, relleno anular y entubado).

El carácter surgente o artesiano de los tres sondeos puede ser debido a la típica configuración del flujo subterráneo existente en las zonas de descarga de los acuíferos

costeros, en la cual se observa un flujo vertical generalizado y un aumento del potencial hidráulico con la profundidad. Este patrón de flujo (Glover 1959; Kohout 1964) es incluso más pronunciado en este caso debido al relativamente elevado gradiente hidráulico horizontal existente en el acuífero Motril-Salobreña, el cual da lugar a su vez a un incremento del gradiente hidráulico vertical en la zona de descarga (Calvache et al. 2011).

La columna litológica en este sector del acuífero se detalla en el Anexo II. En este caso, los diferentes materiales perforados y testificados se han agrupado de forma aproximada y a modo de simplificación en tres unidades o hidrofacies distintas (Fig. 4.1 B):

- Desde la superficie hasta los 65 m de profundidad: la litología dominante es de arenas finas con limos y niveles dispersos de gravas.
- De 65 m a 135 m de profundidad: predominan las gravas centimétricas mezcladas con arenas gruesas.
- De 135 m a 250 m de profundidad (fondo): abundan las arcillas, en las que se intercalan varios niveles gravosos de muy poca potencia.

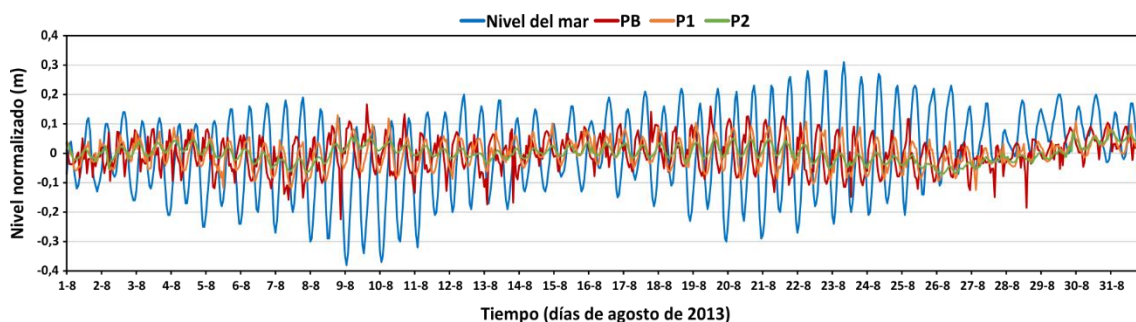


Fig. 4.2. Comparación entre el nivel del mar, el nivel freático en el sondeo PB y el nivel piezométrico afectado por la marea en P1 y en P2. Datos horarios durante el mes de agosto de 2013.

Uno de los últimos estudios realizados con modelación numérica proporcionó valores medios de transmisividad y de coeficiente de almacenamiento de 5.000 m²/d y 0,12, respectivamente, sin tener en cuenta los cambios verticales de hidrofacies (Duque 2009). El registro de nivel piezométrico en PB, P1 y P2 muestra claramente la influencia de la oscilación mareal (Fig. 4.2), con mayor intensidad en el sondeo PB y en el piezómetro P1, ya que la amplitud de oscilación inducida media es de 18 cm en PB, 15 cm en P1 y 5 cm en P2.

4.2. Metodología

Ensayos de bombeo

Se han realizado dos ensayos de bombeo en el sondeo PB mientras se mantiene el mismo abierto, con una medición continua de los descensos en los piezómetros P1 y P2 provocados por la salida de caudal en PB. Con estos datos se han estimado los valores de T y S mediante la aplicación de los siguientes métodos:

- Métodos clásicos de Theis y Cooper-Jacob, con la aplicación del software AQT SOLV[®] (Duffield 2007), el cual permite considerar un caudal de bombeo constante y variable mediante el principio de superposición de Streltsova (1988).
- Otras soluciones analíticas, según ciertas variables en las condiciones de contorno examinadas en los métodos clásicos. Específicamente, se han aplicado las siguientes soluciones analíticas:
 - Sakr (2001), para el análisis de ensayos de bombeo en acuíferos costeros con presencia de interfase entre agua dulce y agua salada.
 - Sen y Altunkaynak (2004), para el análisis de ensayos de bombeo con caudal de bombeo variable.
 - Chapius et al. (2006), que aplica la extracción de la fluctuación mareal en los datos de descensos obtenidos en zonas cercanas a la costa.

Posteriormente se ha evaluado la calidad de los resultados obtenidos con los modelos analíticos mediante el uso de un modelo numérico sintético con el que se verá el efecto de la densidad variable del agua, el flujo radial no uniforme debido a la presencia de un gradiente hidráulico, el bombeo no constante, existencia de oscilaciones de nivel en uno de los bordes del modelo y la heterogeneidad vertical de la conductividad hidráulica. El modelo conceptual considerado es una simplificación del caso real de estudio, ya que el objetivo es determinar el margen de error que se obtiene para los valores de T y de S mediante la aplicación de los métodos clásicos cuando las condiciones de contorno consideradas en los mismos no se cumplen.

Para cuantificar este error, se considera como caso 1 o inicial el que cumple todas las condiciones de los métodos clásicos, y se compara el resto de casos respecto a éste, en función de los valores de T y S obtenidos en cada uno de ellos, según las siguientes expresiones:

$$Error_T = \frac{T_i - T_1}{T_1} \quad ; \quad Error_S = \frac{S_i - S_1}{S_1} \quad (4.1)$$

donde T_1 y S_1 son T y S en el caso 1 de referencia, mientras que T_i y S_i son T y S en el caso i (donde i es cada uno de los demás casos).

4.2.1. Estimación de T y S mediante los métodos clásicos

El método más ampliamente utilizado para hallar valores de T y S a partir de un ensayo de bombeo es la solución de Theis (1935), aplicada en un acuífero confinado, homogéneo, isótropo, horizontal e infinito, en el cual el sondeo vertical es totalmente penetrante y de diámetro infinitesimal. Utiliza la función de pozo, $W(u)$, definida en el rango de $u > 0$ por:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx$$

$$W(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx \quad (4.2)$$

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

donde s es el descenso [L], Q es el caudal [L^3/T], r [L] es la distancia entre el pozo de bombeo y el sondeo de observación donde s es medido y t es el tiempo de bombeo [T]. En el caso de valores de u menores a 0,02 se podría utilizar la aproximación de Cooper y Jacob (1946):

$$s = 0,183 \frac{Q}{T} \log \frac{2,25Tt}{r^2 S} \quad (4.3)$$

Para considerar un caudal de bombeo variable con las soluciones de Theis y Cooper-Jacob se aplica el principio de superposición en la forma de la *integral de Duhamel* (Streltsova 1988). Este método aplica una aproximación por escalones de caudal de bombeo mediante una secuencia de funciones o pasos. La ecuación para la solución de Theis con caudal del bombeo variable es:

$$s = \frac{1}{4\pi T} \sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{i-1}) W(u), \quad Q_0 = 0$$

$$u = \frac{r^2 S}{4T(t-t_{i-1})} \quad (4.4)$$

$$t > t_{n-1} \text{ y } t_0 = 0$$

donde n es el número de intervalos de bombeo. En el caso del método de Cooper-Jacob, si se considera un bombeo ininterrumpido de caudal variable, es posible utilizar el

Ensayos de bombeo

principio de superposición en el tiempo para calcular los descensos para un número n de pasos de caudal:

$$\frac{s}{Q} = \frac{2,303}{4\pi T} \log \left(\frac{2,25T}{r^2 S} \beta_t \right)$$
$$\beta_t = \prod_{i=1}^n (t - t_i)^{\Delta Q_i - Q}$$
$$\Delta Q_i = Q_i - Q_{i-1}$$
(4.5)

donde s/Q es el descenso específico $[T/L^2]$, $t_i [T]$ es el tiempo contado desde el inicio del bombeo hasta el momento i , cuando empieza un escalón de bombeo constante.

Las soluciones de Theis y Cooper-Jacob son aplicable en acuíferos libres mediante la corrección de los datos de descenso de la siguiente manera (Kruseman y de Ridder 1990):

$$s' = s - s^2/2b$$
(4.6)

donde $s' [L]$ es el descenso corregido y $b [L]$ es el espesor saturado del acuífero.

4.2.1.1. Otras soluciones analíticas adaptadas a acuíferos costeros

Según Sakr (2001), en un acuífero costero la carga hidráulica en la zona de agua dulce no es debida solamente a la compresibilidad del material acuífero y del agua (lo que viene definido por el coeficiente de almacenamiento, $S_f B_f$), sino que también es debida a la diferencia de densidad, y el movimiento de la interfase contribuye al cambio en el almacenamiento, como indica el término $\delta\phi$, junto con los efectos del fluido y de la compresibilidad. La combinación de estos factores es definida como el coeficiente de almacenamiento total, denotado como:

$$S = S_f B_f + \delta\phi$$
(4.7)

donde $S_f [L^{-1}]$ es el almacenamiento específico del agua dulce, $B_f [L]$ es el espesor saturado de agua dulce, δ [adim.] es la relación entre las densidades del agua dulce y agua salada y ϕ [adim.] es la porosidad del material acuífero.

Sakr (2001) propone una solución gráfica para el bombeo de agua dulce en acuíferos costeros confinados, homogéneos, isótropos, y donde el agua dulce y el agua salada están separadas por una línea neta (sin zona de mezcla), según los siguientes parámetros:

$$L = \frac{b}{2\delta i}$$

$$u = \left(\frac{r_w^2 (S_f B_f + \delta \phi)}{T_f t} \right) \quad (4.8)$$

$$W \left(u, \frac{r_w^2}{L} \right) = \left(\frac{4\pi T_f}{Q_f} \right) s$$

donde L [L] es la longitud estable inicial de la interfase, i [adim.] es el gradiente hidráulico del agua dulce y T_f [$L^2 T^{-1}$] es la transmisividad del agua dulce calculada en la posición del sondeo (donde $T_f = K_f B_f$). En concreto, utiliza la curva que relaciona $W(u, r/L)$ y $1/u$.

La solución de Theis es aplicable siempre y cuando la relación entre la distancia del punto de medida (rw) y la distancia de intrusión de la cuña salina (L) sea mayor que $2,5 \cdot 10^{-3}$. En el caso de que rw/L sea menor que este valor, se obtendrán valores más ajustados de T y S con las curvas propuestas por Sakr (2001), siempre y cuando la distancia del pozo de bombeo a la costa sea inferior a L .

Sen y Altunkaynak (2004) consideran el caso de un acuífero confinado con descarga variable en el tiempo. Las condiciones de la solución de la distribución de descensos alrededor de un sondeo de diámetro infinitamente pequeño son de uniformidad, horizontalidad, extensión, homogeneidad e isotropía en un acuífero confinado. Según la aproximación de Aron y Scott (1965), en este estudio se considera una descarga variable que sigue una función exponencial, en la cual la descarga para un momento determinado viene dada por:

$$Q(t) = Q_F + (Q_I - Q_F) e^{-b^2 t}, \quad (4.9)$$

donde Q_I y Q_F [L^3/T] son las medidas de caudal inicial y final, respectivamente, y b es una constante. Sen y Altunkaynak (2004) deducen esta ecuación, a partir de la cual se podrán estimar T y S :

$$\frac{s}{Q} = \frac{2,3\alpha}{4\pi T} \log \frac{r^2 s}{2,25 T t} + \frac{(1-\alpha)}{4\pi T} C(r/B) \quad (4.10)$$

donde $\alpha = Q_F/Q_I$, $C(r/B)$ es una constante para valores pequeños de u en función del valor de (r/B) y:

$$B = \left(\frac{2}{B} \right) \sqrt{\frac{T}{s}} \quad (4.11)$$

Esta expresión representa una línea recta en un gráfico semilogarítmico, como s en función de $\log(t)$. La pendiente de ésta y su intersección con el eje del tiempo son, respectivamente:

Ensayos de bombeo

$$\Delta\left(\frac{s}{Q}\right) = \frac{2,3\alpha}{4\pi T} \quad y \quad t_0 = \frac{r^2 S}{2,25T} e^{[(\alpha-1)/\alpha C(r/B)]} \quad (4.12)$$

Chapuis et al. (2004) proporciona una solución teórica para el análisis de las curvas de descensos y recuperaciones de ensayos de bombeo bajo la influencia de la oscilación mareal, en la que se asume que la variación media del nivel de mar es sinusoidal y de amplitud h_0 y periodo t_0 constante. En base a la ecuación de Ferris (1951), la cual estima el nivel piezométrico h esperado a una distancia x de la costa, medida desde el contacto acuífero-mar y en un tiempo t , el nivel se expresa como:

$$h = h_0 e^{-x\sqrt{(\pi S/t_0 T)}} \sin\left(\frac{2\pi T}{t_0} - x\sqrt{\pi S/t_0 T}\right) \quad (4.13)$$

La solución de descensos (s) y de nivel (h) en un acuífero confinado es, por tanto, directamente escrita como:

$$h = h_0 e^{-x\sqrt{(\pi S/t_0 T)}} \sin\left(\frac{2\pi T}{t_0} - x\sqrt{\pi S/t_0 T}\right) = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (4.14)$$

Entonces, si la función h para los niveles con influencia mareal es conocida con anterioridad al bombeo, se puede conseguir el descenso real si se sustrae esta función a los niveles registrados durante el bombeo.

Para aplicar este método se han seleccionado los registros de descensos de P1 que muestran una oscilación mareal mucho más amplia que en el caso de P2. Este método es aplicable cuando la distancia del punto de monitoreo al pozo de bombeo no excede en más de un 10% a la distancia entre el pozo de bombeo y el borde costero. La distancia máxima de los puntos de observación en nuestro caso es de 9,6 m y la distancia del punto de bombeo a la costa es de 300 m, con lo cual es aplicable el método en este caso. Por tanto, se han tomado varios intervalos del registro de nivel piezométrico en P1 unos días antes del bombeo en ambos ensayos y se ha sustraído a la señal registrada durante el bombeo.

4.2.2. Descripción de los ensayos de bombeo

Se han realizado dos ensayos, en diferentes periodos y de distinta duración. Estos han consistido en medir de forma continua el nivel en los piezómetros P1 y P2, en los cuales se instalaron sendas sondas tipo aquaTROLL®-100, mientras el sondeo PB permanece abierto durante un tiempo prolongado. En el ensayo 1 (E1), el sondeo PB permaneció abierto durante unas 23 horas y 35 minutos y con una recuperación posterior al cierre del sondeo PB de 3 h y 30 min. En el segundo ensayo (E2), el sondeo PB estuvo abierto durante unas 26 h y 7 min y continuó midiéndose la recuperación del nivel durante otras 23 h y 43 min (Tabla 4.1).

Ensayo de bombeo 1 (E1)		Ensayo de bombeo 2 (E2)	
Apertura del sondeo PB	1-11-11 12:30	Apertura del sondeo PB	21-2-12 10:20
Cierre del sondeo PB	2-11-11 12:05	Cierre del sondeo PB	22-2-12 12:27
Final del ensayo	2-11-11 15:35	Final del ensayo	23-2-12 12:10

Tabla 4.1. Tiempos en el procedimiento de los ensayos de bombeo E1 y E2 llevados a cabo en el sondeo PB.

El caudal de descarga del sondeo PB fue medido a intervalos de tiempo variable durante ambos ensayos, notándose una disminución progresiva del mismo. En E1, el caudal varió a lo largo del ensayo de 20 a 16,7 L/s, mientras que en E2 varió de 17,7 a 16 L/s. Los valores medios de caudal considerados en cada ensayo son de 18,2 L/s y de 16,8 L/s, respectivamente (Tabla 4.2). Aunque el tiempo de recuperación en E1 es muy corto (3,5 h), el nivel estático se alcanza casi totalmente, ya que el descenso residual en este caso es de solo 0,01 m en P2. En E2, la recuperación es mucho más larga (casi 24 h), con lo que se alcanza el nivel estático inicial de forma completa. En ambos ensayos, el efecto de la oscilación mareal es notable, pero la influencia es mayor en P1 que en P2 (**Fig. 4.3**).

	Ensayo de bombeo 1 (E1)		Ensayo de bombeo 2 (E2)			
	P1	P2	P1	P2	P1 (recuperación)	P2 (recuperación)
Caudal (m³/d)	1.576	1.576	1.451	1.451	-	-
Distancia al sondeo PB (m)	9,60	4,72	9,60	4,72	9,60	4,72
Nivel estático (msnm)	6,62	5,23	6,58	4,88	6,58	4,88
Descenso máximo (m)	0,45	0,79	0,44	0,49	-	-
Amplitud mareal inducida (m)	0,06	0,008	0,06	0,006	0,09	0,028

Tabla 4.2. Datos de los puntos de observación P1 y P2 durante los ensayos de bombeo y recuperación.

Ensayos de bombeo

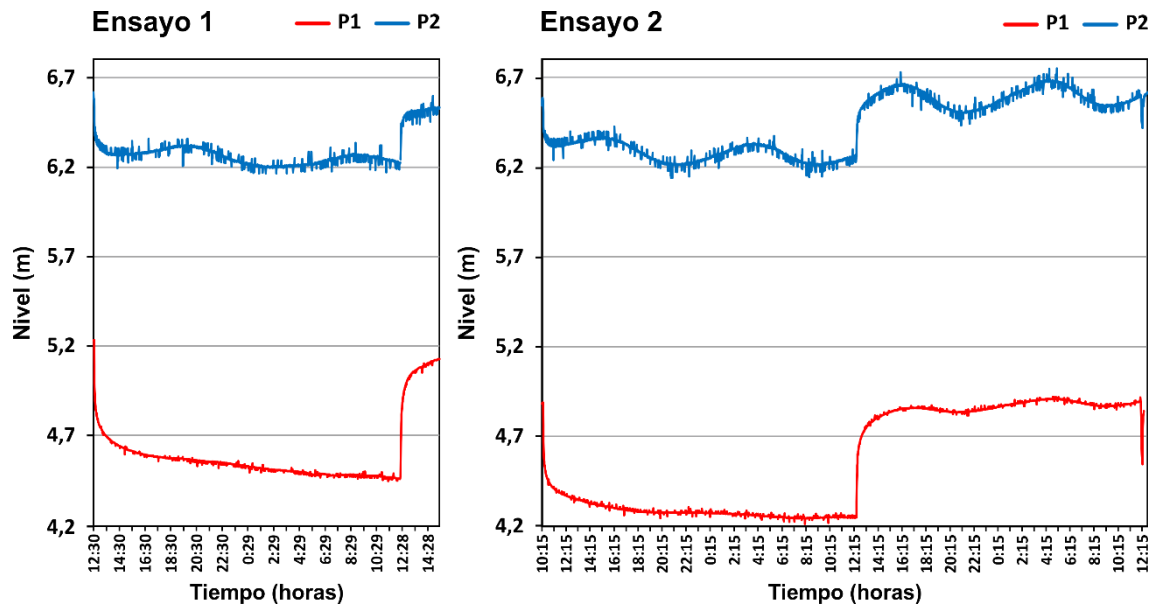


Fig. 4.3. Niveles medidos en los piezómetros P1 y P2 durante los ensayos de bombeo E1 y E2. Se muestra el nivel para el total de los ensayos (bombeo y recuperación).

4.2.3. Modelo numérico

Se ha desarrollado un modelo 3D en diferencias finitas, mediante el uso del paquete de cálculo SEAWAT (Langevin et al. 2008), en el que se simula un ensayo de bombeo teórico, y cuyas condiciones de contorno son modificadas en un total de 7 casos diferentes:

- Caso 1: condiciones de las soluciones analíticas de Theis y Cooper-Jacob.
- Caso 2: con gradiente hidráulico constante a lo largo del eje x del modelo.
- Caso 3: con caudal de bombeo variable en el tiempo.
- Caso 4: con un borde con oscilación mareal.
- Caso 5: con heterogeneidad vertical.
- Caso 6: con densidad variable (agua dulce y agua salada).
- Caso 7: con todas las condiciones anteriores a la vez.

La longitud total del modelo es lo suficientemente grande como para asegurar un modelo inicial de bombeo teórico, en el cual no se produzcan efectos de borde sobre los conos de descensos calculados. Las dimensiones del modelo son de 5 km de largo (eje x) por 5 km de ancho (eje y) por 200 m de espesor (eje z), y se considera el nivel piezométrico inicial igual a 3 m sobre el nivel del mar (nivel de referencia). El tamaño horizontal de las celdas es de 50 x 50 m (100 filas x 100 columnas) y constante para toda su superficie,

y el espesor es variable en concordancia con las dos situaciones principales: una sola capa como acuífero homogéneo (casos 1, 2, 3, 4 y 6) y tres capas como acuífero heterogéneo (casos 5 y 7), como se ilustra en la figura 4.4.

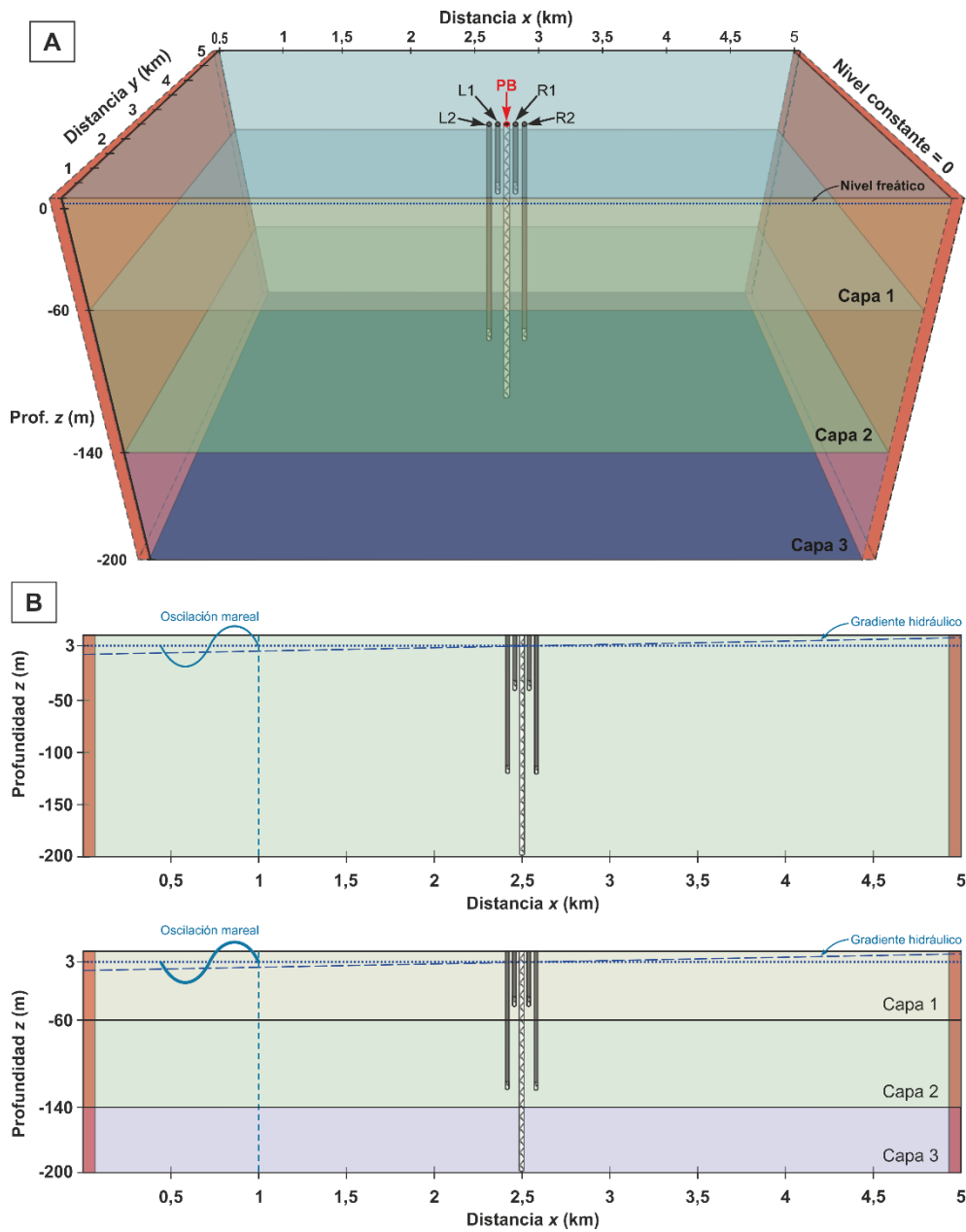


Fig. 4.4. (A) Esquema explicativo del modelo conceptual simulado en 3D, y (B) mismo esquema en 2D para los casos homogéneos 1, 2, 3, 4 y 6 (arriba) y para los casos heterogéneos 5 y 7 (abajo).

Las principales características de cada uno de los escenarios considerados se listan en la tabla 4.3. En los casos 2 y 7, el gradiente definido entre los dos bordes de nivel constante es de 0,001. Por otra parte, la condición de borde de nivel variable por la oscilación mareal que se ha impuesto en los casos 4 y 7 es descrita como una oscilación periódica sobre el borde izquierdo del modelo, desde la coordenada $x = 0$ hasta $x = 1$ km,

Ensayos de bombeo

con el fin de producir una perturbación detectable en el nivel piezométrico medido en los puntos de observación. La expresión utilizada para definir la oscilación mareal es:

$$H = A \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T} \cdot t - \varphi\right) \quad (4.15)$$

donde H es el nivel del mar [L], A es la amplitud de la oscilación mareal [L], T es el periodo de oscilación mareal [T], t es el tiempo [T] y φ es la fase de la marea [°]. En este caso, los valores mareales utilizados son similares a los valores de la marea en el Mar Mediterráneo. La oscilación semidiurna de la marea se ha definido según la ecuación (4.15) con una amplitud media de 2 m, una frecuencia de 0,082 ciclos/hora y un periodo de 12,25 horas (Fig. 4.5). En los casos 6 y 7 se incluye densidades de agua subterránea diferentes, y los valores considerados son 0,35 g/L (agua dulce) y 35 g/L (agua salada). Para situar el agua salada, se ha considerado una capa de 10 m de espesor en la parte inferior del modelo, con una salinidad constante de 35 g/L.

CASOS	Descripción	K (m/d)	Anisotropía K (m/d)	S _s (1/m)	S _y (-)	Tiempo (días)	Q (m ³ /d)	Nivel constante	Densidad (g/L)
Caso 1	B	k= 10	kx = 10 ky = 10 kz = 1	1E-5	0,03	1	1.500	Cols. 1 y 100: H = 0 m	constante 0,35
Caso 2	B + GH	k= 10	kx = 10 ky = 10 kz = 1	1E-5	0,03	1	De 1.600 a 1.500	Cols. 1 y 100: H ₁ = -2,5m H ₁₀₀ = 2,5m	constante 0,35
Caso 3	B + CV	k= 10	kx = 10 ky = 10 kz = 1	1E-5	0,03	1	De 1.600 a 1.500	Cols. 1 y 100: H = 0 m	constante 0,35
Caso 4	B + M	k= 10	kx = 10 ky = 10 kz = 1	1E-5	0,03	1	1.500	Cols. 1 a 20: H = marea H ₁₀₀ = 0 m	constante 0,35
Caso 5	B + HV	k1 = 15 k2 = 30 k3 = 1	1/10 en todas las capas	1E-5	0,03	1	1.500	Cols. 1 y 100: H = 0 m	constante 0,35
Caso 6	B + DV	k= 10	kx = 10 ky = 10 kz = 1	1E-5	0,03	1	1.500	Cols. 1 y 100: H = 0 m	AD: 0,35 AS:35
Caso 7	B + GH + QV + M + HV + DV	k1 = 15 k2 = 30 k3 = 1	1/10 en todas las capas	1E-5	0,03	1	De 1.600 a 1.500	Cols. 1 a 20: H = marea H ₁₀₀ = 2,5 m	AD: 0,35 AS:35

Tabla 4.3. Propiedades y condiciones de contorno en cada uno de los casos considerados. La descripción detalla el caso supuesto, según B: Bombeo, GH: Gradiente Hidráulico, CV: Caudal Variable, M: Marea, HV: Heterogeneidad Vertical y DV: Densidad Variable. En cuanto a la densidad, AD hace referencia al agua dulce y AS al agua salada.

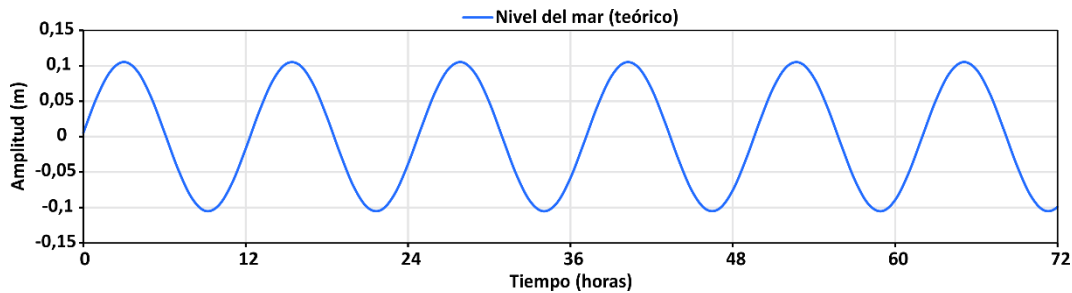


Fig. 4.5. Nivel del mar teórico calculado según la ecuación (4.15). Estos datos horarios de nivel del mar se incluyen en el borde del modelo para los casos 4 y 7. Calculado a partir de los parámetros del constituyente mareal semidiurno, M2.

El sondeo de bombeo (PB) se sitúa en el centro del dominio del modelo (2,5 km x 2,5 km), y se define como totalmente penetrante, desde los 3 m hasta los -200 m de profundidad (eje z), y su entubado en el modelo ha sido definido como completamente ranurado. El caudal de bombeo variable para los casos 3 y 7 se ha definido como lineal decreciente, con un valor inicial de 1.600 m³/d y un valor final de 1.500 m³/d, a lo largo de un día de bombeo. En los demás casos se ha considerado un caudal constante de 1.500 m³/d.

Finalmente, se ha añadido un total de ocho puntos de observación con el fin de obtener la simetría del cono de descensos en cada uno de los casos, así como los cambios del nivel piezométrico con la profundidad. Estos se han distribuido simétricamente a ambos lados del sondeo PB de bombeo, como se muestra en la figura 4.4. Los puntos de observación R1 y L1 se sitúan a 50 m del sondeo PB, mientras que los puntos R2 y L2 se sitúan a 100 m. Además, se han añadido cuatro puntos de observación cerca de la superficie, en cada uno de los puntos mencionados (denominados RS1, RS2, LS1 y LS2). La profundidad de medida respecto a la superficie en cada punto es la siguiente:

- RS1, RS2, LS1 y LS2: a -5 m
- R1 y L1: -40 m
- R2 y L2: -135 m

Con estos puntos de observación se intenta, por otra parte, simular de forma aproximada los puntos reales de observación P1 y P2, según sus profundidades y distribución respecto al sondeo PB, aunque en el modelo se han situado más distantes de éste para obtener una mejor resolución.

4.3. Resultados

4.3.1. Interpretación de los ensayos de bombeo

Para el cálculo de T y S se han utilizado los descensos correspondientes a los ensayos de bombeo E1 y E2 realizados en el sondeo PB. Los descensos medidos en los piezómetros P1 y P2 son ligeramente distintos para cada ensayo, debido a que de un ensayo a otro, el caudal de descarga que sale por el sondeo PB varía significativamente. No obstante, en ambos ensayos, los descensos medidos en P2 son mayores que en P1 (Fig. 4.3) debido tanto a su mayor cercanía al pozo de bombeo PB como a su menor profundidad de medida. El mayor descenso en P2 durante el ensayo E1 es de 0,79 m y 0,49 m durante E2 (Tabla 4.2). En el caso de P1, las diferencias en los descensos producidos en ambos ensayos son muy leves, sin exceder en ningún caso los 0,02 m. En ambos ensayos también son notables las oscilaciones mareales diurnas y semidiurnas, con periodos de 24 h y 12,2 h, respectivamente.

Se puede intuir, por otra parte, que el flujo alrededor del pozo de bombeo (PB) interactúa con la oscilación mareal inducida en los niveles piezométricos. De hecho, las fluctuaciones en P2 y en P1, en ausencia del bombeo son de 0,05 m y 0,15 m, respectivamente. Sin embargo, durante los ensayos, estas fluctuaciones inducidas por la marea se muestran atenuadas, en este caso con valores de amplitud de 0,008 m en P1 y 0,006 m en P2.

4.3.1.1. Métodos clásicos

El ajuste de los descensos a las curvas teóricas ha sido mejor para el caso del piezómetro P2, con un error asociado de 1,6%, comparado con el 4% en el ajuste de los descensos en P1. Esta diferencia posiblemente es debida al diferente grado de influencia de la oscilación mareal, mucho más evidente en P1 que en P2, lo que dificulta su ajuste (Fig. 4.3). Los valores estimados de T para P1 varían entre 3.192 m²/d y 4.385 m²/d, mientras que para P2 varían entre 1.598 m²/d y 2.360 m²/d. Los valores de S obtenidos son entre $1,2 \cdot 10^{-4}$ y 0,008 para P1 y entre 0,003 y 0,009 para P2.

Si se aplican las modificaciones propuestas por Streltsova (1988) para los casos en los que el caudal de bombeo es variable en el tiempo, se obtienen valores algo menores de T respecto a los mencionados anteriormente. Estos varían entre 2.750 y 3.249 m²/d

para P1 y entre 1.292 y 1.630 m²/d para P2 (Tabla 4.4). Sin embargo, los valores de S obtenidos en este caso son mayores, entre 0,03 y 0,002 para P1 y de 0,023 para P2. En general, los valores de error estándar obtenidos en el ajuste de las curvas en este caso son muy similares al caso de caudal constante. No obstante, cuando el caudal variable es considerado, el ajuste de los descensos para P2 presenta el menor error estándar (1,5%). Por tanto, los valores medios de las estimaciones para P2 se pueden tomar como valores más representativos de T y S para el sector occidental del acuífero Motril-Salobreña mediante los métodos de Theis y Cooper-Jacob (a caudal variable), con valores de 1.460 m²/d y 0,027, respectivamente.

		Ensayo 1		Ensayo 2				
		Bombeo		Bombeo		Recuperación		
		Cooper-Jacob	Theis	Cooper-Jacob	Theis	Cooper-Jacob	Theis	
Caudal constante	T (m ² /d)	P1	4.381	4.383	3.192	3.192	-	-
		P2	1.602	1.598	1.977	1.971	2.360	1.933
	S (-)	P1	1,5·10 ⁻⁴	1,2·10 ⁻⁴	0,009	0,008	-	-
		P2	0,009	0,009	0,003	0,003	-	-
Caudal variable	T (m ² /d)	P1	3.249	3.249	2.768	2.750	-	-
		P2	1.292	1.290	1.629	1.630	-	1.242
	S (-)	P1	0,002	0,002	0,03	0,03	-	-
		P2	0,03	0,03	0,023	0,023	-	-

Tabla 4.4. Resultados obtenidos de transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S) para los puntos de observación P1 y P2, mediante la aplicación de los métodos clásicos de interpretación de ensayos de bombeo para caudal de bombeo constante y variable.

4.3.1.2. Otras soluciones analíticas

Para la aplicación de otras soluciones analíticas se han utilizado solamente los registros de descensos obtenidos en P2, ya que en el caso de los registrados en P1, los resultados son difíciles de interpretar debido a la influencia mareal.

El valor de la relación entre distancia al punto de bombeo y el alcance de la cuña salina (r/L) en este caso es $8.72 \cdot 10^{-3}$ ($r= 4.72$ m, $L=541$ m), que queda por encima del límite de aplicabilidad según Sakr (2001), con lo cual se podría aplicar la solución de Theis. A pesar de ello, y dado que el valor de r/L está próximo al límite de aplicabilidad, se han intentado ajustar las nuevas curvas propuestas por Sakr (2001) para comprobar los resultados obtenidos con este método. Si se consideran dichas curvas, se consigue un mejor ajuste gráfico que para el caso de Theis. La curva $s - \log(t)$ queda incluida entre las correspondientes a una relación r_p/L de 1 y $2 \cdot 10^{-4}$, donde r_p es el radio del pozo de bombeo y L es la longitud inicial estática de la intrusión de agua salada desde el borde

costero, medida sobre la base del acuífero. El valor obtenido de T , $1.540 \text{ m}^2/\text{d}$, es bastante próximo al obtenido con los métodos clásicos ($1.460 \text{ m}^2/\text{d}$). El resultado para S , de $2,75 \cdot 10^{-5}$, es bastante más bajo que el obtenido con los métodos clásicos.

Según el método propuesto por Sen y Altunkaynak (2004), se calcula un valor para la disminución de caudal según la función $Q(t) - Q_F = 186,85e^{-2,12t}$, obteniéndose un valor de caudal inicial de $1.612 \text{ m}^3/\text{d}$. Según estos autores, si el caudal de descarga es variable pero se utilizan los métodos de evaluación de caudal constante para estimar los parámetros hidrogeológicos, el valor de T se sobreestima, mientras que el valor de S se subestima.

A partir de la pendiente de la recta $s/Q - \log(t)$ se obtiene un valor de T de $1.040 \text{ m}^2/\text{d}$, menor a los $1.460 \text{ m}^2/\text{d}$ obtenidos con los métodos clásicos. Por otro lado, este método no se ha podido aplicar para el cálculo de S , ya que el valor de t_0 es demasiado bajo debido a la baja pendiente de la recta $s/Q - \log(t)$, con lo que se sale de rango de valores aportados por estos autores en la gráfica que relaciona los parámetros C y r/B . Este hecho puede deberse a que el método propuesto por los autores se aplica mejor en acuíferos confinados, en los cuales los descensos en relación al caudal de salida son mucho mayores que en el caso de acuíferos libres, como es el caso que nos ocupa.

Según la metodología de Chapuis et al. (2006), los descensos resultantes de extraer la oscilación mareal previa a los ensayos aún muestra oscilaciones remanentes, lo que indica que este método de proceder no limpia de forma completa los datos de descensos. En la aplicación de este método se han encontrado dos problemas principales. Por una parte, Chapuis et al. (2006) consideran una oscilación uniforme inducida en el nivel piezométrico, pero realmente esta oscilación es muy irregular (Fig. 4.2), debido a que estas oscilaciones están afectadas por otros factores además de los astronómicos (viento, presión barométrica o variaciones en la recarga del acuífero). Por este motivo resulta muy difícil encontrar señales de mareas con la misma amplitud en momentos diferentes. Por otra parte, el efecto de superposición de la señal mareal no afectada por el bombeo (h_0) a la señal registrada durante el bombeo (h) puede dar lugar a máximos y mínimos aparentes que falsean los descensos resultantes en el proceso de sustracción.

De forma resumida, las soluciones analíticas desarrolladas a partir de los métodos clásicos de Theis y Cooper-Jacob en las que se tiene en cuenta la densidad variable y un caudal de bombeo variable, proporcionan valores de T similares a los obtenidos con los métodos clásicos. La solución propuesta por Sen y Altunkaynak (2004) da unos valores de T un 30% menores que los métodos clásicos, mientras que la solución propuesta por

Sakr (2001) da valores de T un 5% mayores que los métodos clásicos. Por el contrario, los resultados para S con estas dos soluciones analíticas son mucho menores que los valores obtenidos con los métodos clásicos, y en algunos casos no son ajustables los datos.

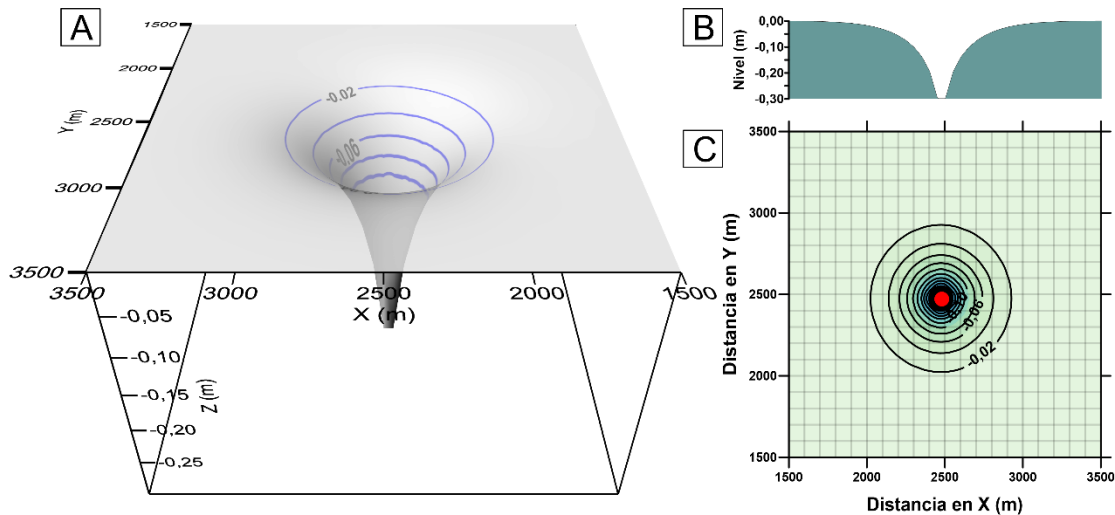


Fig. 4.6. Cono de descensos resultante en el caso 1 (condiciones ideales), visto en 3D (A), perfil (B) y planta (C).

4.3.2. Evaluación de la aplicabilidad de los métodos de Theis y Cooper-Jacob

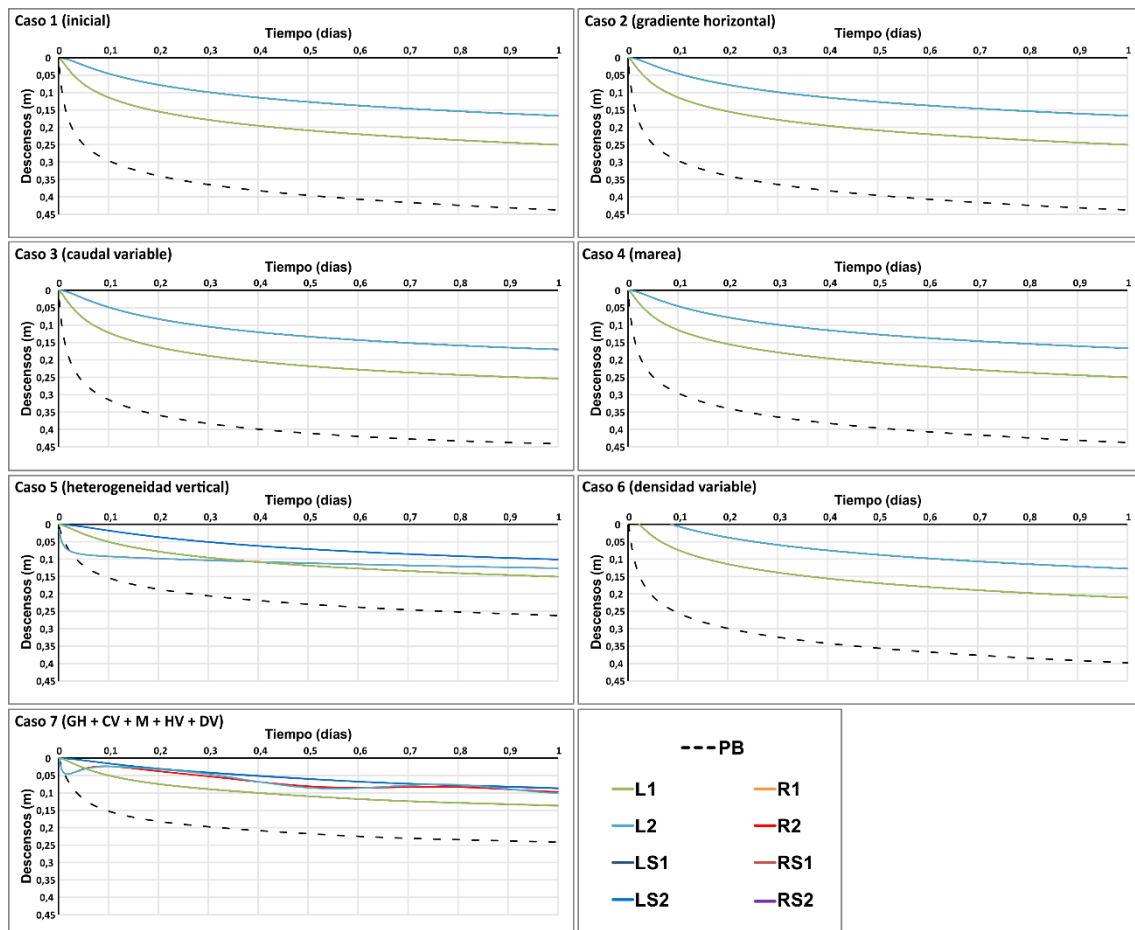
Como modelo de referencia se ha considerado el caso 1, donde la aplicación de los métodos clásicos debe proporcionar una solución exacta sobre la base de una situación con condiciones ideales (Fig. 4.6). En los demás casos se han modificado estas condiciones ideales según cada uno de ellos, evaluados éstos posteriormente mediante la comparación de los resultados con los del caso ideal (caso 1). Se puede apreciar que en todas las variantes del caso 1, tanto el cono de descensos obtenido como la distribución de las equipotenciales en el entorno del bombeo resultan significativamente diferentes (los conos de descensos, al igual que en la figura 4.6, se muestran para todos los casos en el Anexo III).

La figura 4.7 muestra los descensos en el tiempo para los ocho puntos de control definidos en el modelo numérico de bombeo, así como los descensos obtenidos en el mismo pozo de bombeo (línea discontinua en todos los casos), para todos los casos simulados, aunque parece haber varias líneas que coinciden en cada caso. Se puede observar que todos los registros son simétricos, y solo se detecta una cierta diferencia en el escenario 7, donde el efecto mareal, como se esperaba, afecta en mayor medida (mayor

Ensayos de bombeo

amplitud de oscilación) sobre el nivel medido en los puntos más cercanos al borde del modelo en el que se impone la condición de mareas.

En todos los casos donde se considera homogeneidad (todos menos 5 y 7), los descensos obtenidos en los registros profundos coinciden con los registrados en los puntos más superficiales. Sin embargo, en los escenarios heterogéneos (5 y 7), solo coinciden (o son muy similares) los descensos medidos en los puntos más cercanos a PB (R1 y L1) y los registrados en estos mismos puntos pero cercanos a la superficie (RS1 y LS1), ya que se encuentran situados en la misma capa del modelo (capa 1). Esto no ocurre para los puntos R2 y L2, localizados en la capa 2, mientras que RS2 y LS2 se encuentran en la capa 1. En los puntos R2 y L2 los descensos muestran una tendencia diferente a los otros puntos, con un descenso más acusado al inicio del bombeo y más leve al cabo de una hora de bombeo (Fig. 4.7).



A	Transmisividad, T (m ² /d)															
	R1				R2				RS1				RS2			
	CASOS	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)
Caso 1	1.958	-	2.014	-	1.994	-	2.133	-	1.937	-	2.032	-	1.994	-	2.133	-
Caso 2	1.959	0,05	2.066	2,58	1.995	0,05	2.066	-3,14	1.959	1,14	2.026	-0,30	1.995	0,05	2.185	2,44
Caso 3	1.944	-0,72	2.009	-0,25	1.985	-0,5	2.170	1,73	1.944	0,36	2.053	1,03	1.985	-0,45	2.078	-2,58
Caso 4	1.958	0	2.077	3,13	1.994	0	2.133	0	1.958	1,08	2.029	-0,15	1.994	0	2.100	-1,55
Caso 5	2.517	28,55	2.639	31,03	8.806	342	5.295	148,24	2.517	29,94	2.653	30,56	2.518	26,28	2.749	28,88
Caso 6	1.810	-7,56	1.945	-3,43	1.583	-20,6	2.170	1,73	1.810	-6,56	1.953	-3,89	1.583	-20,61	2.170	1,73
Caso 7	2.863	46,22	2.827	40,37	2.314	16,1	3.579	67,79	2.863	47,81	2.827	39,12	2.812	41,02	2.943	37,97

B	Coeficiente de almacenamiento, S (-)															
	R1				R2				RS1				RS2			
	CASOS	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)	Theis	Error (%)	Cooper-Jacob Error (%)
Caso 1	0,0292	-	0,0263	-	0,0288	-	0,0237	-	0,0301	-	0,0264	-	0,0288	-	0,0234	-
Caso 2	0,0292	0	0,0254	-3,42	0,0288	0	0,0254	7,17	0,0292	-2,99	0,0256	-3,03	0,0288	0	0,0234	0
Caso 3	0,0300	2,74	0,0262	-0,38	0,0291	1,04	0,0235	-0,84	0,0300	-0,33	0,0263	-0,38	0,0291	1,04	0,0253	8,12
Caso 4	0,0292	0	0,0254	-3,42	0,0288	0	0,0243	2,53	0,0292	-2,99	0,0261	-1,14	0,0288	0	0,0252	7,69
Caso 5	0,0970	232,19	0,0843	220,53	0,0002	-99,31	0,0043	-81,86	0,0970	222,26	0,0847	220,83	0,0723	151,04	0,0602	157,26
Caso 6	0,0664	127,40	0,0558	112,17	0,0707	145,49	0,0494	108,44	0,0664	120,60	0,0555	110,23	0,0707	145,49	0,0494	111,11
Caso 7	0,1072	267,12	0,1039	295,06	0,0609	111,46	0,0526	121,94	0,1072	256,15	0,1039	293,56	0,0945	228,13	0,0800	241,88

Tabla 4.5. Resultados obtenidos de (A) transmisividad (T) y (B) coeficiente de almacenamiento (S) para los puntos de control definidos en el modelo numérico (los puntos simétricos denominados con la letra L en el texto principal no se muestran) mediante la aplicación de los métodos clásicos de interpretación de ensayos de bombeo, para cada uno de los casos considerados. Los valores de error se han calculado respecto al caso 1 según las expresiones (4.1).

Ensayos de bombeo

Los escenarios 2, 3 y 4 muestran resultados muy similares al 1 para el grado de impacto sobre los descensos de las diferentes condiciones supuestas. En la tabla 4.5 se presentan los resultados de T y S calculados a partir de los datos de descensos obtenidos con el modelo numérico en cada uno de los casos, para un día de bombeo. A partir de los gráficos descenso-tiempo (Fig. 4.7), los valores de T calculados en los casos 2, 3, 4 y 6 resultan bastante cercanos a los obtenidos por los métodos clásicos de Theis y Cooper-Jacob (caso 1). El error cometido respecto al caso inicial tiende a ser menor del 10%, y solo en el caso de descensos medidos en los puntos más alejados del punto de bombeo (R2 y RS2), cuando se considera densidad variable (caso 6), el error alcanza el 20%.

La heterogeneidad vertical ha resultado ser el factor más importante respecto a la aplicación de los métodos clásicos para la interpretación de los ensayos de bombeo simulados. La distribución del flujo en este caso cambia radicalmente en comparación con el caso ideal (Fig. 4.8), y pasa de ser completamente horizontal (equipotenciales verticales) a distorsionarse hasta una distancia considerable desde el bombeo. En este caso (5), los valores de T obtenidos muestran un mayor porcentaje de error, aunque hay una mayor diferencia entre los valores calculados para los puntos de control situados en la capa 1, con errores en torno al 30%, y los situados en la capa 2, con errores superiores al 100%.

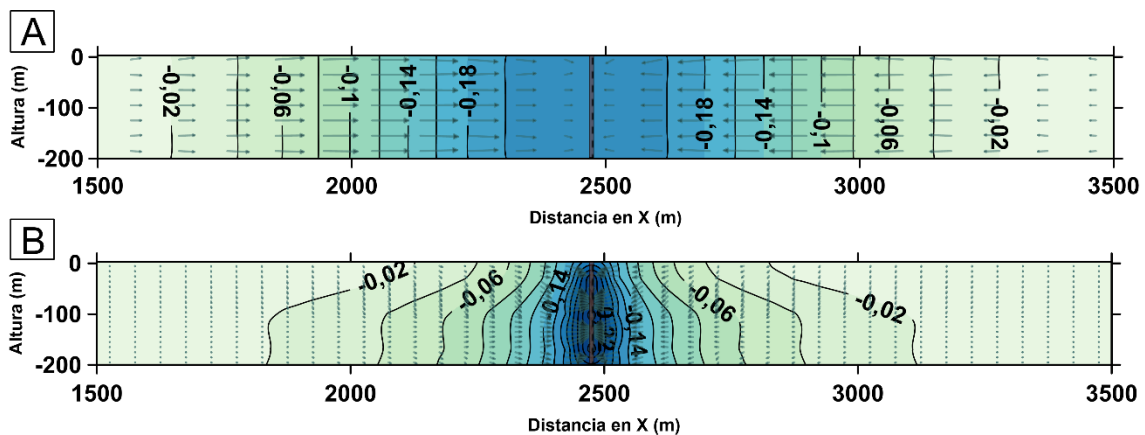


Fig. 4.8. Comparación entre los perfiles de flujo resultantes en el (A) caso 1, homogéneo, y el (B) caso 5, donde se incluye el factor de heterogeneidad. Las flechas indican dirección y magnitud de la velocidad de flujo subterráneo.

Cabe resaltar que, si se consideran a la vez todas condiciones cambiantes (caso 7) respecto al estado ideal (caso 1), el porcentaje de error es menor al 40-50% en muchos casos, probablemente debido a que ciertos efectos producidos por unos factores se vean compensados con los efectos producidos por otros.

El parámetro S resulta ser mucho más sensitivo a los cambios que en el caso 1. Se obtienen por una parte resultados aceptables de S en los casos en los que se incluye un gradiente horizontal, un caudal variable y los efectos de marea en acuífero homogéneo (casos 2, 3 y 4, respectivamente), lo que da errores generalmente por debajo del 3%. Por otra parte, se obtienen valores de S mucho mayores que el obtenido para el caso 1, con errores del 100-300%. Como ocurre con el parámetro T, los valores de S obtenidos para el caso 7 (con todas las variantes al caso 1) muestran errores menores que para el escenario 5 (heterogeneidad vertical). La densidad variable en el modelo afecta a la estimación de S (errores por encima del 100%) mucho más que a la estimación de T (errores del 1,7 al 20,6%).

4.4. Discusión

La aplicación de la solución analítica propuesta por Sen y Altunkaynak (2004) para el caso del acuífero costero Motril-Salobreña, con la que se puede determinar el efecto de un ensayo de bombeo a caudal de descarga variable, resulta en unos valores de T un 28% menores que los obtenidos en las mismas condiciones con los métodos clásicos. Por el contrario, los resultados del modelo numérico (para el caso 3), en el que se considera un descenso del caudal de bombeo del 10% a lo largo del ensayo, proporciona una diferencia del 2,6% en los valores de T respecto a los obtenidos con los métodos de Theis y Cooper-Jacob.

La otra solución analítica aplicada en este estudio, propuesta por Sakr (2001), en la que se consideran los efectos de dos fluidos de diferentes densidades, proporciona valores de T mayores en un 5% respecto a los obtenidos con los métodos clásicos para el acuífero Motril-Salobreña. En este caso, los resultados del modelo numérico (caso 6) indican que este factor tiene más impacto sobre los resultados y, al contrario de lo que sugiere Sakr (2001), con valores de T un 20% menores que los obtenidos con los métodos clásicos.

Cuando se consideran capas de diferente conductividad hidráulica (caso 5), tienen lugar flujos verticales que deforman las equipotenciales y pierden su verticalidad. Esto tiene lugar debido a que el aporte de agua subterránea por parte del pozo de bombeo es proporcional a la conductividad hidráulica de los materiales que atraviesa y, por tanto, el flujo en este caso es mayor en la capa 2 que en las otras, ya que tiene los valores de K más altos. De hecho, la capa 2 aporta un 71%, la capa 1 un 27% y la capa 3 un 2% (aprox.) del volumen total de agua bombeada. Esto causa una gran pérdida de potencial en la capa

Ensayos de bombeo

2 al inicio del ensayo, y la consecuente aparición de un gradiente hidráulico vertical desde las capas 1 y 3 hacia la capa 2. Esto explica por qué, en el caso 5, los descensos en L2 y R2 son más pronunciados al principio del ensayo y más estabilizados hacia el final del mismo, debido al aporte diferido de agua a la capa 2 por parte de las otras dos capas.

Consecuentemente, los valores de descensos medidos en las diferentes capas no corresponden con el efecto directo del volumen de agua bombeado, y explican por qué no proporcionan buenos resultados con la aplicación de los métodos clásicos. Por tanto, de acuerdo con lo anotado por Alam y Olsthoorn (2014), los métodos clásicos tienden a enmascarar el efecto en acuíferos estratificados con flujo vertical. En el caso 5, se ha considerado que el efecto producido podría ser similar al que ocurre en acuíferos semiconfinados, y por lo tanto se ha optado por utilizar la solución analítica propuesta por Hantush (1960). Los valores de T resultantes con ella son cercanos a los obtenidos por los métodos tradicionales, pero los errores son incluso mayores (sobre el 100%).

El efecto producido por la presencia de oscilaciones mareales en los descensos es mínimo cuando se considera una sola capa, es decir, homogeneidad (caso 4 en la figura 4.6), pero es bastante notable cuando varias capas son consideradas (caso 7 en la figura 4.6). De forma específica, los descensos registrados para los puntos de observación más someros (R1 y L1) no muestran una fluctuación visible; sin embargo, en los puntos de observación más profundos (R2, L2) muestran un claro efecto fluctuante debido a la marea. Esta circunstancia está en concordancia con el efecto encontrado al comparar el registro de nivel en los dos piezómetros de campo monitorizados en la zona de descarga del acuífero costero Motril-Salobreña (P1 y P2), donde se aprecia una oscilación inducida por la marea mucho mayor (mayor amplitud y menor retardo) en el caso del piezómetro más profundo, P1 (Fig. 4.2).

4.5. Conclusiones

El modelo numérico sintético ha mostrado que las estimaciones de los valores de transmisividad y de coeficiente de almacenamiento mediante la aplicación de los métodos de Theis y Cooper-Jacob en ensayos de bombeo en acuíferos detríticos pueden producir errores por debajo del 10% cuando existe un flujo regional (gradiente hidráulico horizontal), cuando el caudal de bombeo es variable en un 10% a lo largo del ensayo, y cuando el efecto de la oscilación mareal sobre los descensos es del orden del 1% del nivel piezométrico total.

La presencia de una interfase agua dulce-agua salada puede dar lugar a errores del 20% en los valores obtenidos de T y sobre el 100% de error en los valores estimados para S. Por su parte, la heterogeneidad vertical causa los mayores errores en los valores estimados de T y S en estas condiciones cuando se aplican los métodos clásicos. Las capas con conductividades hidráulicas variables en 1-30 m/d dan lugar a errores en ambos parámetros superiores al 100%.

Los métodos del Theis y Cooper-Jacob se pueden aplicar en acuíferos costeros para la interpretación de ensayos de bombeo con el fin de obtener valores de T y de S, siempre y cuando el sistema acuífero sea uniforme, con una heterogeneidad vertical no significativa y el ensayo se realice en un sector sin la presencia de densidad muy variable (sin presencia de cuña salina). Si por el contrario estos métodos se aplican en acuíferos costeros con un alto grado de heterogeneidad o el ensayo se realiza en las inmediaciones de la cuña salina, los valores estimados de S no pueden considerarse válidos, y los valores de T deberían ser vistos como aproximados y sobreestimados.

En el caso específico del acuífero Motril-Salobreña, de hecho, el valor obtenido para T (1.460 m²/d) mediante la aplicación de los métodos de Theis y Cooper-Jacob en los ensayos de bombeo realizados probablemente está de igual modo sobreestimado. El valor de S resulta por su parte bastante incierto y serían necesarios otros métodos a utilizar para determinarlo.

5. SONDEOS SURGENTES EN LA ZONA DE DESCARGA DE ACUÍFEROS COSTEROS

5.1. Introducción

Los acuíferos costeros presentan unas condiciones de flujo características debido al contacto con el agua del mar y el delicado equilibrio que se establece entre dos fluidos miscibles con diferente densidad. Como consecuencia de esta situación se forma una cuña salina que penetra tierra adentro una distancia que es función de las características del acuífero y de los potenciales hidráulicos en el mar y en el acuífero. La hidrodinámica de estas zonas presenta, por tanto, unas características especiales, con un patrón específico que se adapta a los cambios en la densidad de los fluidos y a la estrecha zona de descarga que queda para la salida de agua dulce.

En acuíferos costeros, las líneas de flujo se flexionan en las proximidades del mar, verticalizándose en sentido ascendente. Esto se produce debido al ascenso del agua dulce subterránea para salir hacia el mar desde las zonas más profundas del acuífero, así como al estrechamiento de la zona de descarga por la presencia de la cuña salina. El estudio de la hidrodinámica en estas condiciones resulta una labor complicada puesto que en superficie no siempre pueden detectarse estos patrones de flujo y se requiere de la perforación de sondeos muy costosos por las profundidades que se precisa alcanzar. Sin embargo, su construcción puede resultar determinante para conocer la dinámica de los acuíferos costeros, así como las afecciones que pueden producirse como consecuencia de las modificaciones antrópicas que ocurren en superficie.

Precisamente, los entornos donde tiene lugar estos procesos son aquellos que se encuentran menos modificados por las reducciones en la recarga inducidas por la acción antrópica. Las actuaciones sobre el sistema hídrico natural para el abastecimiento de la actividad humana conducen en muchas ocasiones a la desaparición de las componentes verticales de flujo como causa directa del descenso en el potencial de agua dulce en el acuífero. Por lo tanto, los acuíferos costeros que presenten menores modificaciones antrópicas, o dichas modificaciones estén bien reguladas, serán aquellos en los que se puedan localizar sondeos artesianos.

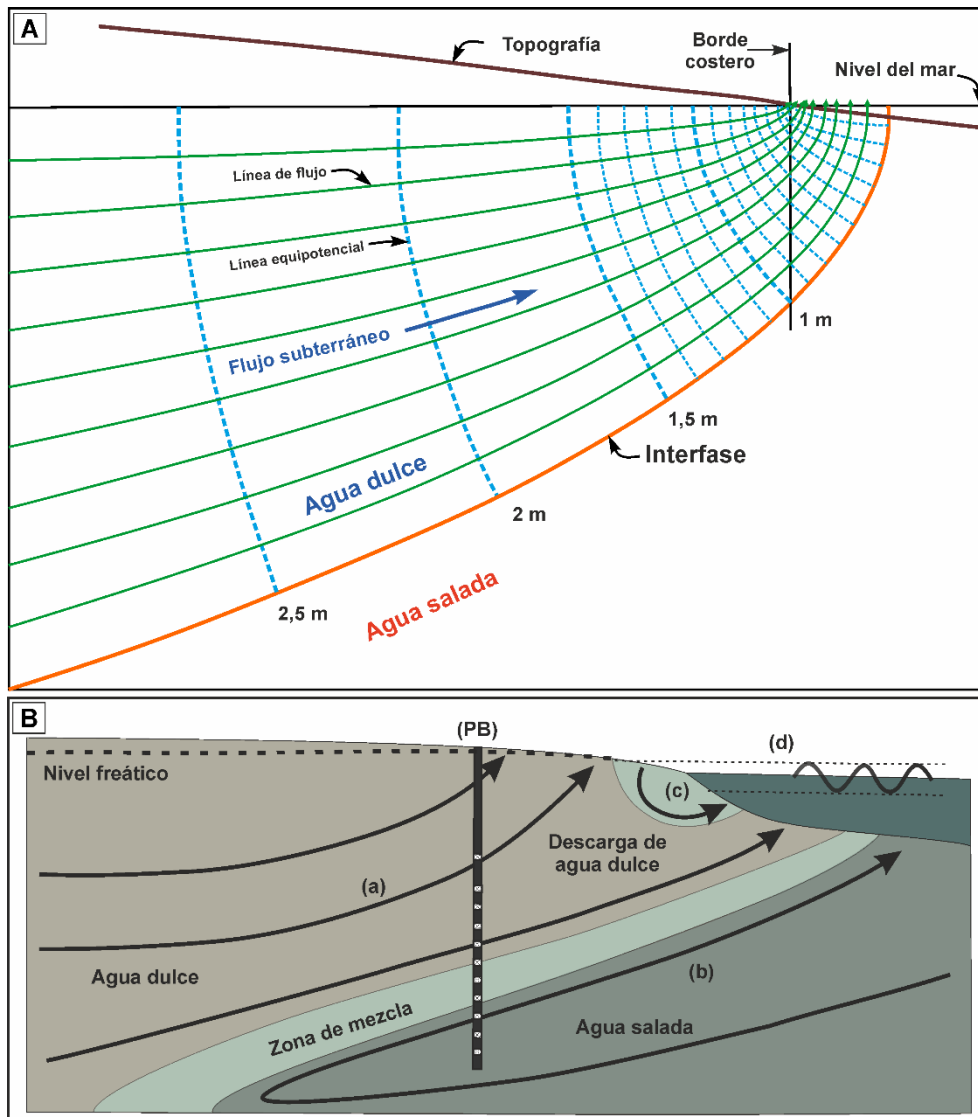


Fig. 5.1. (A) Patrón de flujo típico de la zona de descarga de un acuífero detrítico costero libre, modificado de Glover (1959). (B) Esquema general de la zona de descarga de un acuífero costero, donde tienen lugar diferentes procesos, tales como: (a) flujo de agua dulce hacia el mar, (b) circulación del agua salada en la cuña salina, (c) circulación de agua salada superior debido a la marea, y (d) oscilación mareal. (PB) Localización del sondeo objeto de este estudio. Esquema modificado de Werner et al. (2013).

El patrón de flujo subterráneo en las zonas de descarga de acuíferos costeros (Fig. 5.1 A) ha sido estudiado en numerosos trabajos, de los cuales destacan los primeros modelos de Glover (1959) y Kohout (1964), que sientan las bases de este estudio y explican los diferentes aspectos relacionados con la descarga de agua dulce al mar de forma submarina. De este patrón se deduce la existencia de una componente vertical de flujo predominante en las proximidades del borde costero, debido en gran parte al estrechamiento de la zona por la que se produce la principal descarga de agua hacia el mar. Esto ocurre a su vez por la presencia de la cuña salina que se sitúa en la parte inferior

de la zona de descarga del acuífero (Fig. 5.1 B), en equilibrio dinámico con el agua dulce (Kohout, 1964).

El acuífero costero Motril-Salobreña reúne los requisitos necesarios para un estudio de estas características. Por un lado, es un acuífero costero con una elevada recarga en relación a su explotación (extracciones poco importantes), y por otro, se dispone de sondeos profundos localizados cerca del borde costero, los cuales presentan un importante flujo vertical que genera la surgencia de agua subterránea (Duque et al. 2010).

Los objetivos que se plantean en este apartado pretenden responder al mejor conocimiento de la distribución del flujo subterráneo en la zona de descarga del acuífero, así como a la evaluación de la influencia que implica la apertura del sondeo surgente sobre el patrón de flujo existente. Concretamente, los objetivos que se plantean son los siguientes:

- Evaluar los efectos de la anisotropía y los cambios de conductividad hidráulica de los materiales sobre el patrón de flujo de la zona de descarga.
- Determinar las condiciones de contorno óptimas para representar el funcionamiento de un sondeo surgente mediante un modelo de flujo subterráneo en densidad variable.
- Analizar la respuesta del acuífero ante la apertura de un sondeo surgente cercano a la costa.

5.1.1. Localización y caracterización del sondeo surgente

A unos 300 m del borde costero se sitúa el sondeo surgente (PB) utilizado en este estudio (Fig. 5.2 A), que es el mismo punto utilizado para los ensayos de bombeo del apartado 4. Este sondeo tiene una profundidad total de 250 m desde el nivel topográfico, a lo largo de los cuales se instalaron 12 tramos ranurados (Fig. 5.2 B). Está instalado con tubería de hierro de 180 mm de diámetro, y presenta un cierre en la parte superior que bloquea la salida de flujo. Cuando está abierto muestra caudales que oscilan entre 10 y 20 L/s, en función del año y la estación (valores correspondientes al periodo 2009-2013). Cuando está cerrado presenta unos niveles variables que sobrepasan normalmente los 3 m sobre la superficie topográfica (cota absoluta media de 6,5 m). Los perfiles de salinidad realizados en el sondeo mediante una sonda de conductividad eléctrica muestran, tras una parte superior con agua dulce, un incremento de salinidad pronunciado a una profundidad

Sondeos surgentes

de 130 m, y un incremento progresivo a partir de esta profundidad hasta alcanzar salinidades muy elevadas en la zona más profunda (Fig. 5.3), cercanas a los 56 mS/cm característicos del agua del mar Mediterráneo.

Para este estudio se ha tomado como modelo de sondeo una simplificación de la

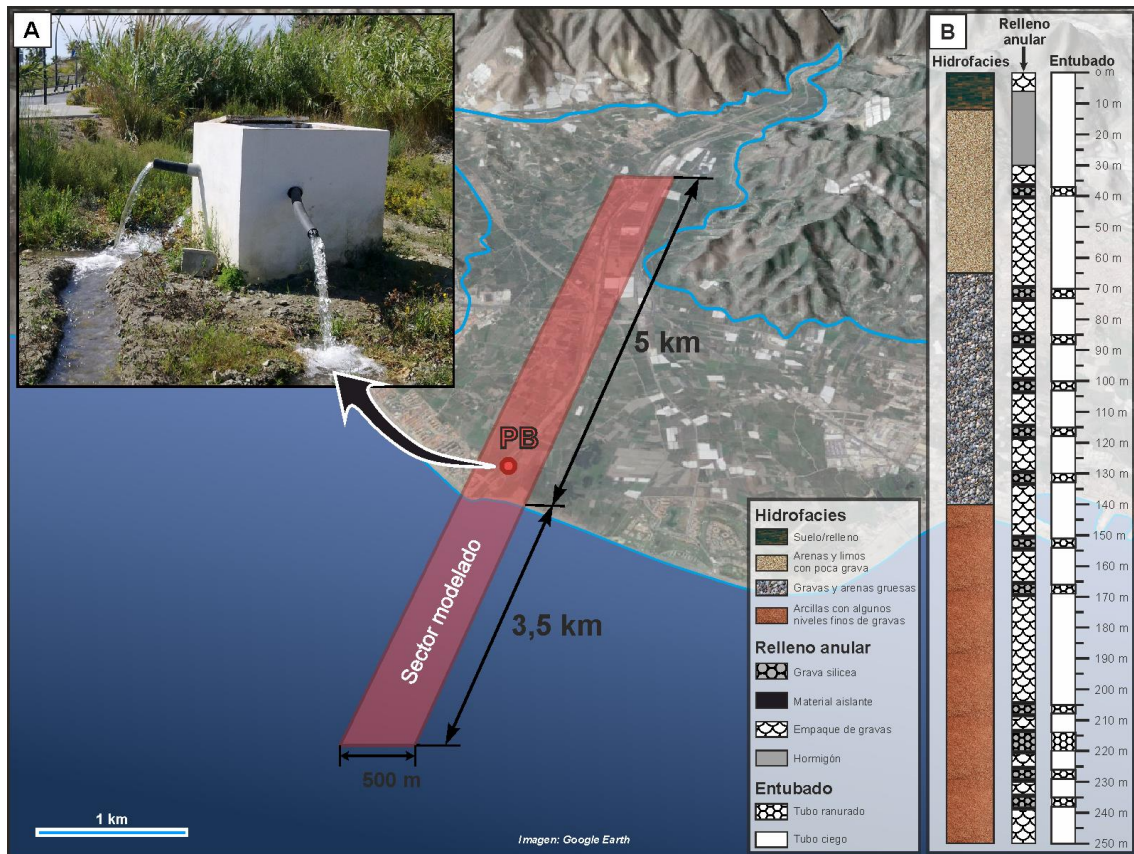


Fig. 5.2. (A) Localización del sector modelado e imagen del sondeo PB abierto, y (B) caracterización hidrogeológica simplificada del sondeo PB, así como su configuración constructiva (relleno anular y entubado).

columna litológica del sondeo PB en tres hidrofacies principales (la columna litológica detallada del sondeo se adjunta en el Anexo II). Desde la superficie hasta los 65 m dominan las arenas finas y los limos con algunas intercalaciones de gravas. Desde esta profundidad hasta los 135 m se perforaron mayoritariamente gravas centimétricas y diferentes proporciones de arenas gruesas. Desde aquí hasta el fondo predominan los materiales arcillosos con algunas capas intercaladas de gravas, que en todos los casos constituyen niveles de muy poco espesor (menos de 1 m).

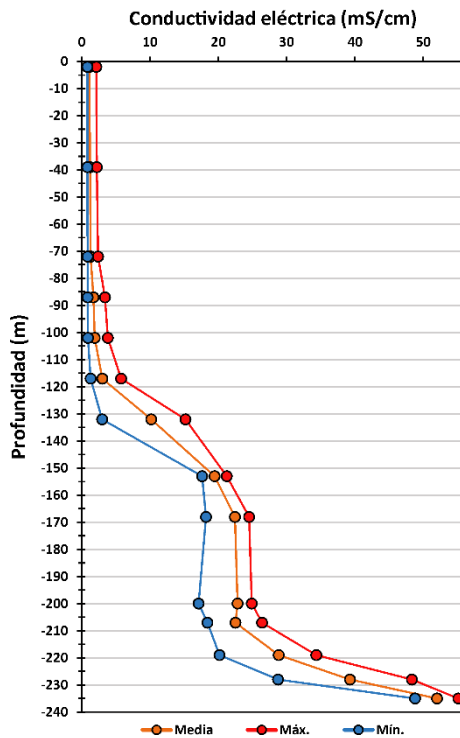


Fig. 5.3. Perfiles de conductividad eléctrica máxima, mínima y media a partir de registros mensuales realizados durante el periodo 2009-2011 en el sondeo surgente PB.

5.1.2. Modelo numérico

Para el modelo numérico en 3D se ha utilizado el modelo matemático SEAWAT 4 (Langevin et al. 2008), que combina los códigos MODFLOW-2000 (Harbaugh et al. 2000) y MT3DMS (Zheng y Wang, 1999) en un modelo de flujo y transporte en densidad variable. Este permite modelar tanto la distribución del flujo subterráneo como la distribución de salinidad asociada a la presencia de la cuña salina en el borde costero, según la diferencia de densidad entre el agua dulce del acuífero y el agua del mar.

El modelo conceptual definido y las condiciones de contorno impuestas en el

modelo numérico se muestran en la figura 5.4. Las dimensiones del modelo son de 8,5 km de largo (en la dirección de flujo) por 0,5 km de ancho, con un espesor variable, desde los 290 m del borde norte (borde derecho) a los 250 m del borde sur (borde izquierdo). En este caso no se ha tenido en cuenta la pendiente del basamento del acuífero, aunque es un factor importante en la configuración de la intrusión marina, ya que en este estudio me he centrado en la perturbación del patrón de flujo en la zona de la interfase agua dulce-agua salada por la presencia de sondeos surgentes.

La dimensión de celda es constante, con una discretización espacial de 50 m x 50 m x 10 m. El borde derecho del modelo se ha tomado a 5 km de la costa, con el fin de que afectara lo mínimo posible esta condición de contorno en el sector costero, que constituye el área de verdadero interés en este estudio. El borde izquierdo se ha tomado a 3,5 km desde el borde costero hacia el mar, con lo que se consigue definir completamente la zona de descarga superficial y de descarga submarina del acuífero. Este borde constituye el contacto inclinado acuífero-mar (fondo marino), con una pendiente asignada del 2,85%, valor de la pendiente media obtenida a partir de los perfiles de batimetría obtenidos de Jabaloy-Sánchez et al. (2014). La parte del mar se ha considerado dentro del dominio

Sondeos surgentes

total del modelo, y a las celdas que lo forman se les asigna un valor de conductividad hidráulica (K) y de coeficiente de almacenamiento (S) muy altos. El resto del modelo lo componen 25 capas de celdas horizontales, las cuales se encuentran repartidas en 7 niveles inclinados diferenciados por su valor de K (K_x , K_y y K_z), para definir en conjunto un sistema acuífero multicapa, heterogéneo y anisótropo (Fig. 5.4).

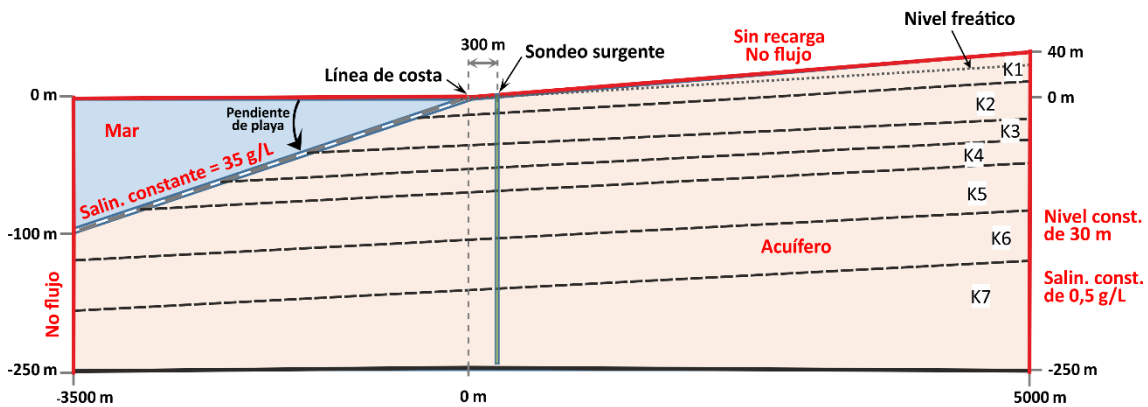


Fig. 5.4. Modelo conceptual definido para el modelo numérico. Se detallan las dimensiones del modelo, las condiciones de contorno impuestas en los bordes (líneas rojas), así como las zonas de diferente conductividad hidráulica y la localización del sondeo surgente PB.

En cuanto a las condiciones de contorno, al borde derecho se le ha impuesto una condición de tipo *Dirichlet*, con un valor constante para el nivel de 30 m s.n.m. El límite dibujado por la línea de contacto acuífero-mar se ha definido también como un borde tipo *Dirichlet*, con nivel constante igual a cero (nivel del mar). El resto de los bordes se han considerado de tipo *Neuman*, es decir, bordes sin flujo (borde inferior, borde izquierdo y línea topográfica, considerada sin recarga). En cuanto a las condiciones de transporte, al borde derecho se le ha asignado un valor constante de salinidad igual a 0,5 g/L, mientras que al borde superior izquierdo (superficie del mar) se le asigna un valor de salinidad constante de 35 g/L (Fig. 5.4).

5.2. Metodología

Se ha desarrollado un modelo de transporte en densidad variable, a partir del cual se han definido y analizado una serie de diferentes condiciones de contorno, para comparar sus efectos sobre la hidrodinámica de la zona de descarga (Fig. 5.5). En cuanto a la simulación de la descarga de agua subterránea a través del sondeo, se han evaluado dos posibilidades principales, que consisten en la representación del sondeo (1) como un dren, para el cual se ajusta el caudal total drenado al caudal medio aforado en el pozo de

bombeo (PB) y (2) como un bombeo, al cual se le asigna un caudal de extracción igual al caudal medio aforado en PB en el trabajo de campo. Ambas condiciones de contorno tienen comportamientos similares en el modelo, ya que las dos opciones permiten la salida de agua de procedencia profunda hacia la superficie. El potencial hidráulico del dren se establece inicialmente en 2 m sobre el nivel del mar, con una conductancia para las celdas tipo dren de $10^5 \text{ m}^2/\text{d}$.

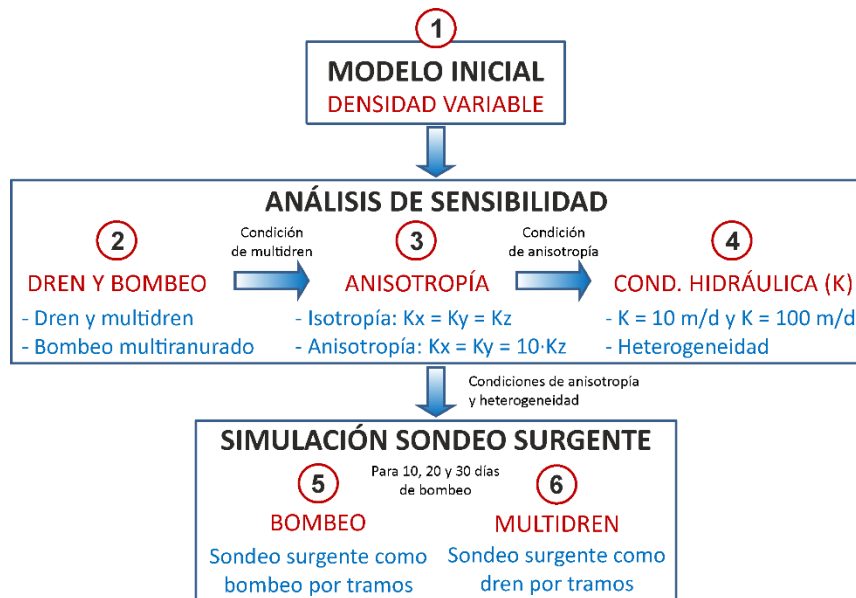


Fig. 5.5. Diagrama de flujo de los principales pasos seguidos durante el análisis de sensibilidad y pruebas de simulación del sondeo surgente.

Para el caso de la representación del sondeo surgente con esta condición, se han evaluado previamente los efectos de simularlo como un dren en toda su longitud o bien solamente en los tramos donde está ranurado (Fig. 5.5, paso 2). Este aspecto resulta relevante debido a que en muchas ocasiones, la técnica de construcción de los sondeos no permite hacer un ranurado continuado en toda la profundidad del acuífero, sobre todo en acuíferos con espesores muy elevados como en este caso. Para comprobar cómo se modifican los patrones de flujo, se han establecido drenes cuyo valor de conductancia se reduce hasta anular el paso de flujo en los tramos donde la tubería es ciega, con lo cual se pasa de tener toda la longitud del sondeo como drenante a tener solamente los tramos reales ranurados. En estos tramos se asignan finalmente conductancias de $10^5 \text{ m}^2/\text{d}$, valores muy elevados para que el agua subterránea fluya sin oposición hacia el dren.

La evaluación de los efectos de las condiciones de anisotropía (Fig. 5.5, paso 3) sobre el patrón de flujo se ha realizado mediante la consideración general de que la componente vertical de la conductividad hidráulica (K_z) es desde 1 (isotropía) a 10 veces menor a las

Sondeos surgentes

componentes horizontales (K_x , K_y). Por otro lado, para evaluar los efectos producidos por los valores asignados de K se han realizado pruebas de simulación con valores de 10 m/d y 100 m/d, con condiciones de isotropía y homogeneidad en profundidad y con el resto de las condiciones de contorno sin cambios (Fig. 5.5, paso 4).

A partir del mejor ajuste con las condiciones evaluadas en las simulaciones anteriores, se ha desarrollado un modelo final en el que simular igualmente ambos casos (sondeo definido como multidren y como bombeo), las condiciones de anisotropía y heterogeneidad que mejor se ajustan a la realidad en este sector del acuífero (Fig. 5.5, pasos 5 y 6). Para ello se ha dividido el modelo en 7 zonas con un valor asignado de K diferente en profundidad. Estos valores se han asignado sobre la base de las pruebas anteriores y del conocimiento de las propiedades hidrogeológicas de los materiales que fueron perforados en esta zona del acuífero durante la construcción de varios sondeos. Finalmente, para cada una de las variables de simulación del sondeo surgente se ha calculado el resultado de flujo y de distribución de salinidad para 10, 20 y 30 días de bombeo (o drenaje), y se ha realizado la calibración en ambos casos con los resultados de salinidad en cada tramo del sondeo para 30 días de simulación.

5.3. Resultados

5.3.1. Análisis de sensibilidad

Los resultados de cada una de las diferentes pruebas mencionadas en el apartado anterior se han analizado y utilizado para definir un modelo definitivo con el que simular el comportamiento del flujo subterráneo en presencia de un sondeo surgente. Así mismo, con ello se consigue profundizar en la interpretación de los datos que se monitorizan en sondeos de este tipo, para tener así una mejor comprensión de las características del flujo en este sector del acuífero y de los efectos producidos sobre el mismo.

5.3.1.1. Condición de contorno para el sondeo surgente

La primera evaluación ha consistido en la comparación entre representar el sondeo surgente como un pozo de bombeo o como un dren (Fig. 5.6). Los resultados para el caso del bombeo dan lugar a grandes depresiones asociadas a la extracción, que da lugar a un efecto de llamada de agua dulce, la cual sale principalmente por la boca del sondeo (Fig.

5.6 A). En el caso del dren (Fig. 5.6 B), la salida del agua se bloquea a cierta profundidad, concretamente cuando la equipotencial de 2 m (la misma altura asignada al dren) alcanza la posición del sondeo, con lo cual no se ve afección sobre la cuña salina.

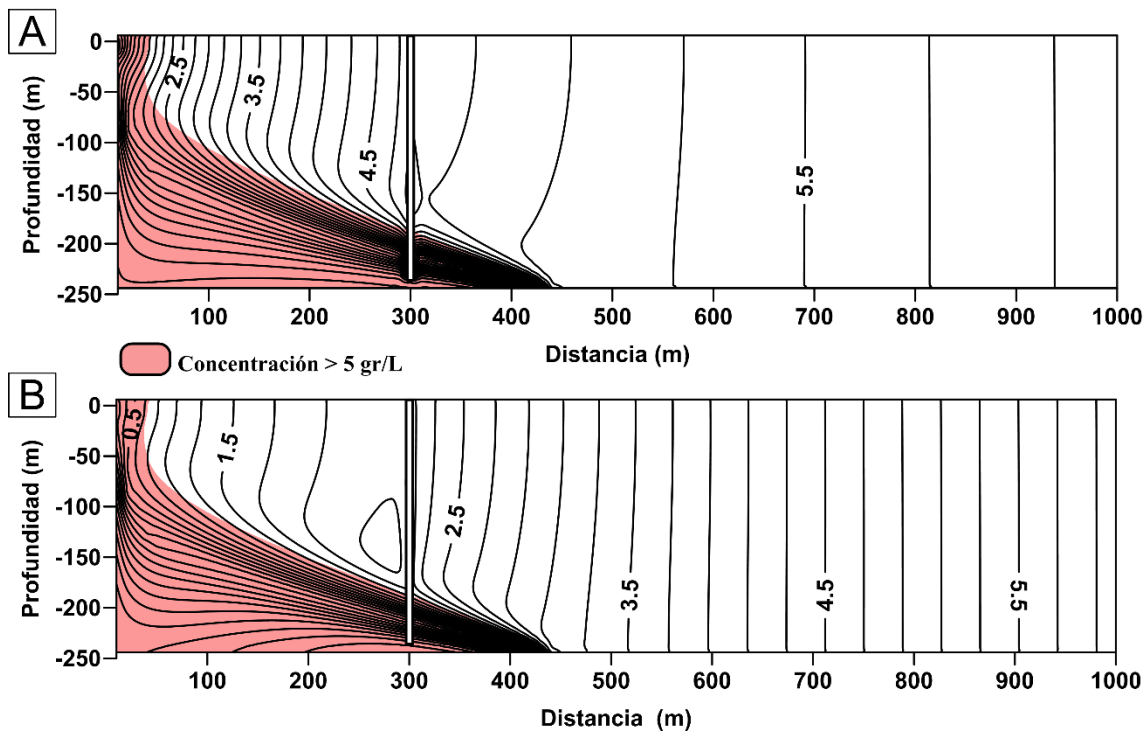


Fig. 5.6. Resultados de flujo y situación de la cuña para los casos de (A) sondeo surgente como pozo de bombeo y (B) sondeo surgente como dren. En ambos casos, los resultados mostrados corresponden a condiciones de homogeneidad ($K = 10$ m/d) e isotropía ($K_x = K_y = K_z$).

Para el caso de definir el sondeo surgente como un dren, se obtienen cambios leves en los resultados obtenidos (Fig. 5.7) según se considere un dren único para toda la longitud del sondeo o un sistema multidren. La diferencia principal consiste en la presencia de equipotenciales de menor potencial alrededor de las zonas filtrantes para el caso del multidren, aunque no se producen cambios significativos en la hidrodinámica general.

El volumen total de agua extraída no varía de forma importante de un caso a otro, puesto que aunque la extensión de tramos drenantes se reduce casi en un 80% en el caso del multidren en comparación con el dren completo, el caudal drenado se reduce solamente en un 10%.

5.3.1.2. Conductividad hidráulica y anisotropía

La evaluación de la condición de isotropía o anisotropía (Fig. 5.8) ha sido realizada sobre la base de un modelo homogéneo, para el sondeo simulado como un multidren.

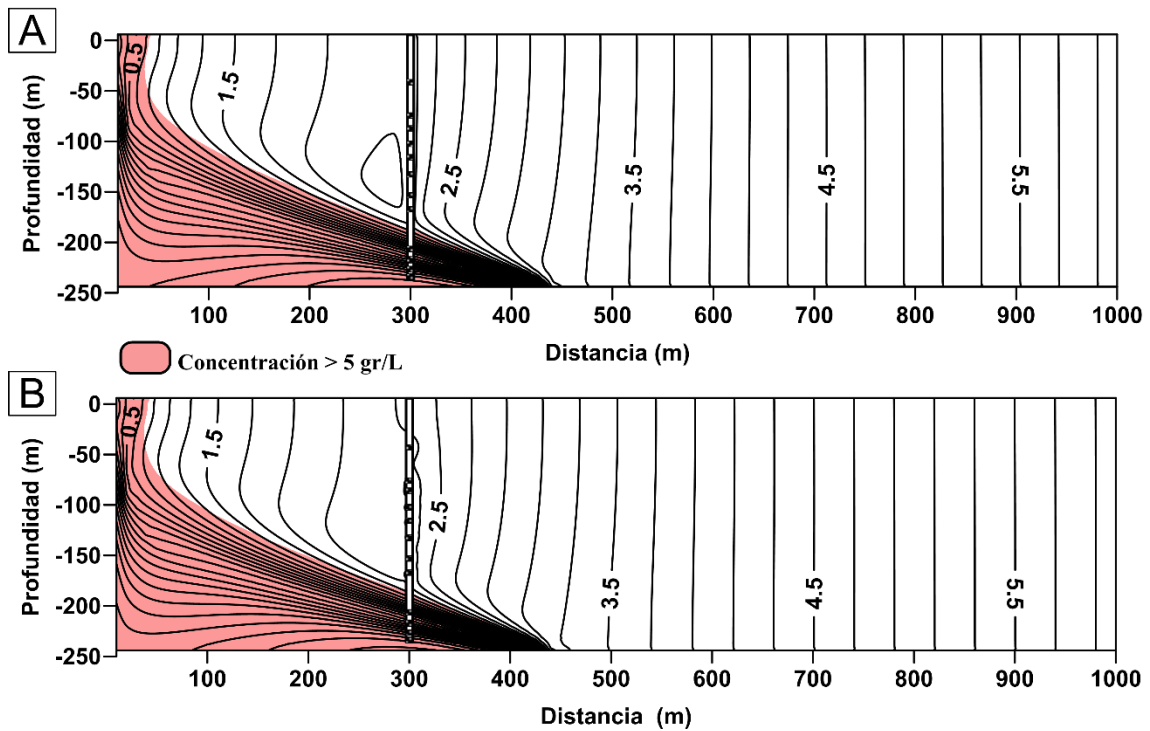


Fig. 5.7. Resultados de flujo y situación de la cuña para los casos de (A) dren completo y (B) multidren, situados según las profundidades de los tramos ranurados en PB. Los resultados mostrados corresponden en ambos casos a condiciones de homogeneidad ($K = 10 \text{ m/d}$) e isotropía ($K_x = K_y = K_z$).

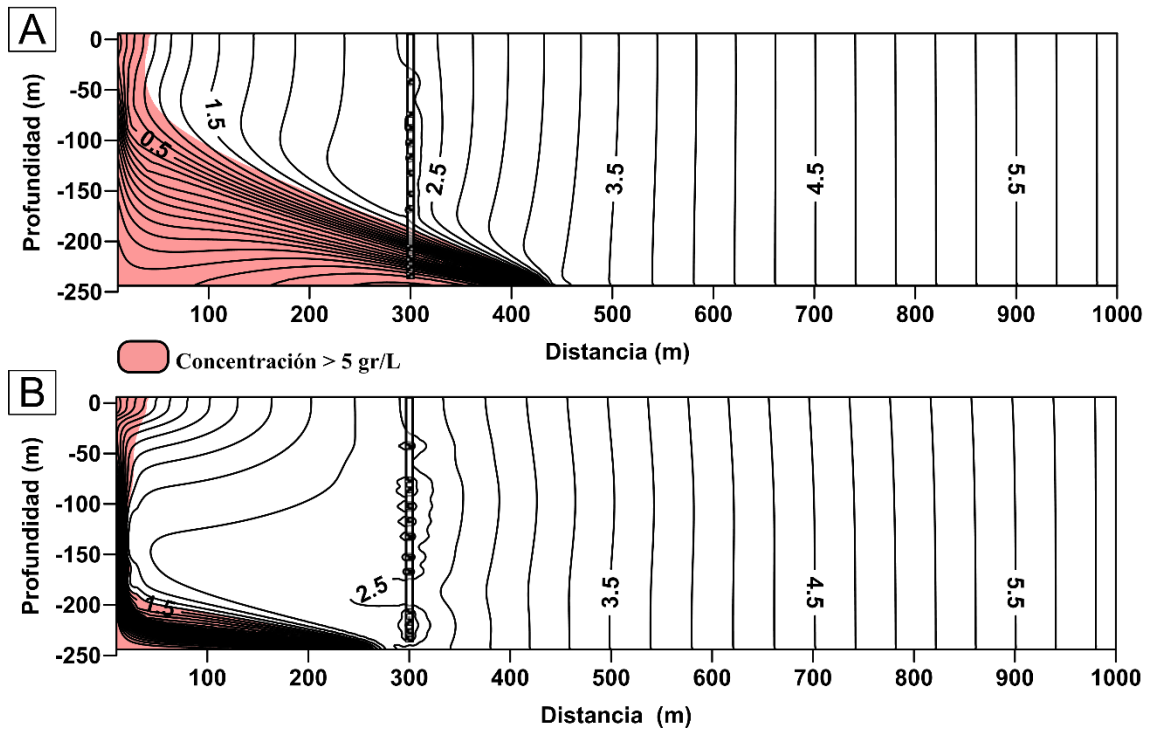


Fig. 5.8. Resultados de flujo y situación de la cuña para los casos de (A) isotropía y (B) anisotropía. En ambos, los resultados mostrados corresponden a la situación en la que se define el sondeo como un sistema multidren en condiciones homogéneas ($K = 10 \text{ m/d}$).

Los resultados muestran que en condiciones de anisotropía se favorece la horizontalidad de las equipotenciales en la zona de descarga, lo que da lugar a un flujo vertical de mayor intensidad (Fig. 5.8 B). Además, esta situación implica que la cuña salina que intruye en el acuífero sea de menor extensión respecto al caso isótropo (Fig. 5.8 A). El sistema multidren utilizado en este caso para definir el sondeo PB también se ve afectado de forma distinta en cada caso, lo que da lugar en el caso anisótropo a que las equipotenciales cercanas al sondeo sean concéntricas a los tramos y alargadas según la dirección del flujo. Por tanto, este factor presenta un gran impacto sobre el patrón de flujo y la posición y morfología de la cuña salina, y sin embargo, los caudales obtenidos con el dren en cada caso solo varían entre sí en un 10%.

5.3.1.3. Conductividad hidráulica y heterogeneidad vertical

En cuanto a los cambios en la conductividad hidráulica, tanto los patrones de flujo obtenidos como las características de la cuña salina difieren considerablemente para los casos considerados (Fig. 5.9). El aumento de la K implica un mayor movimiento de agua hacia ambos lados de la vertical del sondeo, ya que la cuña penetra mucho más en el acuífero a lo largo del basamento, y el flujo de agua dulce hacia el mar sobre esta se incrementa. El multidren capta 10 veces más agua cuando la K se incrementa de 10 m/d (Fig. 5.9 A) a 100 m/d (Fig. 5.9 B), restringida esta captación a las zonas media y alta del acuífero en el segundo caso, aunque se observa cierta influencia de los niveles inferiores por la salinidad.

Finalmente, los resultados correspondientes a la evaluación de la heterogeneidad indican que los cambios en profundidad de los valores de K dan lugar a diferencias significativas en lo referente a las características y posición de la cuña salina y a la distribución de las equipotenciales (Fig. 5.10). El nivel inferior se ve ocupado por agua salada que intruye hacia el interior del acuífero, lo que da lugar a un mayor flujo de agua dulce por la capa intermedia, más conductiva. En la capa superior se incrementa el flujo vertical y el sondeo surgente apenas muestra influencia sobre la cuña, debido a la circulación preferente de agua dulce por la capa intermedia, con una mayor afección por el sondeo en la capa superior.

Sondeos surgentes

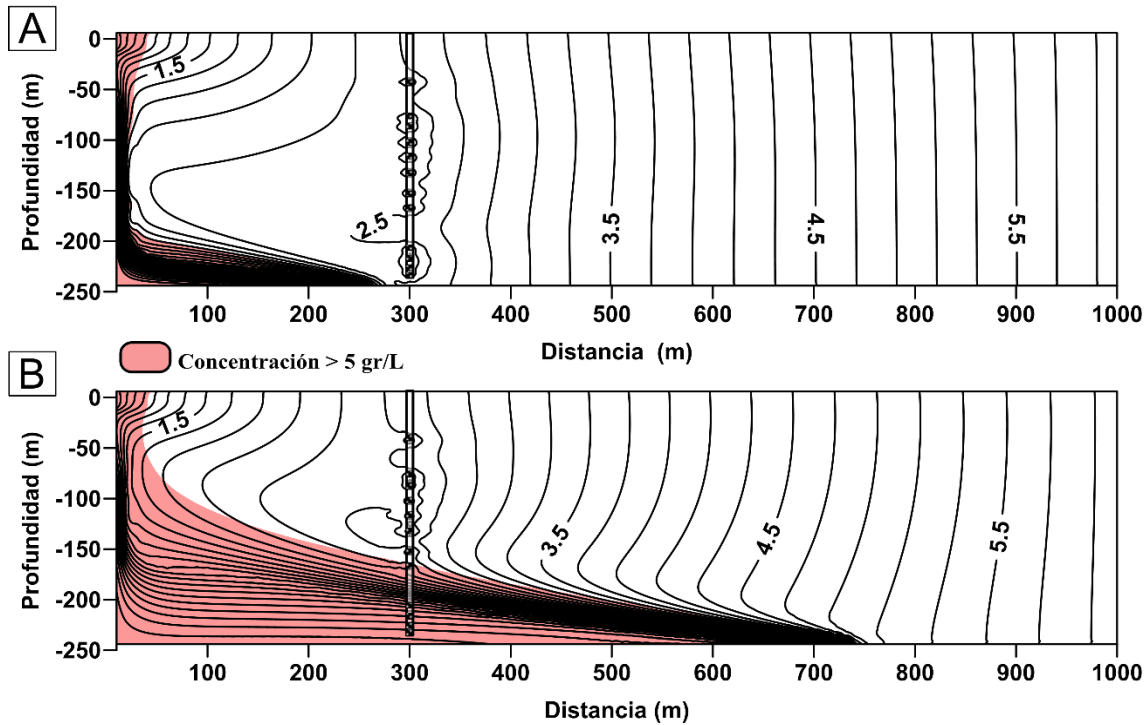


Fig. 5.9. Resultados de flujo y situación de la cuña para los casos de (A) $K = 10$ m/d y (B) $K = 100$ m/d. En ambos casos, los resultados mostrados corresponden a la situación en la que se define el sondeo como un sistema multidren en condiciones anisótropas ($K_x/K_z = 10$).

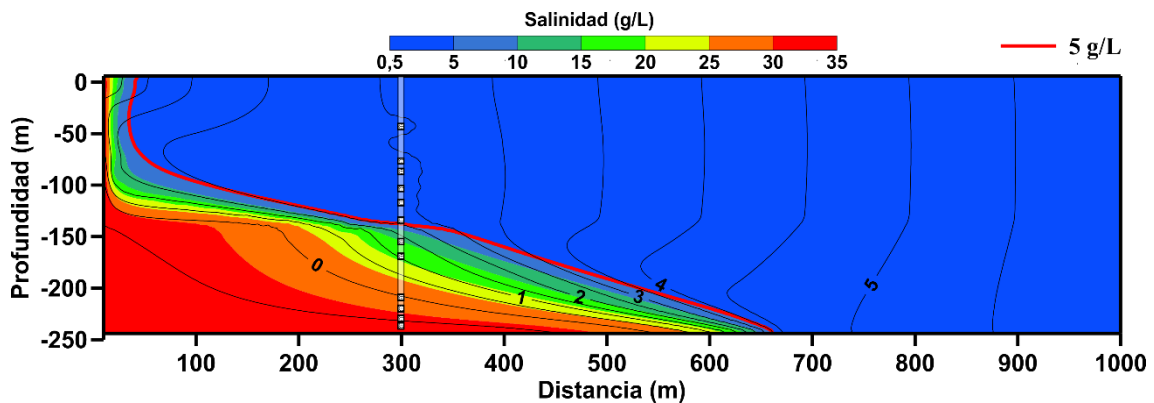


Fig. 5.10. Resultados de flujo y situación de la cuña para el caso de la simulación del sondeo surgente como un multidren en condiciones de anisotropía ($K_x/K_z = 10$) y heterogeneidad. Las conductividades hidráulicas en este supuesto son 40 m/d (capa 1), 100 m/d (capa 2) y 10 m/d (capa 3).

5.3.2. Modelación del sondeo surgente

A partir de los análisis anteriores, se ha desarrollado un modelo definitivo, en condiciones de anisotropía y heterogeneidad similares a la situación real, sobre el cual se han simulado de nuevo los casos en los que se define el sondeo surgente como un pozo de bombeo y como un multidren, y en ambos casos se evalúan los resultados obtenidos para 10, 20 y 30 días de simulación. En estas simulaciones se incluye la zona del mar en el modelo, y las demás condiciones de contorno se han mantenido constantes. Los

resultados para cada caso de simulación muestran diferencias significativas, tanto en el patrón de flujo para la zona de descarga como en la distribución de la salinidad.

Los resultados para el caso del sondeo definido como un pozo de bombeo (Fig. 5.11) indican que la perturbación de las líneas equipotenciales en la zona cercana al sondeo ya resulta patente tras 10 días de simulación, y esta perturbación se incrementa de forma significativa a los 20 y a los 30 días. La carga hidráulica en estos casos disminuye principalmente en la parte más profunda del sondeo, donde tiene lugar una dilución localizada del agua de la cuña salina por succión de agua más dulce, debido a su menor densidad. No obstante, no provoca cambios apreciables sobre la cuña salina más allá de dicha perturbación alrededor del sondeo.

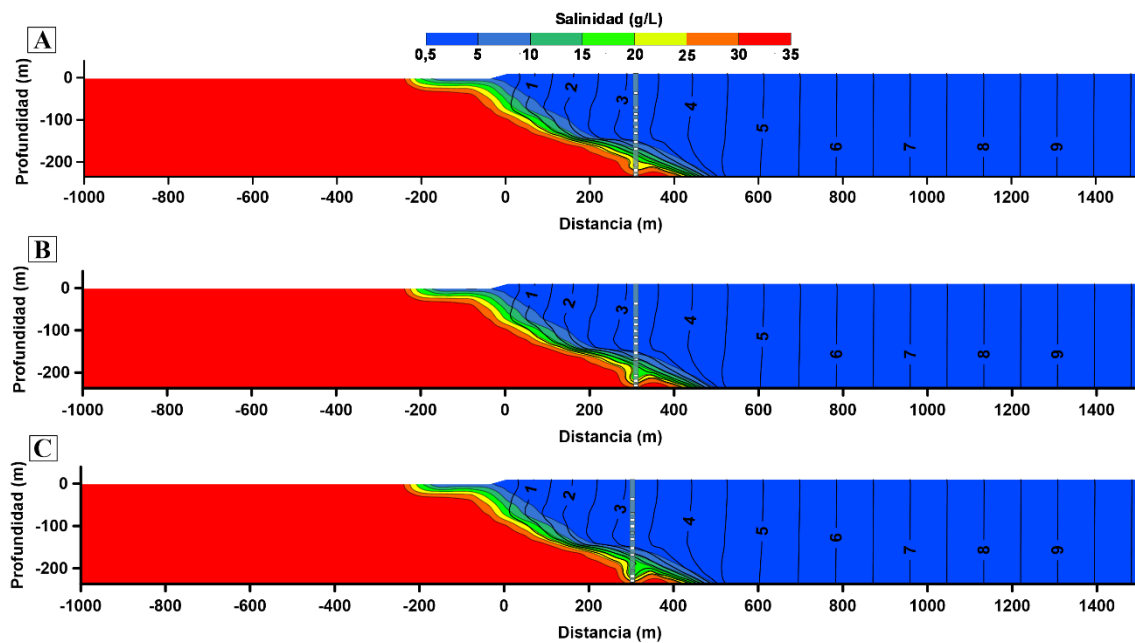


Fig. 5.11. Patrón de flujo y distribución de salinidad en el caso de simulación del sondeo surgente como un bombeo, para un tiempo simulado de (A) 10 días, (B) 20 días y (C) 30 días.

Con el sondeo surgente definido como un multidren (Fig. 5.12), el patrón de flujo varía de forma drástica en gran parte de la zona de descarga simulada. Se produce un descenso generalizado del potencial hidráulico en toda la zona, pero más pronunciado en el entorno del sondeo y la zona de costa, aguas abajo. Este efecto es observado desde los 10 días de simulación, y permanece prácticamente estable para las simulaciones de 20 y 30 días. En cuanto a la distribución de salinidad, y a diferencia del caso anterior, los intervalos drenantes captan agua de mayor salinidad con el tiempo, lo que provoca un

Sondeos surgentes

ensanchamiento y cierta deformación en la zona de mezcla de la cuña salina, más visible a los 30 días de simulación.

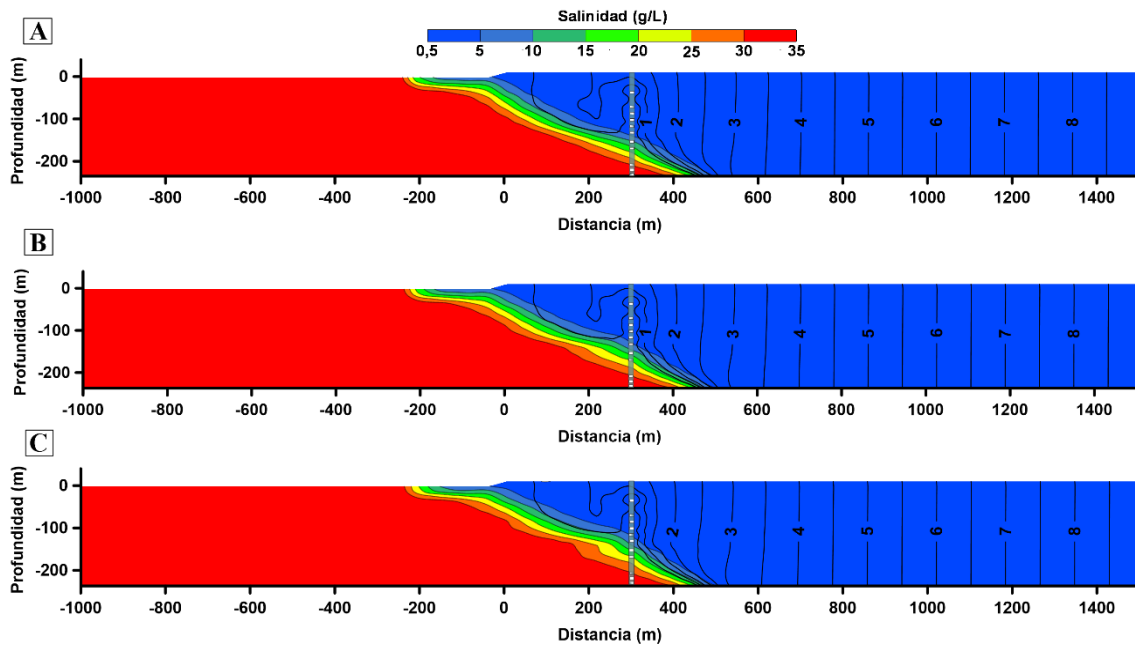


Fig. 5.12. Patrón de flujo y distribución de salinidad en el caso de simulación del sondeo surgente como un multidren, para un tiempo simulado de (A) 10 días, (B) 20 días y (C) 30 días.

Otro aspecto determinante en el caso de modelar un sondeo surgente como un multidren es el nivel de agua asignado al mismo, ya que determina de forma directa la profundidad de captación que tiene el sondeo, ya que el agua que se encuentra a un potencial menor al nivel de potencial asignado al dren no es captada por el mismo.

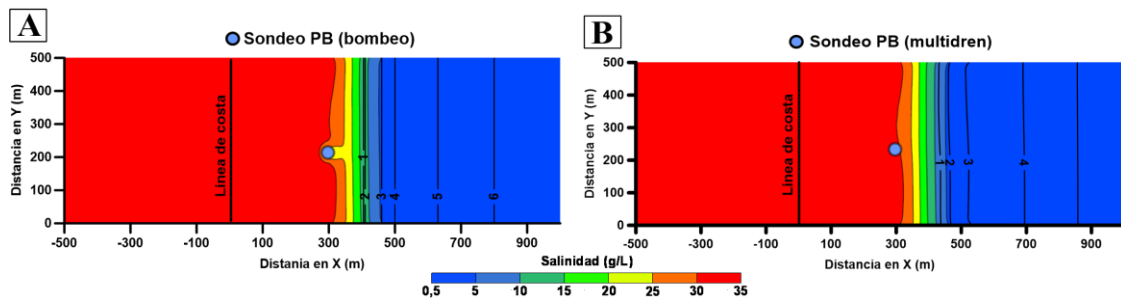


Fig. 5.13. Patrón de flujo y distribución de salinidad horizontales en los casos de simulación del sondeo surgente como (A) un bombeo y como (B) un multidren, para la profundidad de -213 m y para un tiempo simulado de 30 días en ambos casos.

Por otra parte, si se compara el patrón horizontal de flujo y la distribución de salinidad entre ambos casos a una profundidad determinada (Fig. 5.13), se puede apreciar que los resultados son distintos. El efecto de dilución en la zona de mezcla para el caso del bombeo se detecta más claramente, así como la poca perturbación que se produce en

este caso sobre la distribución general de equipotenciales, salvo para la zona adyacente al bombeo. En el caso del sondeo simulado como multidren, la perturbación sobre la distribución de salinidad se limita a un cierto ensanchamiento de la interfase.

La calibración del modelo se ha realizado a partir de los datos de salinidad observados y calculados en los diferentes tramos ranurados del sondeo, tanto para el caso del sondeo simulado como bombeo y como multidren (Fig. 5.14). Sin embargo, se ha obtenido un mejor ajuste para el segundo, especialmente para los puntos menos profundos del sondeo, donde las salinidades son menores. En las zonas más profundas del mismo se capta agua de mayor salinidad, la cual, al mezclarse con agua menos profunda, da lugar a aguas de mezcla de salinidad muy variable. Aunque es menor el ajuste en el caso de simulación como bombeo, resulta similar al obtenido para el multidren, salvo para los puntos de control de profundidades intermedias.

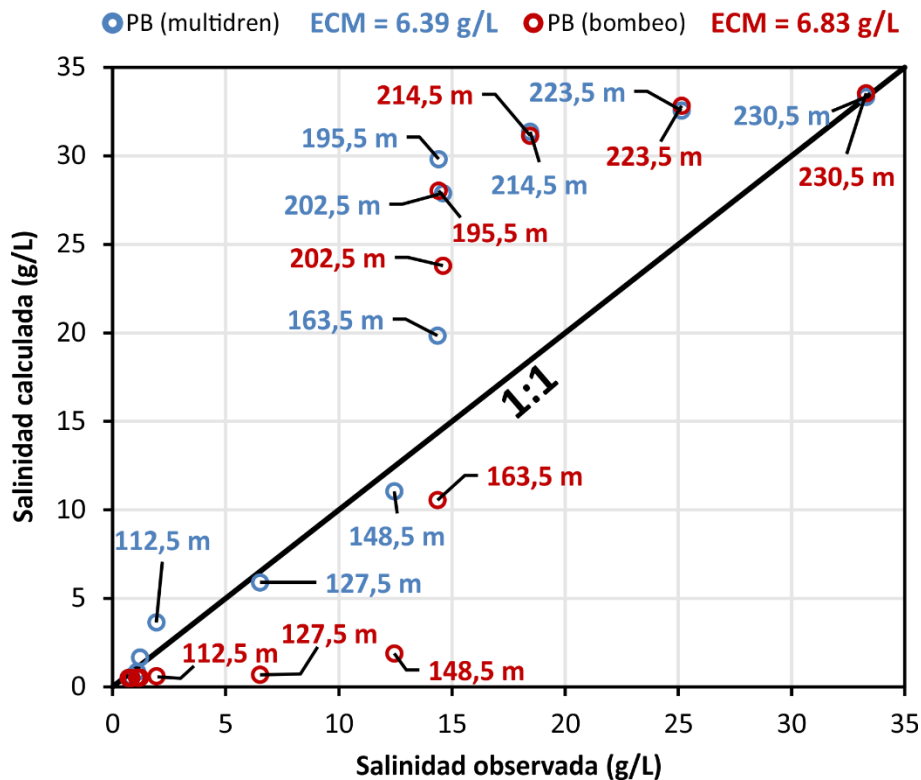


Fig. 5.14. Datos de salinidad calculados frente a observados para 30 días en los casos de simulación del sondeo como multidren (azul) y como bombeo (rojo). La línea continua negra representa la correlación 1:1. Las cifras asociadas a cada punto indican la profundidad de observación. Para ambos casos se muestra el Error Cuadrático Medio (ERM).

5.4. Discusión

La distribución de equipotenciales resultante en la simulación del sondeo surgente como un sistema multidren se ajusta mejor a la realidad de los procesos que ocurren en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña en el sector estudiado, ya que coinciden en mayor medida los valores de salinidad obtenidos con los observados en el sondeo PB. En cuanto a las salinidades calculadas para el caso del bombeo, se ajustan peor que para el caso del multidren.

En el caso del multidren se ha comprobado que los valores de salinidad calculados para los puntos de observación situados a mayor profundidad se ajustan peor que los puntos más superficiales, ya que los valores de salinidad simulados son bastante mayores que los medidos en la parte más profunda del sondeo PB, hecho observado también en estudios similares (Jorreto et al. 2009). El peor ajuste en profundidad podría deberse a la falta de definición en la anisotropía asignada y la heterogeneidad descrita en el modelo, ya que a estas profundidades el acuífero presenta ciertos niveles de granulometría gruesa y de poco espesor intercalados en un tramo mayoritariamente arcilloso, no incluidos en el modelo final. Esto podría explicar que los valores observados de salinidad para estas profundidades sean bastante menores a los calculados, ya que estos niveles podrían llevar a cabo un aporte de agua dulce cuando el sondeo surgente permanece abierto.

No obstante, el ajuste concreto del nivel del dren que simula el sondeo surgente resulta clave para la captación de agua a profundidades mayores, ya que controla de forma directa las salinidades de la mezcla que se obtienen en profundidad.

La consideración de tramos filtrantes discontinuos no afecta de forma significativa al patrón de flujo ni al volumen de agua descargado del sistema acuífero, por lo que su utilización resulta de utilidad para definir con mayor detalle los fenómenos de carácter local en la hidrodinámica de los sondeos surgentes situados en zonas de descarga. Por otra parte, la condición de anisotropía resulta esencial para la generación de flujos verticales de mayor entidad. El agua en este caso tiene más dificultad para descargar hacia el mar cuando se aproxima a la interfase agua dulce-agua salada, con lo cual se compensa esta situación con un incremento del gradiente hidráulico vertical. Es por esto que las equipotenciales modifican su distribución de manera determinante. Este efecto, junto con las variaciones de la conductividad hidráulica debe ser explorado más a fondo para una simulación más realista de los procesos hidrogeológicos que tienen lugar en las zonas de descarga de los acuíferos costeros.

El incremento de la conductividad hidráulica implica una disminución de la intensidad del gradiente hidráulico vertical, y a su vez favorece la penetración del pie de la cuña salina hacia el interior del acuífero, en mayor medida que respecto a los otros factores que se han considerado. De manera inversa a la anisotropía, el incremento en los valores de K hace que disminuya la profundidad de la que capta agua el sondeo surgente. En el sondeo surgente, la condición de heterogeneidad afecta claramente a las profundidades a las que el agua es captada por el sondeo, en función de la situación del potencial hidráulico definido por las equipotenciales en la zona más profunda, asociada a la intrusión de la cuña salina. Es por ello que la distribución de las capas definidas en el modelo resulta determinante para la localización de la interfase agua dulce-agua salada, así como para establecer la profundidad a partir de la cual el dren puede extraer agua.

5.5. Conclusiones

Gracias a la simulación numérica del flujo subterráneo en densidad variable se puede reproducir con bastante fiabilidad la hidrodinámica en el entorno de los sondeos situados en la zona de descarga de los acuíferos costeros, con presencia de flujos verticales ascendentes. A partir de un conocimiento básico de las condiciones de contorno es posible desarrollar un modelo que reproduzca de una forma bastante cercana a la realidad cuales van a ser los principales condicionantes del patrón de flujo subterráneo y de la distribución de salinidad para la caracterización de la cuña salina.

Los sondeos surgentes pueden ser reproducidos como un dren o como un pozo de bombeo, y se obtiene como más acertada la simulación según un sistema multidren, con diferentes tramos drenantes en profundidad. Sin embargo, el potencial hidráulico que se establece en el mismo condiciona de forma directa los resultados obtenidos. La conductividad hidráulica, la anisotropía y la alternancia de capas de distintas propiedades modifican las líneas de flujo, la posición de la interfase agua dulce-agua salada y la profundidad a la que pueden captar agua los pozos surgentes, por lo que se debe procurar un buen acercamiento a la realidad a la hora de diseñar y calibrar el modelo, con el que posteriormente se podrán simular situaciones concretas como la de este caso de estudio.

6. FLUJO SUBTERRÁNEO MEDIANTE DATACIÓN DEL AGUA Y MODELACIÓN NUMÉRICA

6.1. Introducción

La datación del agua subterránea se ha convertido en una técnica muy útil en el estudio de las fuentes de recarga de acuíferos (Woolfenden y Ginn 2009), en la calibración de modelos numéricos (Sandford 2011), en la descripción de distribuciones de flujo subterráneo (Broers 2004), en la descripción hidrodinámica del agua subterránea a escala regional (Sültenfuß et al. 2011) o simplemente, para inferir edades aparentes (Cook y Bohlke 2000). Sus aplicaciones también abarcan la evaluación del transporte de contaminantes y la vulnerabilidad de los acuíferos (Manning et al. 2005; Akesson et al. 2015), la cuantificación del flujo subterráneo (Reilly et al. 1994) y los procesos de mezcla del agua subterránea (Benettin et al. 2013).

El concepto de “edad del agua subterránea” ha sido enunciado en varios estudios (Davis y Bentley 1982; Sanford 2011; IAEA 2013) como el promedio de la edad de las moléculas de agua en una muestra, o el tiempo medio de residencia de dichas moléculas en el subsuelo (Bethke y Johnson 2008). McCallum et al. (2015) realizan una descripción detallada de los términos comúnmente utilizados para la edad del agua subterránea, en la que se define la distribución de edad en un sistema acuífero como la representación de las muestras recolectadas en las cuales los trazadores ambientales son medidos, y en la que la edad media se refiere a la media de dicha distribución. Esta distribución representa el proceso de transporte sufrido por un trazador conservativo, y su conocimiento mejora la comprensión de los procesos de transporte de solutos dentro del acuífero (Engdahl et al. 2012).

El conjunto de fenómenos que afectan a la edad del agua subterránea hacen que su naturaleza sea compleja y difícil de definir de forma adecuada. Como se indica en IAEA (2013), el estudio de la edad del agua subterránea en un lugar concreto requiere el conocimiento de todos los procesos que participan en el movimiento del agua subterránea hasta dicho lugar. El resultado neto de la actuación de todos estos procesos, que ocurren desde que el agua entra en el sistema acuífero hasta que alcanza la posición donde la muestra es tomada, determina su edad. Las líneas de flujo subterráneo preferencial son

Flujo subterráneo

complejas y difíciles de predecir, ya que normalmente en el seno del acuífero se producen mezclas de agua a diferentes escalas (Phillips y Castro 2003).

Aunque existen discrepancias notables entre las edades aparentes y las edades medias o edades advectivas, su uso en los modelos de agua subterránea puede proporcionar resultados favorables (McCallum et al. 2015). Como indica Goode (1996), aunque la edad del agua subterránea no es directamente medible, en un modelo conceptual es conveniente considerar que, cuando se produce mezcla de dos masas de agua, la edad media de la mezcla es la edad media ponderada por la masa de ambos componentes.

Existen tres factores principales que afectan de forma directa a la distribución de edades en el agua subterránea dentro de un sistema acuífero: (1) los mecanismos hidrodinámicos, (2) la configuración hidrogeológica y (3) las condiciones de entrada y salida impuestas en el sistema. En relación con el primer factor, los procesos de transporte más importantes que afectan al movimiento del agua subterránea son la advección y la difusión (Phillips y Castro 2003). Los otros factores se refieren al hecho de que la distribución de las edades del agua está condicionada también tanto por la heterogeneidad como por la geometría del acuífero en cuestión, así como por las variaciones espaciales en la recarga y descarga del sistema (McCallum et al. 2015). De hecho, las heterogeneidades a gran escala y la mezcla de múltiples componentes pueden dar lugar a una gran dispersión en los valores de edad (Weissmann et al. 2002; Corcho Alvarado et al. 2007).

En condiciones generales, el uso de modelos numéricos para reproducir la distribución de la edad del agua subterránea proporciona resultados muy útiles. Janssen et al. (2008) muestran que, incluso con una alta incertidumbre en los datos de edad, el uso de modelos de flujo subterráneo que predicen el movimiento de solutos puede superar al uso de modelos calibrados con datos de nivel piezométrico. Ginn et al. (2009) usan datos de edad media para la calibración de un modelo, con lo cual se mejora la estimación de los valores de conductividad hidráulica (K), incluso si se asume que los datos de edad observados o medidos son cinco veces menos precisos que los datos de nivel observados.

Por otra parte, cuando se obtienen datos de edad mediante el uso de varios trazadores se debería desarrollar de forma adicional un modelo conceptual o matemático, si el objetivo es la obtención de valores de edad a partir de las medidas de las concentraciones de trazadores. Este valor de edad se denomina “edad modelada basada en trazador” o, en un sentido general, “edad modelada con trazador”, como se sugiere en IAEA (2013). Se indica además que el uso de múltiples trazadores, en combinación con el conocimiento

hidrogeológico del acuífero, puede ayudar al entendimiento de la relación entre los valores de edad modelada a partir del trazador y la frecuencia de distribución de edades para una misma localización.

Los principales métodos para la simulación de la distribución de edades en el agua subterránea son: edad basada en la trayectoria de partícula (*piston flow age*), edad modelada de forma directa (*direct age*) y edad basada en trazador (*tracer-based age*). El método de *piston flow* está basado en el concepto de edad definida como el tiempo de residencia de una partícula de agua a lo largo de una línea de flujo, desde el punto en el que la molécula de agua entra en el sistema acuífero hasta el punto en el que se toma la muestra. Por otra parte, el método de *direct age* se basa en la ecuación de transporte advectivo-dispersivo, en la cual se define la edad como otra especie química no reactiva. La ecuación que rige el transporte se deriva en este caso a partir de los conceptos de distribución de tiempos de residencia y del principio de conservación de masa, aplicados al término conceptual de “masa de edad” (Voss y Wood 1994; Goode 1996). Finalmente, el método de *tracer-based age* se define en base a la simulación del transporte y desintegración de los trazadores. La constante de desintegración de la actividad radiactiva es definida para cada especie o trazador en el modelo de transporte para los procesos de reacción química. Estos tres métodos son comparados en Post et al. (2013), aplicados sobre diferentes situaciones, variantes del problema de Henry (difusivo, dispersivo y de interfase neta), así como en el caso teórico de un acuífero costero de dimensiones reales.

La aplicación de los métodos de datación en acuíferos costeros puede proporcionar un valioso conocimiento sobre los tiempos medios de residencia del agua subterránea en el sistema, de gran importancia para la gestión de los recursos hídricos costeros. En conjunción con los modelos numéricos de transporte de masa, la modelación de la distribución de edades resulta ser un método integrado de gran utilidad para la caracterización del comportamiento de los acuíferos costeros, especialmente cuando estos sistemas acuíferos son bastante heterogéneos, como es el caso del acuífero costero Motril-Salobreña (Calvache et al. 2016).

Con este estudio se pretende determinar la distribución de las zonas de flujo preferenciales en el acuífero Motril-Salobreña, con el desarrollo de un modelo conceptual mediante datos litológicos, datos de nivel, conductividad eléctrica (CE) del agua subterránea y datación de la misma, y con la integración de todo ello en un modelo de transporte en densidad variable, a partir del cual se modela la distribución de edades aparentes con la aplicación del método *direct age* (más adelante se justificará la decisión

Flujo subterráneo

de optar por la utilización de este método frente a otros). Con ello se podrá profundizar en el conocimiento de la dinámica del flujo subterráneo en el acuífero. Para alcanzar este objetivo, se han planteado una serie de objetivos secundarios:

- Obtener una distribución general de las edades aparentes del agua subterránea mediante su datación, a partir del muestreo del agua subterránea en diferentes sondeos y a diferentes profundidades.
- Definir las líneas preferentes de flujo en relación con las condiciones hidrogeológicas y la geometría del acuífero.
- Determinar la relación entre la distribución de edades medias y los procesos de intrusión marina en la zona de descarga del acuífero mediante la modelación numérica de transporte de masa y de la edad.
- Desarrollar un modelo conceptual de flujos preferenciales y distribución de edad que integre los resultados obtenidos.

6.1.1. Zonación del acuífero y sondeos muestreados

El acuífero Motril-Salobreña se ha sectorizado y zonado para el presente estudio. El muestreo del agua subterránea se ha llevado a cabo en el sector occidental del mismo (Fig. 6.1), donde se desarrollan de forma más importante los procesos de recarga y descarga, y donde tienen lugar las conexiones más importantes con los sistemas hidrológicos externos que limitan con él (Benavente 1982; Ibáñez 2005; Calvache et al. 2006; Duque et al. 2008). Así mismo, dentro de este sector se han diferenciado varias zonas (Fig. 6.2 A): (1) zona de recarga (REC), zona intermedia (INT), zona de descarga (DES) y zona de mar (MAR). Los sondeos donde se ha muestreado el agua subterránea para su datación, así como los demás puntos de control se muestran en la figura 6.2. Los sondeos numerados del 1 al 10, además de otros puntos de control pertenecientes a la red de observación del IGME, se han utilizado para definir las principales unidades hidrogeológicas que configuran el modelo numérico desarrollado y para el monitoreo de datos utilizados en el proceso de calibración.

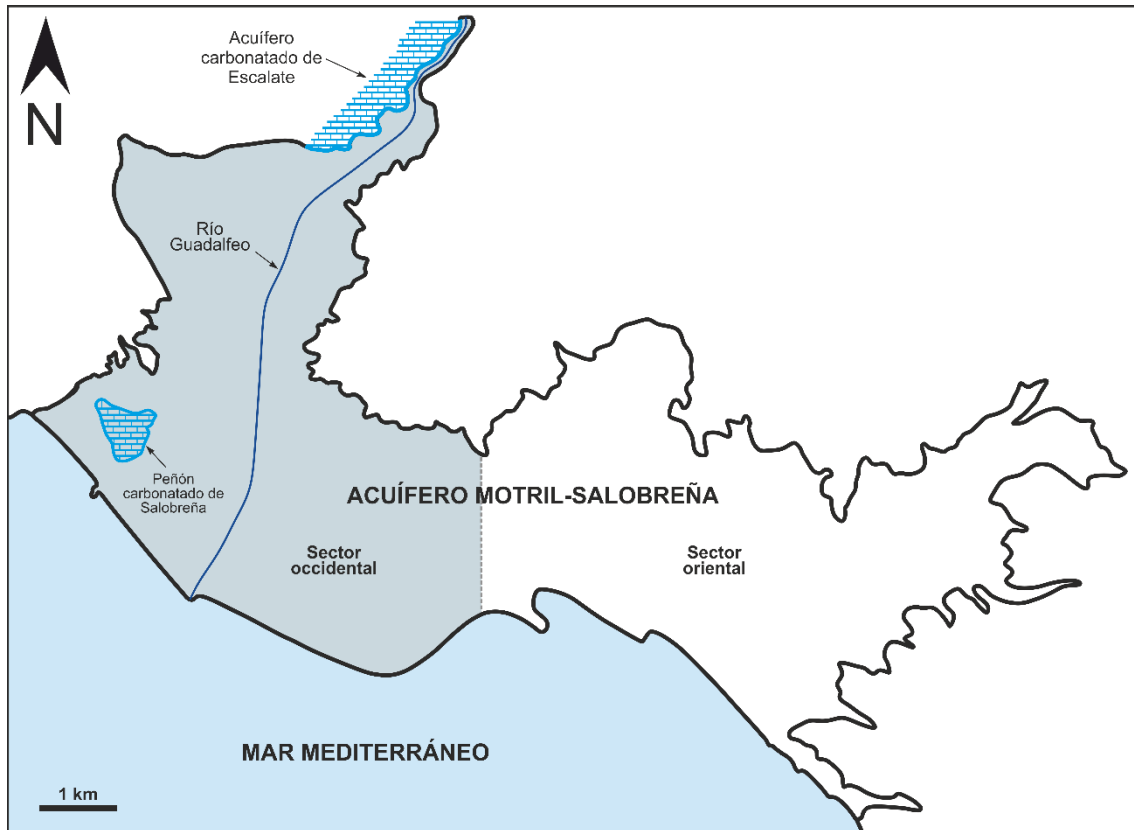


Fig. 6.1. Acuífero costero Motril-Salobreña y las conexiones con los sistemas más importantes.

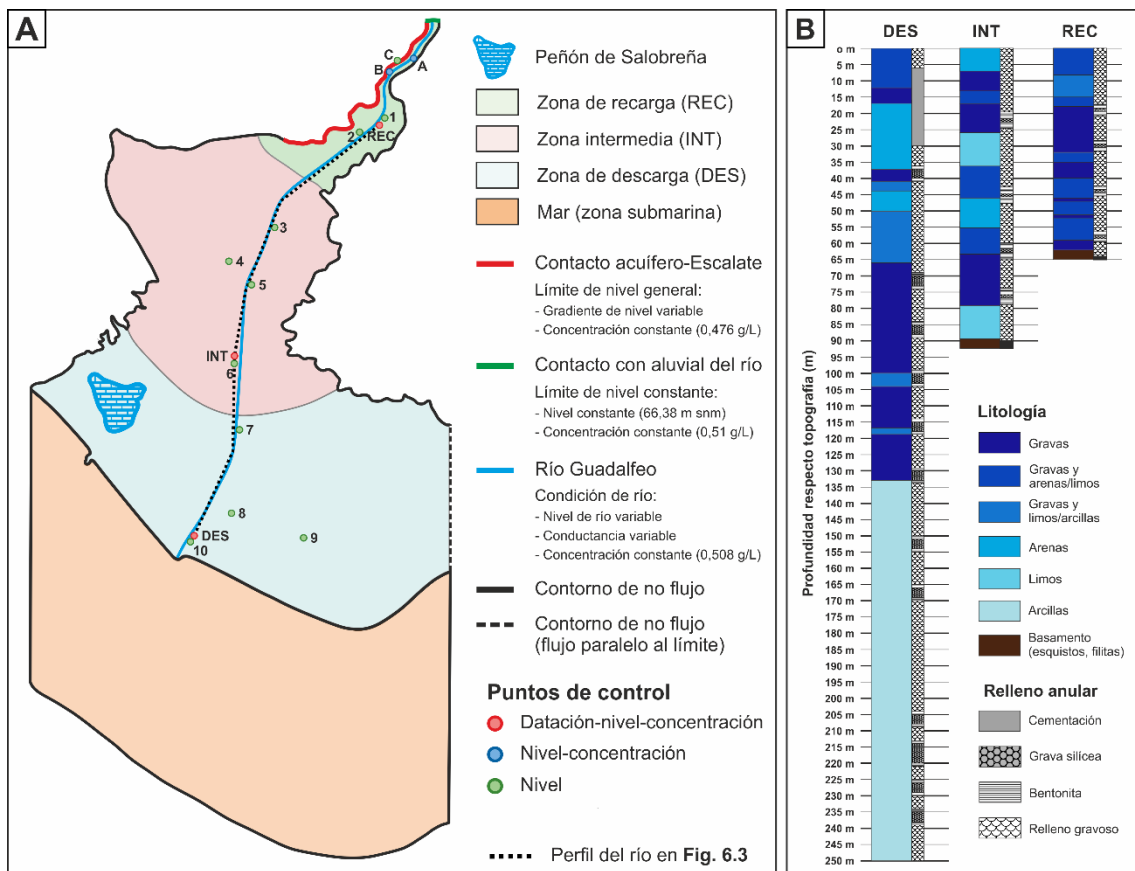


Fig. 6.2. (A) Modelo conceptual: zonas, tipos de límites impuestos y localización de los puntos de control. Nótese la situación del perfil de la Fig. 6.3. (B) Características hidrogeológicas de los sondeos de muestreo del agua subterránea para datación.

Flujo subterráneo

La zona REC es el sector del acuífero donde tiene lugar la recarga principal. Esta zona incluye el contacto del acuífero con el aluvial del río Guadalfeo, con el acuífero kárstico de Escalate y donde se da la principal alimentación del acuífero por parte del río. La zona tiene un espesor variable entre 50 y 60 m en su depocentro, y está compuesta por una sucesión de gravas, arenas y limos, con predominio de gravas y arenas gruesas. La zona INT se considera como una zona de transición entre las zonas REC y DES, con un espesor variable entre 60 y 100 m aproximadamente, y compuesta por gravas, arenas y limos con una mayor proporción de limos y arenas finas que en la zona de recarga. El río en esta zona proporciona aún una entrada de agua considerable, aunque la recarga por retorno de riegos pasa a ser más importante. La zona DES presenta la mayor variación de espesor, desde unos 100 m a más de 250 m cerca del borde costero. Los primeros 140 m de relleno están constituidos principalmente por una secuencia de gravas, arenas, limos y niveles de mezcla (arenas y limos con gravas). A mayores profundidades (hasta los 250 m) predominan varios paquetes potentes de material arcilloso con algunas intercalaciones de niveles de poco espesor con mayor o menor proporción de gravas y arenas (Fig. 6.2 B). La recarga difusa en esta zona se debe principalmente a los retornos de riego, debido al mayor desarrollo de la actividad agrícola en la misma respecto a las zonas anteriores por tener mayor extensión cultivable. Por su parte, la recarga del río en la zona DES es mínima, e incluso el acuífero descarga en el río en el tramo más cercano al borde costero, así como en humedales. La zona MAR constituye la parte submarina del acuífero, compuesta principalmente por sedimentos deltaicos de tipo distal y sedimentos marinos en profundidad, los cuales se caracterizan por su baja permeabilidad. Esta zona es considerada como la zona de descarga principal, ya que el acuífero realiza la mayoría de la descarga de forma submarina a través del fondo marino (contacto acuífero-mar).

6.2. Metodología

6.2.1. Muestreo para datación del agua subterránea

Las muestras de agua subterránea para datación han sido tomadas en tres sondeos situados en sendas zonas del acuífero: REC, INT y DES, a lo largo de la traza del río Guadalfeo en su recorrido sobre la superficie del acuífero. Esta distribución del muestreo se consideró como la más óptima en función de los recursos disponibles, tanto económicos como operativos. El fin de esta ha sido intentar captar y determinar las zonas

de flujo preferencial a diferentes profundidades. Por ello, varias de las muestras han sido tomadas en el mismo punto pero a diferentes profundidades, de modo que las muestras se han denominado según la zona y la profundidad a la que corresponden (Fig. 6.3).

Los puntos de muestreo denominados con las siglas REC, INT y DES han sido los utilizados para el muestreo del agua subterránea y el análisis hidroquímico. El sondeo REC está perforado hasta el basamento del acuífero, localizado a 62 m de profundidad en este punto, y está entubado en PVC con cuatro tramos ranurados a diferente profundidad (Fig. 6.2 B). El basamento es alcanzado en el sondeo INT a 90 m de profundidad y, al igual que el anterior, se ha entubado en PVC con cuatro tramos ranurados. En la zona DES se han utilizado tres piezómetros y un sondeo, con diferentes profundidades y cercanos entre ellos. El piezómetro DES-40 tiene 40 m de profundidad total y un tramo ranurado de 3 m de longitud en el fondo. El piezómetro DES-132 tiene 132 m de profundidad total y un tramo ranurado de 3 m de longitud en el fondo. Así mismo, el piezómetro DES-20 tiene 20 m de profundidad con la máquina Rolatec® RL 48 L (del Centro de Instrumentación Científica de la UGR) a la que van conectados los obturadores. En todos los casos, la muestra se ha tomado tras un tiempo estimado de purgado, en función de las dimensiones del sondeo y el volumen de agua a desalojar. Solamente en el caso de algunas muestras tomadas en la zona DIS, se ha aprovechado el flujo vertical y ascendente que existía debido al carácter surgente del sondeo y de los piezómetros, mediante la introducción en los mismos de un tubo fino de PVC hasta la profundidad de muestreo requerida (ver el apartado 2 de métodos). En la figura 6.3 se detalla la profundidad o intervalo de profundidad de donde procede cada una de las muestras analizadas.

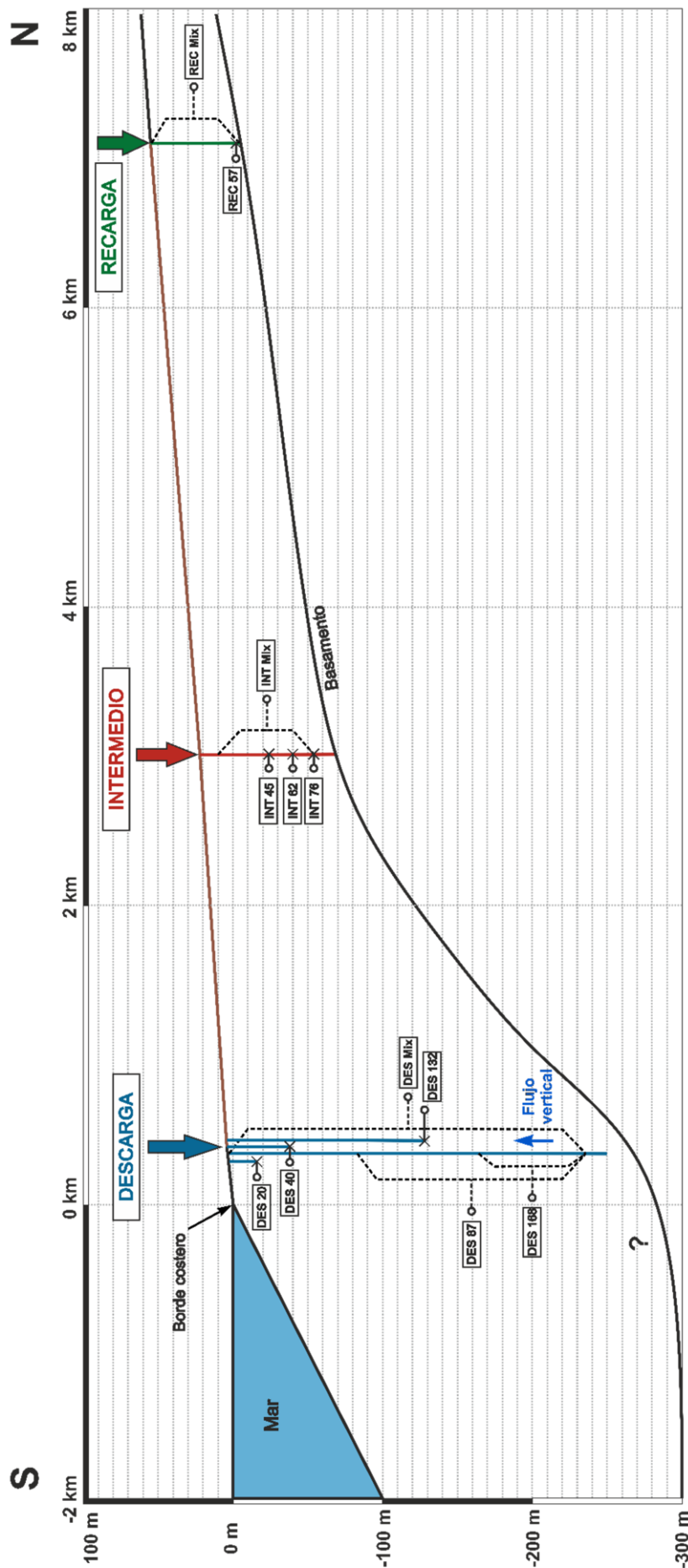


Fig. 6.3. Perfil esquemático del sector muestreado del acuífero (localizado en la Fig. 6.2 A, línea punteada), con la posición específica de las muestras tomadas en profundidad para datación. La relación entre las escalas horizontal y vertical es de 1:10.

6.2.2. Datación con trazadores ambientales

En varios estudios se ha comentado que la distribución de edad del agua subterránea en un sondeo no puede ser determinada a partir del análisis de un solo trazador, requiriéndose un método multi trazador para poder determinar la distribución de edad dentro del sondeo (Corcho Alvarado et al. 2007; Sültenfuß et al. 2011; Visser et al. 2013). Con el fin de reducir la ambigüedad en la traducción de concentración de trazador a edad media (Suckow 2014) y, además, cubrir el rango de edades esperado para el acuífero, se ha utilizado la siguiente combinación de trazadores ambientales: $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, ^3H , $^3\text{H}-^3\text{He}$, ^4He , ^{85}Kr , y ^{39}Ar .

Los trazadores transitorios como el ^3H , ^3He y ^{85}Kr son versátiles para la datación de las aguas más modernas, con tiempos de residencia menores de 50 años (Corcho Alvarado et al. 2007). Así, la combinación de ^3H tanto con ^3He como con ^{85}Kr es utilizada para la datación y la cuantificación de la proporción de aguas jóvenes (0,5-1 a 40 años aprox.), y el factor ΔNe se utiliza en este caso como un indicador de degasificación del agua (Sültenfuß et al. 2011). Por otra parte, ^{39}Ar es utilizado para cubrir un rango de edades mayores (50 a 1000 años), y los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ para el contraste de las entradas de agua más recientes al sistema (0,1 a 3 años), según Suckow (2014). $^4\text{He}_{\text{rad}}$ es utilizado aquí como un indicador cualitativo de la edad (Solomon 2000).

6.2.2.1. Método de datación con $^3\text{H}-^3\text{He}$

La edad aparente $^3\text{H}-^3\text{He}$ (τ) proporciona una medida de la diferencia de tiempo entre el instante del último contacto del agua con la atmósfera y el momento de medida, lo que viene determinado por la siguiente expresión (Sültenfuß et al. 2011):

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left(1 + \frac{{}^3\text{He}_{\text{tri}}}{{}^3\text{He}} \right) \quad (6.1)$$

donde ${}^3\text{He}_{\text{tri}}$ es el ${}^3\text{He}$ producido por la desintegración del ${}^3\text{H}$, $\lambda = \ln(2)/t_{1/2}$ es la constante de desintegración y $t_{1/2}$ es el tiempo de vida media del ${}^3\text{H}$, 12,32 años, según Lucas y Unterweger (2000). El ${}^3\text{He}_{\text{tri}}$ debe ser diferenciado de las demás fuentes de ${}^3\text{He}$, como la concentración procedente del ${}^3\text{He}$ en equilibrio con la atmósfera (${}^3\text{He}_{\text{equi}}$), la procedente del aire disuelto adicional debido a la disolución parcial de las burbujas de

Flujo subterráneo

aire (como se indica en Aeschbach-Hertig et al. 1999) y el ^3He producido en las rocas y que se libera al agua subterránea. En el caso del ^3He del aire disuelto, se utiliza el factor ΔN_e como un indicador de la degasificación del agua (Sültenfuß et al. 2011). El $^3\text{He}_{tri}$ es entonces el resultado de la expresión:

$$^3\text{He}_{tri} = ^3\text{He}_{sample} - ^3\text{He}_{equi} - ^3\text{He}_{excess} - ^3\text{He}_{rad} \quad (6.2)$$

donde $^3\text{He}_{sample}$ es la concentración total medida en la muestra, $^3\text{He}_{equi}$ es la concentración en condiciones de equilibrio con la atmósfera, $^3\text{He}_{excess}$ es la cantidad adicional debida a la disolución parcial de aire (burbujas) disueltas cerca del nivel freático (zona subsaturada) y $^3\text{He}_{rad}$ (radiogénico) es la concentración procedente de la producción en las rocas y liberada al agua. En el trabajo de Sültenfuß et al. (2011) figura una descripción detallada de estos términos, así como el procedimiento de muestreo y análisis en laboratorio.

6.2.2.2. Método de datación con ^4He radiogénico

El ^4He radiogénico ($^4\text{He}_{rad}$) se produce por la desintegración de partículas α de las series de desintegración de núclidos de uranio (U) y torio (Th) en la matriz del acuífero. $^4\text{He}_{rad}$ es útil como indicador cualitativo (Solomon 2000), y se calcula con la siguiente expresión:

$$^4\text{He}_{rad} = ^4\text{He}_{sample} - ^4\text{He}_{equi} - ^4\text{He}_{excess} \quad (6.3)$$

Si el ratio de acumulación de $^4\text{He}_{rad}$ resultante en el agua del acuífero es constante en el tiempo y en el espacio, la concentración de $^4\text{He}_{rad}$ se incrementa linealmente con el tiempo y representa diferencias relativas de edad. El rango de estimación de edad de ^4He es de 50 a más de 10^5 años. Sin embargo, Solomon et al. (1996) indican que es posible detectar $^4\text{He}_{rad}$ en aguas jóvenes en un rango de edad entre 10-103 años cuando el agua subterránea proviene de un acuífero somero formado por sedimentos procedentes de una erosión reciente. En estos casos, $^4\text{He}_{rad}$ se encuentra acumulado en la roca fuente y se libera en el agua después de la erosión en cantidades elevadas (Sültenfuß et al. 2011).

6.2.2.3. Método de datación con ^{39}Ar

El ^{39}Ar (con edad media de 269 años) cubre el intervalo de tiempo para la datación entre los indicadores de tiempos de residencia de aguas jóvenes (como pueden ser los métodos basados en ^3H - ^3He , ^{85}Kr o CFCs) y los métodos del radiocarbono, para las aguas más antiguas (Sültenfuß et al. 2011). En este caso específico, el método basado en radiocarbono no se ha utilizado, debido a que el ^{39}Ar se supone suficiente para alcanzar las edades mayores existentes dentro del acuífero.

La concentración medida existente en el aire de ^{39}Ar es causada por la interacción entre los rayos cósmicos y la atmósfera, con un valor constante de actividad de equilibrio atmosférico de $1,67 \times 10^{-2} \text{ Bq/m}^3$ (Loosli 1983), el cual produce una relación $^{39}\text{Ar}/\text{Ar}$ atmosférica constante de $\sim 10^{-15}$ (Loosli 1983; Loosli et al. 1989). Este valor atmosférico para ^{39}Ar es constante globalmente y representa el 100% de agua moderna (Corcho Alvarado et al. 2007).

6.2.2.4. Método de datación con ^{85}Kr

El método basado en el ^{85}Kr (vida media de 10,76 años) se utiliza en hidrogeología para identificar proporciones de aguas subterráneas jóvenes infiltradas durante los últimos 35 años (Lehmann et al. 2003). Las concentraciones de ^{85}Kr se expresan en términos de la relación $^{85}\text{Kr}/\text{Kr}$ en una muestra, medidas en desintegraciones por minuto de ^{85}Kr por ml normal de Kr, $\text{dpm/cm}^3 \text{ Kr}$. Por esta razón, la evaluación de la edad del agua mediante ^{85}Kr no se ve afectada por procesos de solubilidad, temperatura de recarga o exceso de aire. La aplicación de ^{85}Kr es especialmente útil en combinación con ^3H , el cual tiene una vida media similar (12,32 años). La actividad atmosférica de ^{85}Kr se ve incrementada de forma estable debido a su liberación por parte de las plantas de reprocesamiento de combustible nuclear (Weiss et al. 1986; Zimmermann et al. 1989; Lehmann et al. 1991; Bauer et al. 2001). La actividad atmosférica moderna está considerada en $82 \text{ dpm/cm}^3 \text{ Kr}$, el cual ha ido cambiando a lo largo de los últimos 50 años, donde su límite máximo de utilización se sitúa en el año 1963 (o quizás en 1950, como indican Cook y Solomon 1997). La actividad específica actual en la atmósfera es de $1,4 \text{ Bq/cm}^3_{\text{STP}} \text{ Kr}$, que corresponde a un ratio atómico de $^{85}\text{Kr}/\text{K}_{\text{total}}$ de 2×10^{-11} (IAEA 2013).

6.2.3. Proceso de modelización numérica

La calibración de un modelo a partir un número escaso de datos o puntos de control, ya sean de nivel, salinidad o edad del agua subterránea, no resulta una tarea fácil. Por ello se opta muchas veces por realizar modelos altamente parametrizados y complejos. Pero realmente lo importante de un modelo es que sea útil y que reproduzca de forma general el comportamiento físico del sistema acuífero estudiado, aunque el modelo conceptual en el que se basa cualquier modelo matemático siempre parte de la intuición propia del modelador. Una buena descripción de estas ideas se encuentra en Voss (2011a; 2011b).

A partir de dichas ideas, se ha definido un proceso de modelación como el que se expone en la Figura 6.4. El primer paso fue realizar un modelo previo de flujo (paso 1) para obtener un campo de flujo que se utiliza como condición inicial de flujo en el modelo de transporte de masa, el cual consta de 3 pasos: (pasos 2, 3 y 4 en Fig. 6.4) un primer modelo de transporte de masa se realiza para un tiempo de 20 años (20 *stress periods* de un año), con el cual se alcanza un estado cuasiestacionario (paso 2), en el cual, tanto la posición de la interfase agua dulce-agua salada como el campo de flujo no presentan cambios significativos.

A su vez, la solución obtenida de transporte de masa se utiliza como condiciones iniciales de nivel y salinidad (Total de Sólidos Disueltos, o *TSD*) para el siguiente modelo de transporte de masa (paso 3), en el que se han utilizado los datos disponibles de nivel piezométrico, y adicionalmente datos puntuales de salinidad para un periodo de dos años hidrológicos. El objetivo de este modelo ha sido calibrar los valores de conductividad hidráulica (K), coeficiente de almacenamiento (S) y porosidad del acuífero (ϕ). Una vez calibrado se recalcula el modelo para un periodo de 20 años, con el fin de alcanzar de nuevo un estado cuasiestacionario con los parámetros calibrados (paso 4).

En el siguiente paso se desarrolla un último modelo de transporte de edad a partir de la solución cuasiestacionaria del anterior, con el fin de simular la distribución de edades en estado transitorio (paso 5) para un tiempo total de 220 años (22 *stress periods* de 10 años). Con este se realiza una calibración de los parámetros que influyen directamente en la distribución de edades, el coeficiente de difusión molecular (D_M) y coeficientes de dispersión longitudinal (α_L) y transversal (α_T). Finalmente, el modelo calibrado para ambas especies (sal y edad), se calcula para 220 años (30 *stress periods* de 10 años) con

el fin de conseguir un estado cuasiestacionario para la distribución de la edad en el acuífero (paso 6).

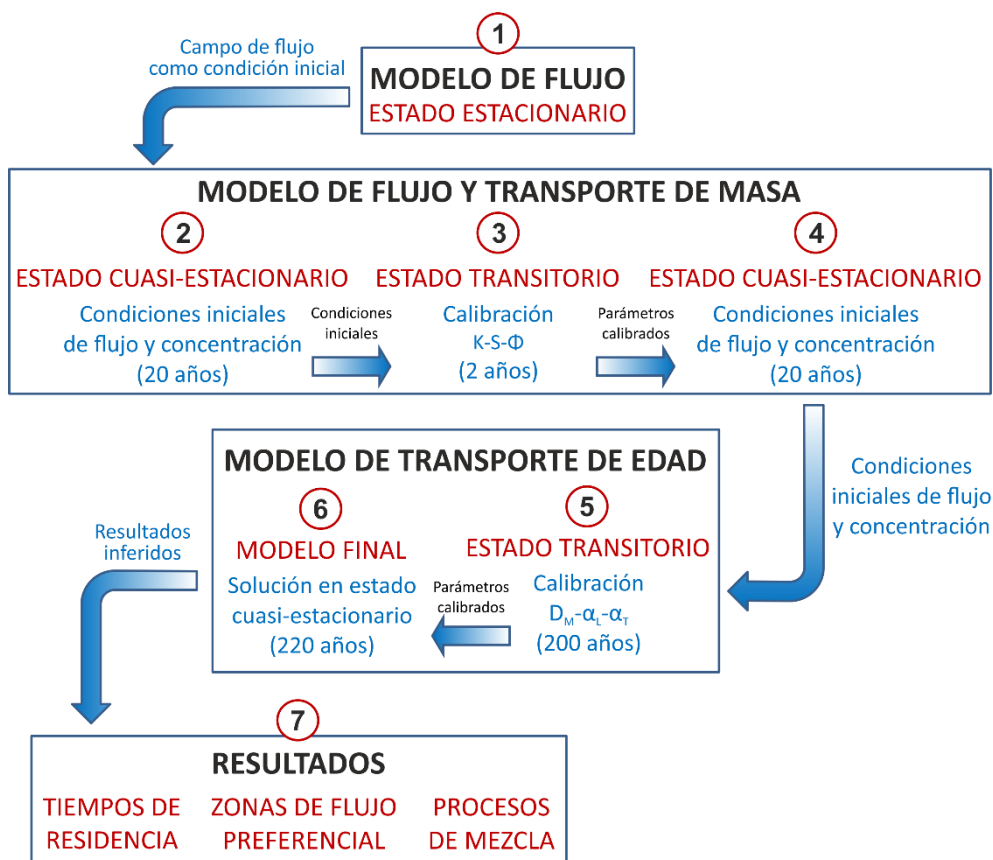


Fig. 6.4. Diagrama de flujo de los principales pasos (números redondeados) seguidos en la realización del modelo de transporte de masa y edad. Las flechas indican el paso de un modelo a otro, en el que se mantienen las condiciones o resultados del modelo anterior.

Con este modelo final se consiguen reproducir los principales patrones del flujo subterráneo y los tiempos de residencia que se han observado a partir de la datación de trazadores ambientales, además de los principales procesos de mezcla que tienen lugar en el acuífero (paso 7).

6.2.3.1. Modelo de transporte de masa

El modelo de unidades hidrogeológicas se ha construido a partir de los horizontes detectados en los sondeos disponibles. Para éste se han definido 6 capas con diferentes características hidrogeológicas, interpoladas entre los sondeos cercanos entre sí y el dominio total del modelo. Se ha discretizado espacialmente con un ancho de celda constante de 60 m (direcciones x e y). Los grosores de las celdas (dirección z) son variables en las diferentes capas, ajustándose en cada caso a los horizontes marcados por

Flujo subterráneo

los sondeos. Con ello se consigue un modelo sencillo que reproduce las principales unidades hidrogeológicas que constituyen el sistema acuífero de Motril-Salobreña (Fig. 6.5).

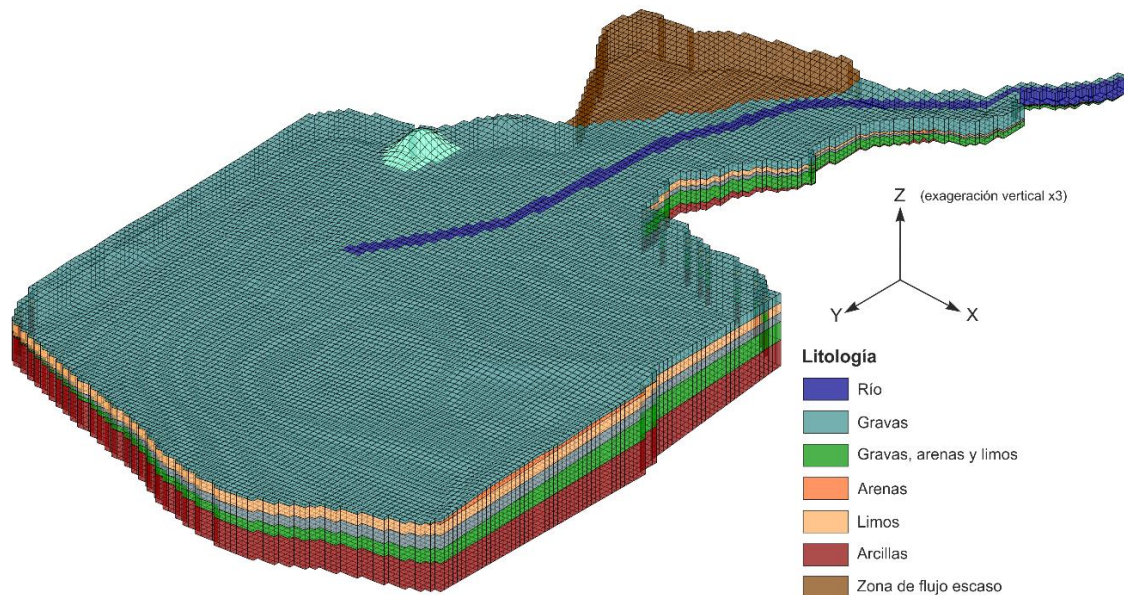


Fig. 6.5. Mallado del modelo y distribución de las diferentes zonas de conductividad hidráulica a modo de simplificación, basada en la interpolación de los datos litológicos de todos los testigos de sondeos disponibles (sondeos propios y de la red de observación del IGME).

El modelo ha sido implementado en diferencias finitas, mediante la utilización de los paquetes de cálculo MODFLOW-2000 (Harbaugh et al. 2000) y MT3DMS (Zheng y Wang 1999), ambos combinados en el paquete de cálculo SEAWAT v.4 (Langevin et al. 2008), mediante el cual se ha desarrollado un modelo de transporte de masa en densidad variable.

El modelo conceptual definido según las diferentes condiciones de contorno se detalla en la figura 6.2 A. El borde norte (línea verde) se ha definido como nivel constante de tipo *Dirichlet*, y representa la entrada de flujo subterráneo por el aluvial del río Guadalfeo. El borde noroeste (línea roja) está definido como límite de tipo *Cauchy*, para representar así los aportes hídricos laterales y ocultos desde los materiales carbonatados del acuífero kárstico de Escalate hacia el aluvial del río en base al gradiente entre los niveles freáticos de ambos sistemas para el periodo estudiado. El límite sur con el mar Mediterráneo y la zona submarina del modelo (polígono naranja) se ha definido como un borde de nivel y salinidad constantes (solo en la capa superficial) de tipo *Dirichlet*, y el resto de límites en contacto con materiales impermeables han sido definidos como bordes de no flujo o de tipo *Neumann*. El límite sur-oriental de la parte emergida del acuífero

(línea negra discontinua) no es un límite físico ya que el acuífero continúa hacia el este, pero puede considerarse como un límite hidráulico de tipo *Neumann* (coincide aproximadamente en dirección con una línea de flujo).

El modelo se ha centrado en el sector occidental del acuífero ya que las muestras de agua analizadas y datadas se limitan a la zona cercana a la traza del río, donde también se dispone de un mayor volumen de datos. Todo ello responde a la necesidad de simplificar el modelo sin que el funcionamiento del mismo se vea alterado de forma significativa, lo cual supone una reducción muy importante en los tiempos de cálculo.

La salinidad inicial en el modelo de transporte de masa se ha fijado en 0,5 g/L (agua dulce) para la parte emergida del modelo, y de 35 g/L para la parte sumergida (agua salada). En las condiciones de contorno se han aplicado valores específicos de salinidad para el agua que entra en el modelo (Fig. 6.2 A) y para la recarga directa (precipitación + retorno de riegos) sobre toda la parte emergida del modelo (0,84 g/L), según los datos medios disponibles para cada caso. En cuanto a los niveles, se han aplicado los valores de todo el rango de datos disponible, tanto para las condiciones de contorno como para los puntos de control en el modelo de transporte de masa (pasos 4 y 6 en Fig. 6.4).

Para la calibración del modelo en estado transitorio (paso 3 en Fig. 6.4) se han utilizado los valores observados de nivel y salinidad para el periodo 2012-2014. Los datos de salinidad de dicho periodo se han calculado a partir de los datos de conductividad eléctrica (CE) del agua subterránea, mediante un ajuste lineal entre esta y el total de sales disueltas (TSD). Para este ajuste se han utilizado 551 muestras de agua, analizadas en diferentes campañas de hidroquímica entre los años 2001 y 2014.

6.2.3.2. Modelo de transporte de edad

Como base para la modelización de la distribución de edades en el acuífero se ha utilizado el modelo de transporte de masa calibrado (desde el paso 4 en Fig. 6.4), al que se añade la edad como una nueva especie química utilizada por el paquete de transporte MT3DMS mediante la aplicación de SEAWAT.

El método utilizado es el de *direct age*, que se basa en considerar la edad como una especie química adicional en el modelo de transporte de masa, según la ecuación de advección-dispersión en la siguiente forma (Voss y Wood 1994; Goode 1996; Post et al. 2013):

$$\frac{\delta\tau}{\delta t} = \nabla \cdot D \cdot \nabla\tau - \nabla \cdot (v\tau) + R \quad (6.4)$$

Flujo subterráneo

donde τ [T] es la distribución de edad, expresada como la concentración de un soluto en el tiempo, D [L^2/T] es el tensor de dispersión hidrodinámica, v [L/T] es el vector de descarga específica y R [adimensional] es la tasa de producción de edad, fijado en este caso en la unidad, lo cual significa que la concentración de edad se incrementará en la misma cantidad que el tiempo simulado, a la vez que actúan sobre ella los procesos de difusión, dispersión y los procesos advectivos.

Este método permite simular la edad del agua subterránea de una forma directa, en base a la ecuación de transporte de advección-dispersión. En este caso, el principio de conservación de la masa se respeta en base al concepto de “*age mass*”. Este término hace referencia al producto de la masa de agua por su edad, con la asunción de que la “masa de edad” es conservativa durante los procesos de mezcla. Con ello se consigue calcular la distribución espacial de la edad media del agua subterránea en función de los procesos de difusión, dispersión, mezcla e intercambio, procesos que normalmente solo son considerados mediante la simulación del transporte de masa para un trazador específico (Goode 1996), como en el caso del método *tracer-based age*. A diferencia del método *piston flow*, el método *direct age* permite incluir los procesos de mezcla de difusión y dispersión. El método *tracer-based age* se basa en la simulación de la concentración de los trazadores medidos en campo, mediante la modelación del transporte de masa. Por ello, este método se considera el más adecuado a la hora de comparar los resultados de campo con los resultados del modelo de transporte (Post et al. 2013).

Sin embargo, el método *direct age* resulta igualmente eficaz que la simulación mediante *tracer-based age*, el cual presenta la ventaja computacional de poder obtener con solo una especie de transporte adicional la distribución aproximada de la edad media para comparar con un conjunto de trazadores determinados. Esto en el caso del método *tracer-based age* resultaría numéricamente más costoso, ya que habría que introducir una especie adicional por cada trazador, y con lo que posiblemente se obtendrían resultados dispares entre trazadores. Para el modelo de distribución de edad se han aplicado las mismas condiciones generales y de contorno que se utilizaron para el modelo de transporte de masa (Fig. 6.2 A). A todo el flujo que entra en el dominio del modelo a través de los bordes de entrada de flujo definidos (aluvial del río, acuífero de Escalate, recarga directa e infiltración por retorno de riegos, infiltración del río y agua de mar) se le asigna la edad de cero, así como al estado inicial para la edad en todo el volumen de acuífero, con las mismas condiciones de contorno impuestas en el modelo de transporte de masa.

El modelo de datación se calcula para un tiempo total de 200 años (20 *stress periods* de 10 años) en estado transitorio, con el fin de ajustar los parámetros difusivos-dispersivos. Para ello se han utilizado los resultados de datación como un método para llevar a cabo la calibración de los coeficientes de dispersión y difusión, los cuales se ha comprobado que son determinantes en la distribución de edades mediante un análisis de sensibilidad previo. Con esta metodología de calibración basada en las edades aparentes se han determinado los rangos de variación de los coeficientes de dispersión longitudinal (α_L), dispersiones transversales horizontal y vertical (α_{TH} y α_{TV}) y coeficiente de difusión molecular (D_M). Finalmente, se calcula un último modelo con los parámetros ya calibrados, para un tiempo total de 220 años (22 *stress periods* de 10 años) con el que se consigue alcanzar un estado cuasiestacionario para la distribución de edades aparentes.

6.3. Resultados

6.3.1. Hidroquímica y datación del agua subterránea

Los datos hidroquímicos obtenidos para las muestras de agua subterránea analizadas se presentan en la Tabla 6.1. Estos resultados corresponden a las mismas muestras que se han utilizado para la datación. Los valores obtenidos indican que se tratan de aguas con similares características, salvo las correspondientes a la zona de descarga (DES), que presentan elevadas concentraciones de iones Cl^- , Na^+ y SO_4^{2-} respecto al resto, además de elevados valores de EC, lo que implica que se sitúa en la interfase agua dulce-agua salada.

Los resultados de datación muestran una distribución de edades muy clara (Tabla 6.2). Según el perfil central que dibuja la línea del río, las aguas más jóvenes las encontramos presentes en prácticamente todo el acuífero, tanto en la zona de recarga (REC), intermedia (INT) y de descarga (DES), como indican los valores de ^3H cercanos a $\sim 2\text{TU}$ para todas las muestras (Fig. 6.6 A). Además, los valores de ^{85}Kr entre 70-80 dpm/cm^3 Kr presentes en la mayoría de las muestras son cercanos al nivel atmosférico reciente (Fig. 6.6 B).

Muestra	Punto de control	Intervalo de muestreo(m)	Elevación (m snm)	Profundidad de muestreo (m)	Profundidad absoluta (m)	Temperatura (°C)	pH	Eh (mV)	CE a 25°C (µS/cm)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	TSD (mg/L)
REC-57	REC	58	54,65	-19	35,65	16,07	7,73	73,5	682	265,40	24,50	81,12	3,22	68,75	29,00	22,50	1,56	596,05
REC-mix	REC	19-44	54,65	-58	-3,35	17,54	7,59	89,3	682	335,50	49,70	83,69	3,36	69,50	31,00	42,76	1,52	617,03
INT-45	INT	45	20,95	-45	-24,05	18,04	7,42	156,2	672	329,40	46,15	76,27	3,79	71,75	30,00	23,25	1,56	582,17
INT-62	INT	62.3	20,95	-62.3	-41,35	17,81	7,43	142,7	671	329,40	44,38	79,52	3,79	72,75	31,00	21,50	1,60	583,94
INT-76	INT	76	20,95	-76	-55,05	17,91	7,66	-23,4	669	356,90	44,38	81,20	3,82	71,75	30,00	21,00	1,66	610,71
INT-mix	INT	22-76	20,95	-22	-1,05	17,98	7,38	166,7	679	320,30	44,38	74,05	4,21	72,75	29,00	21,50	1,64	567,83
DES-20	DES-1	20	3,50	-20	-16,50	18,60	7,62	-200,5	665	381,30	58,58	0,25	0,61	52,50	29,00	40,75	1,34	564,33
DES-40	DES-2	40	4,45	-42	-37,55	18,48	7,77	-145,5	824	353,80	63,90	110,82	0,25	74,75	36,00	35,00	1,70	676,22
DES-87	DES-4	87-250	4,49	-87	-82,51	17,85	7,24	16,8	1.103	341,60	145,55	121,43	8,10	81,25	35,00	82,50	2,50	817,93
DES-132	DES-3	132	4,37	-132	-127,63	17,86	8,38	87,0	3.605	329,40	816,50	327,74	3,51	17,15	20,00	655,00	3,20	2.172,50
DES-168	DES-4	168-250	4,49	-168	-163,51	18,01	7,24	-53,0	8.728	259,30	2.076,75	522,66	6,18	141,50	132,50	1.312,50	9,20	4.460,59
DES-mix	DES-4	0-250	4,49	149	5,98	17,77	7,39	24,5	1.023	359,90	126,03	115,94	7,42	77,75	35,50	69,00	2,15	793,69

Tabla 6.1. Resultados del análisis hidroquímico de las muestras de agua subterránea utilizadas para datación. La denominación de los sondeos corresponde al sondeo muestreado, mientras que la denominación de las muestras hace mención al sondeo y a la profundidad de referencia donde se toma. El trabajo de muestreo se realizó entre los días 5 y 7 de mayo de 2015.

Muestra	^{85}Kr (dpm/cm ³ Kr)	Error (dpm/cm ³ Kr)	^{39}Ar (% moderna)	Error (%)	Edad ^{85}Kr (años)	Edad ^{39}Ar (años)	Error (años)	^3H (TU)	Error (TU)	$^3\text{He}_{\text{tri}}$ (TU)	Error (TU)	Edad $^3\text{H}/^3\text{He}$ (years)	$^4\text{He}_{\text{rad}}$ (cm ³ STP/kg)	ΔNe (%)
REC-57								2,30	0,1	0	0,5	0	0,000002	26
REC-mix	80	2,9			2,5			2,25	0,1					
INT-45	75,1	3,7			2,5			2,30	0,1	0	0,5	0	0,000002	26
INT-62	79,6	6,8			2,5			2,26	0,1	0	0,5	0	0,000002	28
INT-76	74,7	2,9	100	7	2,5	0,00	27,17	2,35	0,1					
INT-mix								2,42	0,1	0	0,5	0	0,000005	31
DES-20								0,45	0,04	0	0,5	0	0,000001	20
DES-40								2,50	0,1	0,5	0,5	3,5	0,00001	44
DES-87								2,20	0,1	6,5	0,5	24,5	0,00003	140
DES-132	5,1	0,3	65	10	41	167	59,71	1,57	0,08	14,5	0,5	41,5	0,00003	42
DES-168								1,40	0,07					
DES-mix	47,2	2,3	94	6	12	24,01	24,77	2,14	0,1	1,8	0,5	10,5	0,00002	56

Tabla 6.2. Resultados de datación del agua subterránea para los trazadores utilizados. Se muestran las concentraciones de cada trazador, así como la correspondiente estimación de edad. Los huecos sin dato indican que el trazador no ha sido analizado para esa muestra o que el análisis no se ha podido realizar.

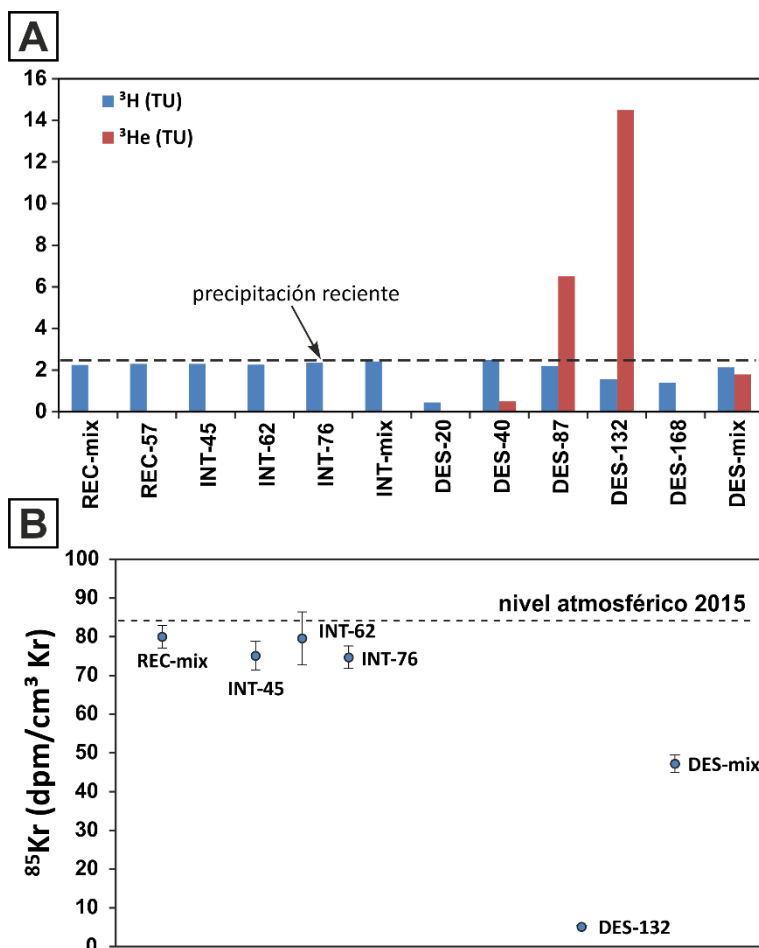


Fig. 6.6. (A) Concentración de ^3H y ^3He en las muestras analizadas. La línea discontinua indica la concentración de ^3H en la precipitación reciente. (B) Concentración de ^{85}Kr en las muestras analizadas. La línea discontinua indica el nivel atmosférico de ^{85}Kr en 2015. Los datos representados se muestran en la tabla 6.2.

Flujo subterráneo

Sin embargo, también se observa un gradiente en los valores de edad en relación con la profundidad en la zona DES, obteniéndose porcentajes mayores de aguas más antiguas a mayores profundidades. Las edades aparentes obtenidas en este caso varían desde los pocos años (mínimas edades asumidas de 2,5 años) hasta la edad máxima aparente de 167 años para la muestra DES-132. Las edades obtenidas para profundidades intermedias son también coherentes con esta tendencia, e indican que el gradiente de edad es mayor conforme aumenta la profundidad. La muestra tomada a mayor profundidad para el análisis del ^{39}Ar se perdió durante el proceso de transferencia de gases en el laboratorio y desgraciadamente no se ha podido estimar su concentración.

A partir de los datos de ^3H y ^3He se obtienen edades aparentes que son el resultado de la mezcla de aguas jóvenes con diferentes porcentajes de aguas más antiguas (Fig. 6.7). De este modo, si suponemos un modelo dispersivo para la distribución de edad con un valor medio de 167 años, la muestra DES-132 presentaría un porcentaje de aguas jóvenes inferior al 23%, el menor respecto al resto de muestras. Esto es coherente con la edad aparente obtenida a partir de la concentración de ^{39}Ar de 167 años. Sin embargo, si comparamos los porcentajes relativos entre concentraciones de ^{85}Kr , ^3H y ^{39}Ar con respecto a los presentes en la muestra DES-132 (Tabla 6.3), para la muestra DES-mix (la muestra de mezcla tomada en el mismo punto) se estima al menos un 70% de agua de edad inferior a 50 años.

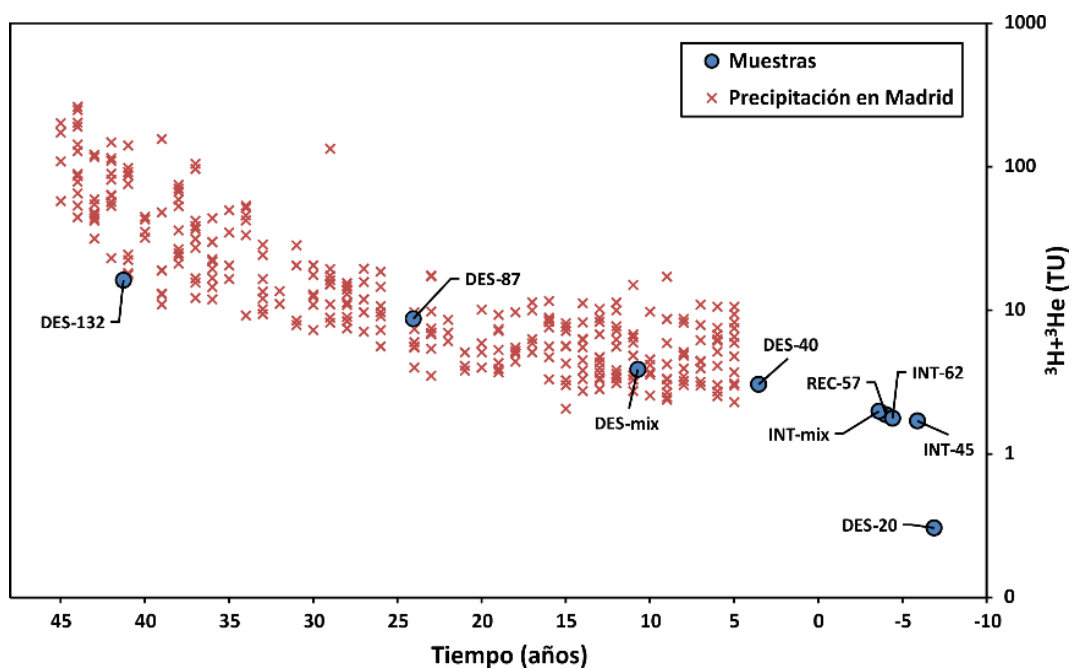


Fig. 6.7. Comparación de las cantidades de ^3H y ^3He entre las muestras analizadas y la serie de precipitación histórica en Madrid desde 1970.

Muestra	⁸⁵ Kr (dpm/cm ³ Kr)	³ H (TU)	³⁹ Ar (% moderna)
INT-76	74,7	2,35	100
DES-132	5,1	1,57	65
DES-mix	47,2	2,14	94
Proporción de agua joven en DES-mix			
⁸⁵ Kr	60,49		
³ H	73,08		
³⁹ Ar	82,86		
		Ecuación: $(conc.DES_mix - Conc.DES_132) / (conc.INT_76 - Conc.DES_132)$	
Media (%)	72,14		

Tabla 6.3. Estimación del porcentaje de agua joven en la muestra DES-mix a partir de la comparación entre las muestras DES-132 e INT-76, según la relación que se muestra con la ecuación.

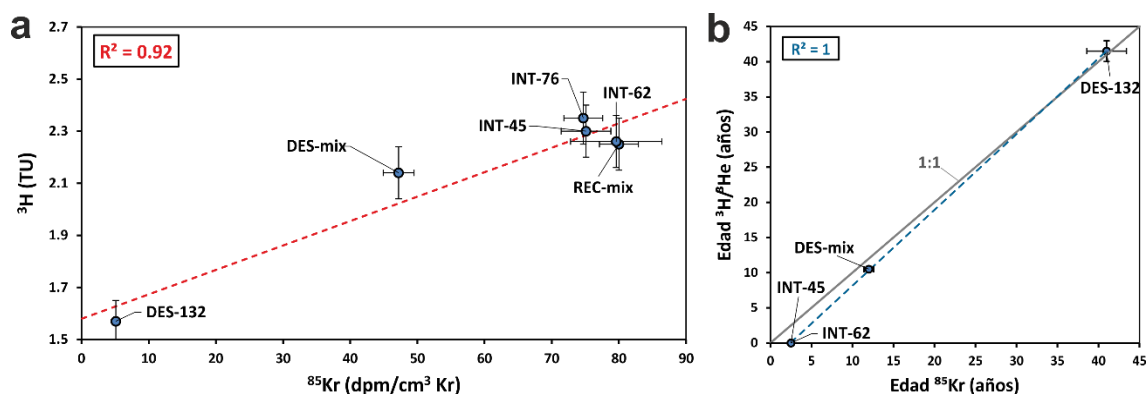


Fig. 6.8. (A) Correlación lineal entre las concentraciones de ³H y ⁸⁵Kr y (B) entre el ratio de edades ³H/³He y edades de ⁸⁵Kr. Las líneas discontinuas en ambos casos denotan el ajuste lineal entre las muestras y la línea continua gris en (B) indica la relación 1:1.

Los datos de edad suministrados por los diferentes trazadores ambientales utilizados muestran una alta coherencia entre ellos (Fig. 6.8). Por ejemplo, la correlación que existe entre las concentraciones de ³H y ⁸⁵Kr es bastante alta (Fig. 6.8 A), lo que implica que las edades aparentes obtenidas mediante la relación ³H/³He y ⁸⁵Kr se correspondan bastante bien (Fig. 6.8 B). No obstante, aunque la relación lineal es muy buena, esta se desplaza ligeramente respecto a la línea 1:1, principalmente en las edades menores.

La relación entre los datos obtenidos de isótopos estables $\delta^{18}O/\delta^2H$ (Fig. 6.9) presenta un alto ajuste de todas las muestras respecto a la línea meteórica global (LMG), cuya ecuación de ajuste es $\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 10$ (Craig 1961). Para la línea meteórica del Mediterráneo occidental (LMMO) se ha utilizado la ecuación de ajuste $\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 13.7$ (Celle-Jeanton et al. 2001).

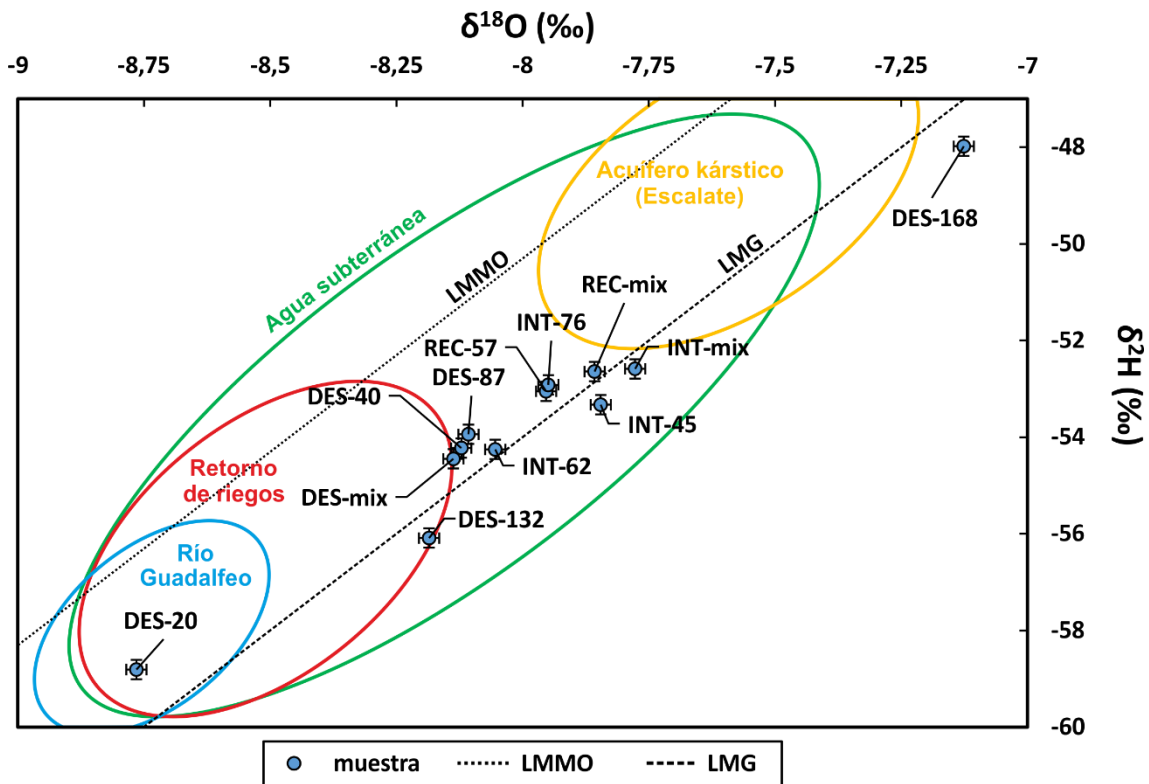


Fig. 6.9. Relación entre los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y barras de error para el conjunto de las muestras analizadas. La línea discontinua corresponde a la línea meteórica del Mediterráneo occidental (LMMO), y la línea punteada a la línea meteórica global (LMG). Los círculos representan las zonas de influencia de los diferentes orígenes del agua subterránea, determinados en un estudio isotópico previo llevado a cabo en la zona (Duque et al. 2011).

Las muestras tomadas en las zonas REC e INT presentan una relación más cercana que el resto a los valores del agua procedente del acuífero carbonatado de Escalate, mientras que las muestras tomadas en la zona DES parecen estar más influenciadas por la señal isotópica de los retornos de riego. En Duque et al. (2011) se indican los valores de esa y otras señales isotópicas de referencia para las distintas fuentes de recarga del acuífero a partir de los datos obtenidos en las campañas de 2000-2001.

La muestra DES-20 se escapa a la distribución descrita, en la cual la influencia del río es aparentemente más clara que en ninguna otra. Por otra parte, presenta valores muy bajos en las concentraciones de ^3H . La muestra DES-168 es la que presenta los valores más altos de la relación isotópica, además de las mayores concentraciones de Na^+ y Cl^- (y su consecuente valor elevado de CE). Se observa que las muestras procedentes de las zonas REC e INT presentan valores isotópicos menos negativos. La muestra INT-62 es la única de estas zonas que se asemeja más a las situadas cerca del borde costero, donde el gradiente en la distribución de edades es mayor.

6.3.2. Modelo de transporte de masa

Los sucesivos modelos que se han desarrollado han sido ajustados paso a paso (Fig. 6.4) hasta obtener los valores de los parámetros que se muestran en la Tabla 6.4, para los modelos de transporte de masa y edad. Los valores de porosidad (Φ) y coeficiente de almacenamiento (S) también se han ajustado por zonas durante la calibración.

Parámetro	REC		INT		DES		MAR		Karst Salob.	Río	Zona de flujo escaso
	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.			
K_H (m/d)	1	230	0,5	190	0,1	70	0,05	60	450	350	15
Anisotropía hor. K	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Anisotropía ver. K	10	10	10	10	5	5	5	5	1	10	10
S_S (1/m)	10^{-4}	-	10^{-5}	-	10^{-5}	10^{-3}	10^{-5}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-3}
S_Y (adim.)	0,01	0,3	0,01	0,25	0,01	0,3	0,01	0,3	0,5	0,35	0,3
σ_L (m)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Φ (adim.)	0,05	0,3	0,05	0,25	0,01	0,25	0,001	0,2	0,4	0,35	0,15

Tabla 6.4. Valores calibrados de los parámetros utilizados en el modelo de flujo y transporte de masa para cada unidad hidrogeológica definida.

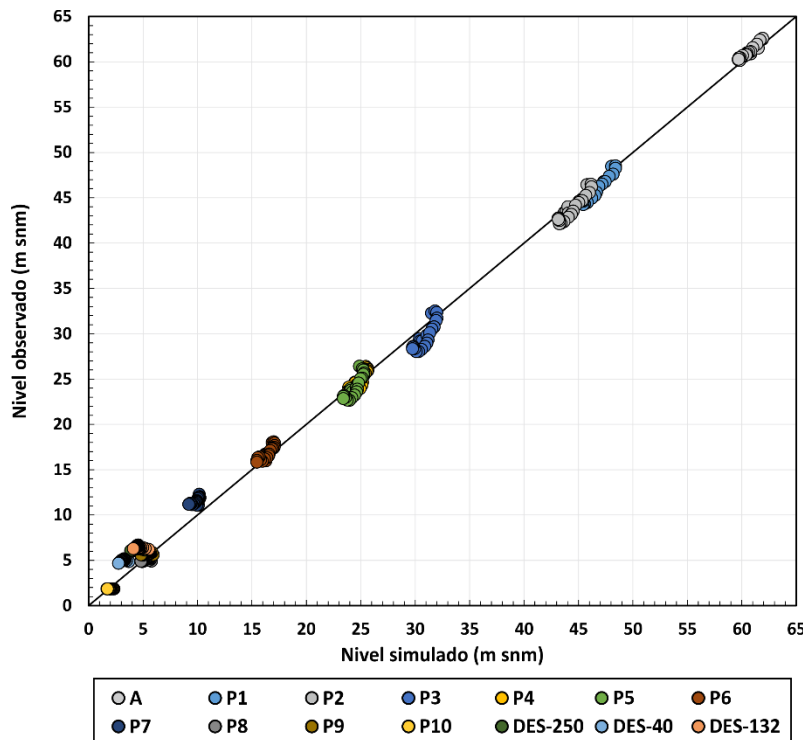


Fig. 6.10. Ajuste entre valores de nivel observado y simulados para el conjunto de puntos de control utilizados en la calibración del modelo de transporte de masa. Cada punto representa el resultado de nivel de un *stress period*. Los puntos DES están situados a las profundidades indicadas (m). Ver Fig. 6.2 A para localizar la posición de cada punto de observación.

Flujo subterráneo

Los resultados de la calibración mediante la comparación entre los valores de nivel piezométrico observados y simulados presentan un buen ajuste para todos los puntos de observación del nivel (Fig. 6.10), con un error cuadrático medio obtenido igual a 0,75 m. No obstante, hay ciertas zonas dentro del dominio del modelo que se ajustan peor que el conjunto, como es el caso de la zona de descarga.

El ajuste de los datos de salinidad se ha centrado principalmente sobre los puntos de observación situados en la zona de descarga cercana a la desembocadura del río (puntos DES), puesto que son los únicos puntos que nos dan una idea más real de la situación actual de la cuña salina y donde hay más disponibilidad de datos continuos. La figura 6.11 muestra los resultados del modelo de transporte de masa para el acuífero en general (Fig. 6.11 A) y para el perfil del río en la zona de descarga (Fig. 6.11 B). Estos valores simulados de salinidad en la zona de descarga se ajustan a los observados en los sondeos de la zona DES, respecto a las profundidades de 235 m y 40 m.

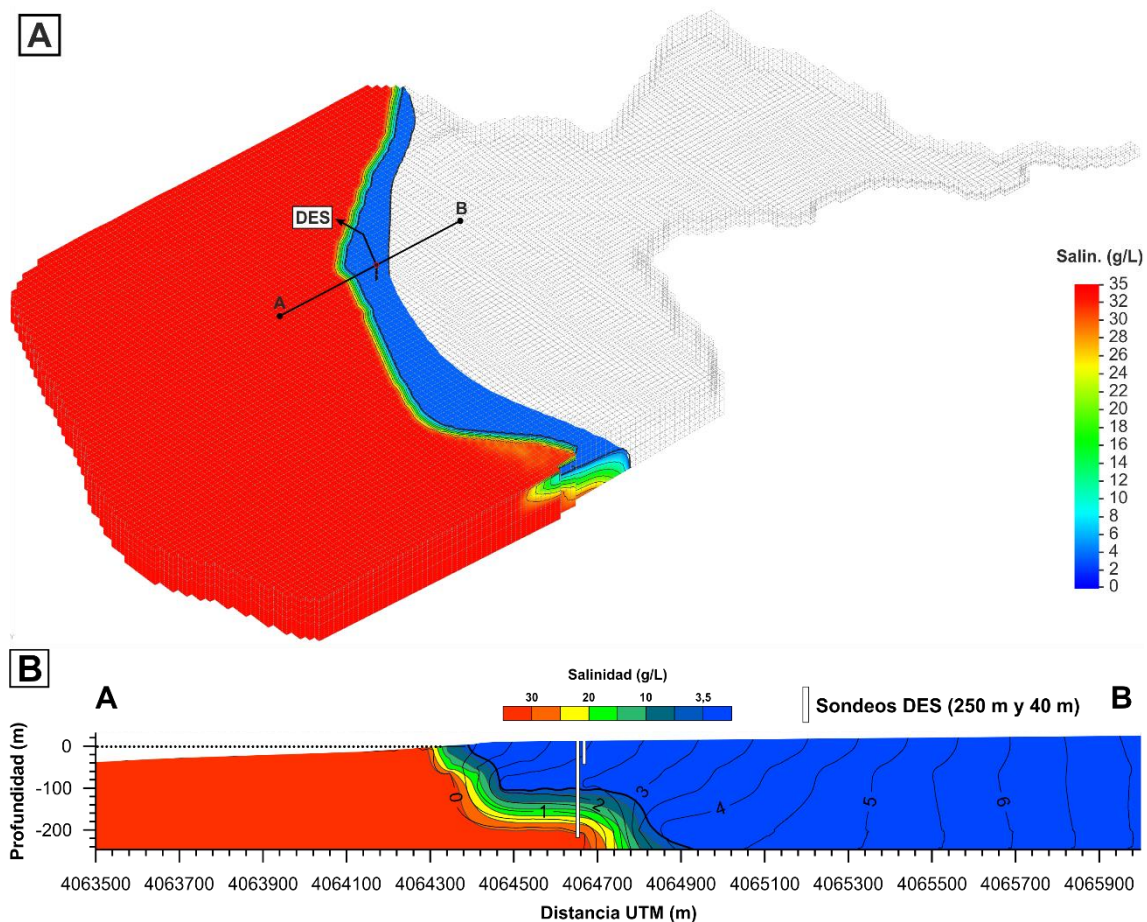


Fig. 6.11. Resultados de la distribución de salinidad para el modelo de transporte de masa, con (A) la visión general de la posición de la cuña salina y (B) el perfil A-B de nivel y salinidad en la vertical de los puntos DES. Las equipotenciales de nivel (líneas negras) tienen un espaciado de 0,5 m y los contornos de salinidad de 5 g/L, excepto la línea negra gruesa de 3,5 g/L (correspondiente al 10% de agua salada).

Así, a unos 300 m de la costa y a una profundidad de 235 m, los valores de CE que se alcanzan son cercanos a los del agua de mar en ciertas épocas del año (hacia finales del invierno), con un valor medio de 27,2 mS/cm, equivalente a una salinidad de unos 13,3 g/L. En este punto, el valor simulado es de 15,6 g/L, mientras que en el punto DES-40 obtenemos 0,43 g/L frente a los 0,6 g/L como valor medio observado.

El balance hídrico resultante para el modelo de transporte de masa calibrado se presenta en la figura 6.12, para los años hidrológicos considerados (2012/2014). Estos resultados son equivalentes a los obtenidos en modelos anteriores (Heredia 2003; Ibáñez 2005; Calvache et al. 2009; Duque 2009), si bien existen desviaciones puntuales debido a las diferencias climáticas entre los periodos simulados. Los años más húmedos producen un aumento de la recarga directa del río, con lo que aumentan también las descargas hacia el mar. Por otra parte, en los años más secos, las entradas por el río se ven reducidas casi en su totalidad durante los meses de verano, mientras que la recarga por retornos de riego se incrementa.

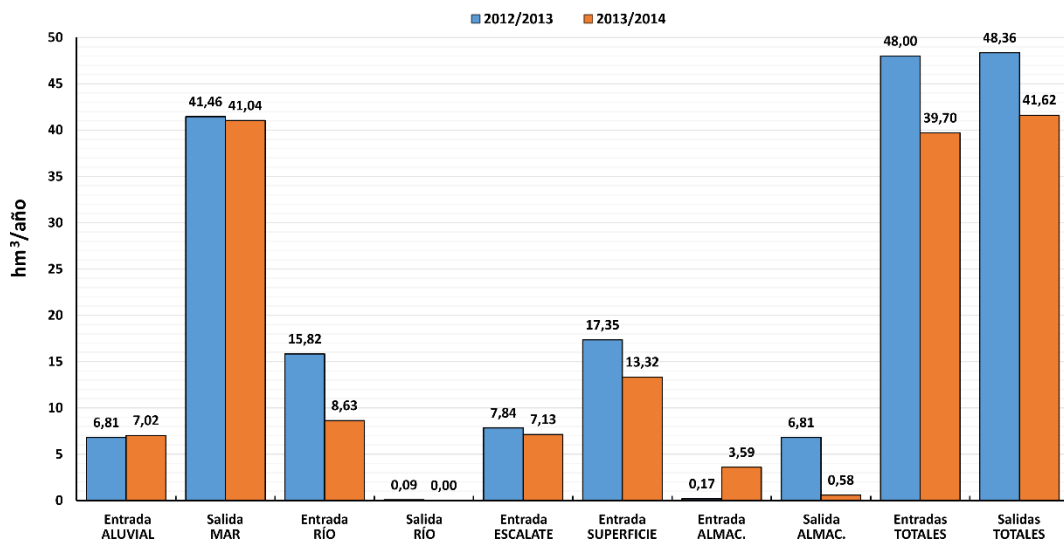


Fig. 6.12. Resultados medios del balance hídrico para el modelo calibrado de transporte de masa (paso 5 en Fig. 6.4), para el periodo considerado en la calibración (años hidrológicos 2012-2013 y 2013-2014).

6.3.3. Modelo de transporte de edad

Los resultados del modelo de transporte de edad se presentan en la figura 6.13, tanto para el conjunto del acuífero por capas (Fig. 6.13 A) como para el perfil del río en la zona de descarga (Fig. 6.13 B). Para el conjunto de puntos datados en las zonas REC e INT,

las edades que se obtienen contienen un porcentaje elevado de aguas jóvenes (Tabla 6.2), lo que también vemos reproducido en el modelo de transporte de masa y edad. Es en la zona DES donde los valores de edad media presentan un gradiente destacado en profundidad. Este gradiente, definido por las muestras DES-40, DES-87 y DES-132 (3,5, 24,5 y 167 años, respectivamente), se ve reproducido a grandes rasgos en el modelo de transporte de masa y edad, ya que los puntos de observación muestran valores cercanos a los obtenidos por datación para dicha zona (Tabla 6.5). Los datos simulados presentan un claro gradiente en la edad media, creciente con la profundidad de muestreo.

	DES-mix	DES-40	DES-132	DES-20	REC	INT
Medido	24,5	5	167	5	5	5
Simulado	31,85	25,77	160,04	2,12	4,07	7,79
Residual	-7,35	-20,77	6,96	2,88	0,93	-2,79
% Residual	29,99	415,48	4,17	57,60	18,70	55,78

Tabla 6.5. Valores observados y simulados de edad media (en años) para cada uno de los puntos de control definidos en el modelo de transporte masa y edad.

Casos analizados	Difusión molecular para edad $D_{M\text{-edad}}$ (m ² /d)	Coefficiente de dispersión longitudinal α_L (m)	Dispersión transversal horizontal α_{HT} (m)	Dispersión transversal vertical α_{VT} (m)
Difusión molecular (dispersión constante)	0 * 8,6·10⁻⁵ ** 0,30816 *** 1,6295	0,1	0,01	0,001
Dispersión longitudinal (dispersión constante, sin difusión)	0	0,01	0,01	0,001
Dispersión transversal (dispersión constante, sin difusión)	0	0,1	0,01	0,001
Dispersión transversal (dispersión constante, sin difusión)	0	1	0,01	0,001
Dispersión transversal (dispersión constante, sin difusión)	0	10	0,01	0,001
Dispersión transversal (dispersión constante, sin difusión)	0	0,1	0,001	0,0001
Dispersión longitudinal (dispersión constante, sin difusión)	0	0,1	0,01	0,001
Dispersión transversal (dispersión constante, sin difusión)	0	0,1	0,1	0,01
Dispersión transversal (dispersión constante, sin difusión)	0	0,1	1	0,1

Tabla 6.6. Valores de los coeficientes de difusión y dispersión utilizados en el análisis de sensibilidad. Los valores de D_M son los aplicados en *Pool et al. (2015), **Voss y Souza (1987) y ***Post et al. (2013). Los valores del coeficiente de dispersión son los aplicados en Abarca et al. (2007).

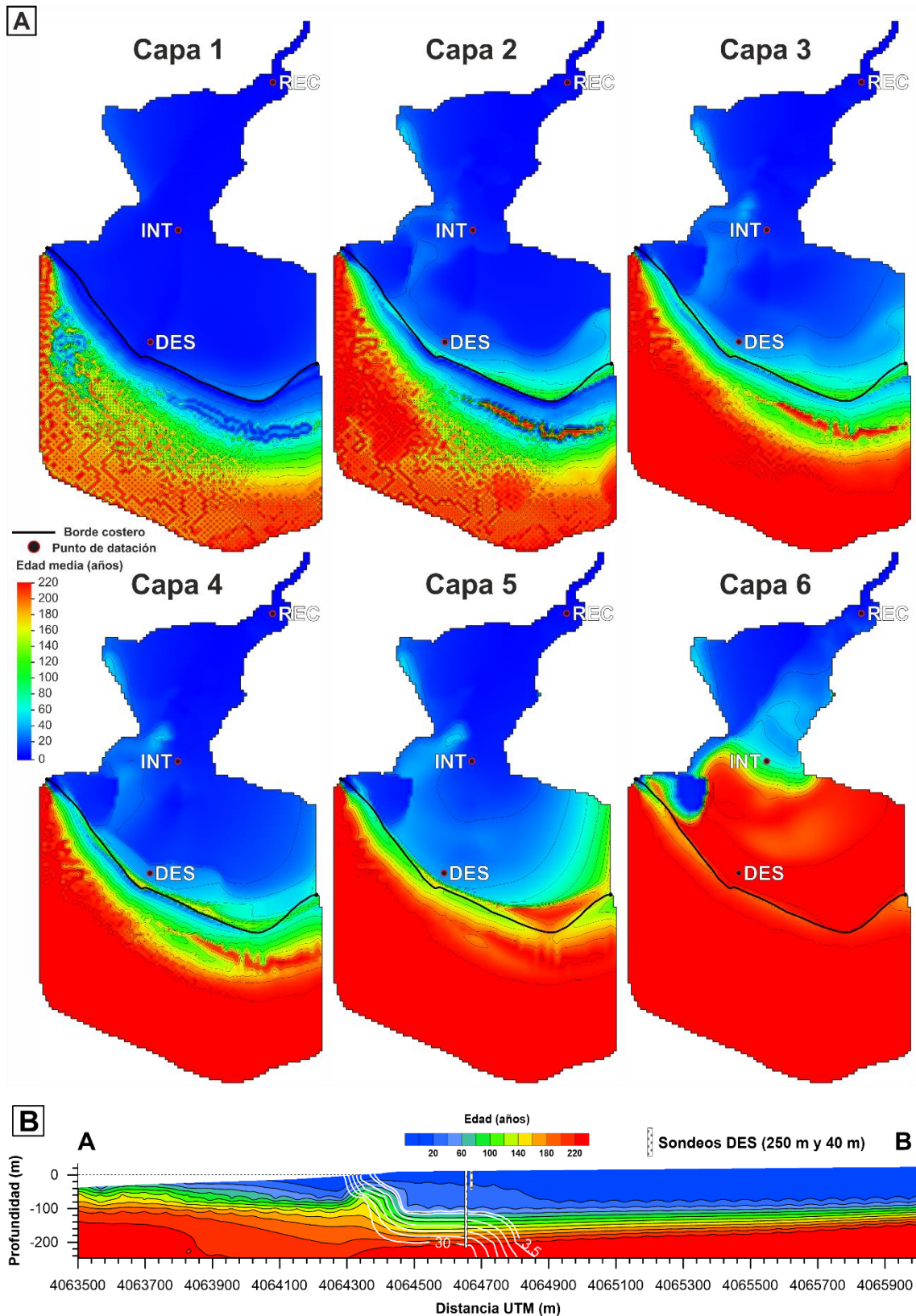


Fig. 6.13. (A) Resultados del modelo de transporte de edad, para los niveles 1 al 6. Los puntos REC, INT y DES indican los sondeos donde se ha datado el agua subterránea. (B) Perfil A-B (situado en la Fig. 6.11 A), que muestra los resultados de la distribución de salinidad y edades. Las líneas de isosalinidad (líneas blancas) tienen un intervalo de 0,5 g/L, a excepción de la línea de 3,5 g/L, que corresponde al 10% de contenido en agua salada.

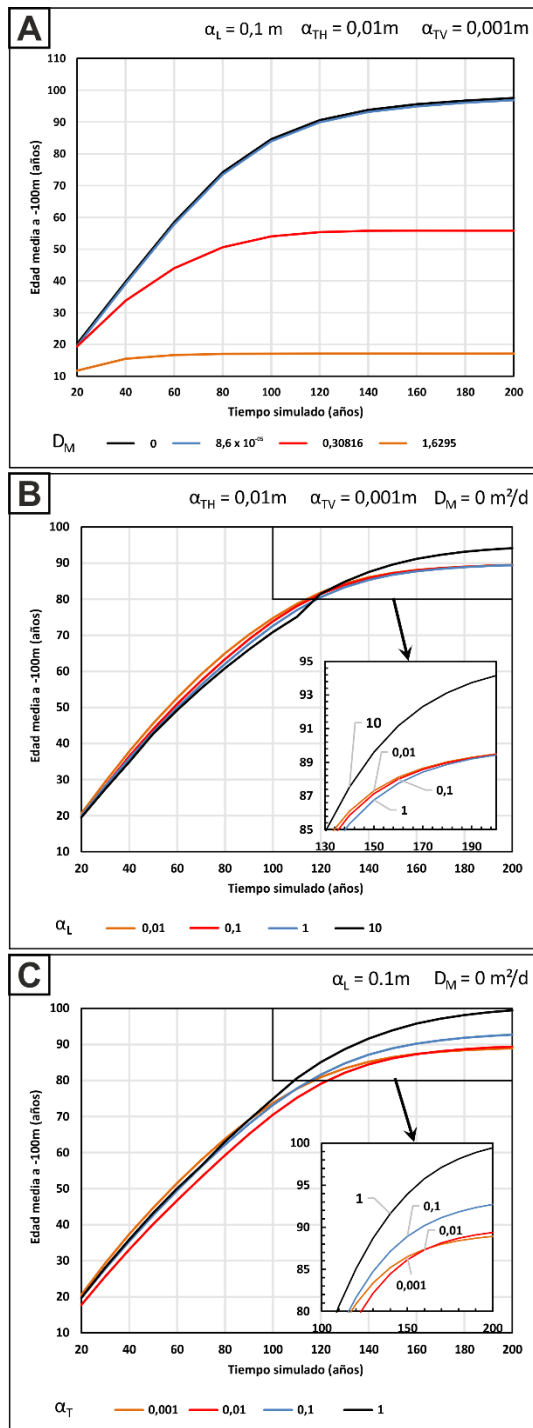


Fig. 6.14. Resultados del análisis de sensibilidad para los coeficientes de difusión molecular y dispersión molecular, en cada uno de los casos de la Tabla 6.6. (A) $\alpha_L = 0,1 \text{ m}$, $\alpha_{TH} = 0,01 \text{ m}$, $\alpha_{TV} = 0,001 \text{ m}$ y D_M variable. (B) D_M nulo, $\alpha_{TH} = 0,01 \text{ m}$, $\alpha_{TV} = 0,001 \text{ m}$ y α_L variable. (C) D_M nulo, $\alpha_L = 0,1 \text{ m}$ y α_{TH} y α_{TV} variables. Los resultados muestran la edad media simulada a 100 m de profundidad y a 300 m del borde costero (puntos DES).

Para el análisis de sensibilidad realizado se han considerado los coeficientes de difusión molecular, dispersión longitudinal y dispersión transversal, dentro de los rangos de valores que se indican en la Tabla 6.6. Los resultados del análisis se muestran en la Fig. 6.14. En cada uno de los casos analizados, se ha cambiado el valor de uno de los coeficientes en el modelo de transporte de masa (previamente calibrado a partir de los niveles observados), manteniéndose constantes o nulos el resto de coeficientes difusivo-dispersivos.

Los resultados muestran que para valores elevados de difusión molecular (D_{M-edad} definida para la especie “edad”), las edades máximas alcanzadas en el modelo se reducen drásticamente. Además, los valores máximos alcanzados se obtienen con menores tiempos de cálculo, para un estado cuasiestacionario de la distribución de edades (Fig. 6.14 A). Sin embargo, cuando los valores de D_M son muy bajos o nulos, las edades máximas aumentan exponencialmente, y el estado cuasiestacionario se alcanza para tiempos de simulación mucho mayores. Por otra parte, la influencia de la variación del coeficiente α_L sobre la distribución de edades resulta muy poco notable (Fig. 6.14 B), y solamente se observa un aumento de las edades máximas obtenidas cuando el valor de α_T es muy alto. No

ocurre así para el caso de la dispersión transversal al flujo, lo que se traduce en cambios significativos en la distribución de la edad que son tanto más acusados cuanto mayores son los tiempos de simulación (Fig. 6.14 C).

A partir de los resultados de este análisis de sensibilidad, se ha realizado una calibración de los parámetros considerados mediante el ajuste de los valores observados y simulados de edad media del agua subterránea. Las edades máximas alcanzadas en el modelo para un tiempo total de simulación de 220 años se localizan en la zona del pie de la cuña salina, cercano al llamado punto de estancamiento. Para tiempos de simulación mayores, los puntos donde se ha datado el agua subterránea no presentan cambios significativos, excepto en la muestra de edad más profunda (DES-132). Por tanto, se alcanza un estado cuasiestacionario para la distribución de las edades medias.

6.4. Discusión

En las zonas REC e INT la recarga directa del río y los retornos de riego introducen en el sistema aguas jóvenes que, junto con el bajo espesor saturado y los altos valores de las conductividades hidráulicas (respecto a las zonas DES y MAR), hacen que las edades medias sean muy bajas (< 5 años en todos los casos). Tanto los datos de ^3H como de ^{85}Kr indican que el porcentaje de aguas jóvenes es elevado en casi la totalidad del acuífero, a excepción de la zona DES, donde los resultados indican un gradiente de edad en profundidad bien definido. Los valores aquí varían de desde el mínimo de edad media asumido de 2,5 años hasta los 167 años de edad media obtenido para la muestra DES-132. Si se supone un modelo dispersivo para esta muestra, en función de la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$, se determina que el porcentaje de aguas jóvenes a esta profundidad es inferior al 23%, lo cual corrobora este gradiente de aumento de edad en profundidad. Cabría esperar que a mayores profundidades existiesen aguas con edades más elevadas, pero la muestra tomada en DES-168 para el análisis del ^{39}Ar se perdió durante la transferencia del gas en el laboratorio, con lo cual no fue posible establecer una edad más antigua, según se intuye por la baja concentración en ^3H que presenta el agua de este sondeo por debajo de 168 m de profundidad.

Por otra parte, la presencia de la cuña salina obliga al flujo profundo a ascender en la zona del borde costero, lo que produce una mezcla de aguas hacia superficie con mayores porcentajes de aguas más antiguas. Esto da lugar a edades medias mayores a menores

Flujo subterráneo

profundidades respecto al resto del acuífero. Así, a profundidades de 132 m (DES-132) existe un porcentaje superior al 70% de aguas más antiguas.

La relación entre las edades aparentes obtenidas mediante $^3\text{H}/^3\text{He}$ y ^{85}Kr se correspondan bastante bien, si bien se desplazan ligeramente respecto a la relación 1:1. Esto se observa principalmente en las edades menores, lo que indica que los resultados de edad obtenidos con ^{85}Kr pueden estar aparentemente sobreestimados respecto a los obtenidos con $^3\text{H}/^3\text{He}$.

La relación de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ indica un ajuste más cercano a la línea LMG. Sin embargo, estudios previos llevados a cabo en este acuífero con isótopos estables (Duque et al. 2011) muestran una cierta tendencia hacia la LMMO. Esto se debe a que, aunque la mayoría de las masas nubosas que afectan a la zona de estudio se generan o proceden del Océano Atlántico, algunas lo hacen en el Mar Mediterráneo occidental (Cruz-Sanjulián et al. 1992).

Según los resultados del estudio de Duque et al. (2011) sobre las fuentes de recarga en el acuífero Motril-Salobreña mediante isótopos estables, podemos ver que la mayoría de muestras responden a los orígenes esperados, teniendo en cuenta la escasa importancia del agua de lluvia como infiltración directa. Así, para las muestras tomadas en las zonas REC e INT, la relación isotópica indica cierta influencia de las aguas procedentes del sistema carbonatado de Escalate, mientras que la relación que presentan las muestras tomadas en la zona DES indica una influencia mayor de las aguas procedentes del retorno de riegos, ya que en esta zona la actividad agrícola está más extendida que en las otras dos. El agua de riego es derivada desde el río Guadalfeo, aguas arriba de la zona de estudio, por lo que mantiene una señal isotópica cercana a la del propio río.

La muestra DES-20 muestra una clara influencia del río. Por otra parte, presenta valores muy bajos en las concentraciones de ^3H , lo que indicaría que la muestra puede contener un alto porcentaje de aguas antiguas. No obstante, la baja concentración de ^4He y la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$ no indican una edad aparente elevada. Una posible explicación a esto es que se haya producido cierta pérdida de gas (degasificación) durante el proceso analítico del tritio en este punto, ya que presenta el valor más bajo de ΔNe para el conjunto de muestras analizadas. Otra explicación podría ser que en este sector del acuífero exista cierto estancamiento local de aguas procedentes de la recarga del río que no han sufrido renovación, favorecido por la existencia de una capa de limos de baja permeabilidad que puede haber originado la baja concentración de tritio encontrada. La muestra DES-168 es

la que presenta los valores más altos de la relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, que junto con las altas concentraciones de Na^+ y Cl^- indican la presencia del agua del mar a esta profundidad.

A la vista de los resultados, se ha comprobado la importancia de analizar varios trazadores conjuntamente para cada una de las muestras tomadas, puesto que las medidas de múltiples trazadores permite que la traducción de concentración de trazador a edad o tiempo de residencia sea más ajustado (Suckow 2014). También se ha comprobado que la medición mediante el uso de múltiples trazadores no resulta suficiente como para deducir en detalle la distribución de la edad en un acuífero de dimensiones considerables (Massoudieh et al. 2014), con lo cual se aplica el modelo de transporte de masa y edad.

6.4.1. Modelo de transporte de masa y edad

Durante la calibración del modelo de transporte de masa se ha observado la necesidad de que los valores de K debían ser comparativamente más elevados para la zona de recarga, con un descenso de los mismos hacia la costa, de acuerdo con los modelos previos realizados en la zona (Ibáñez 2005; Duque 2009). Esta asunción se ha basado por una parte en los datos litológicos de los sondeos utilizados para definir las diferentes unidades hidrogeológicas, y por otra parte, por el proceso de calibración de la K . No obstante, hay ciertas zonas dentro del dominio del modelo, como es el caso de la zona de descarga, en las que el ajuste conseguido no es tan bueno. Esto se debe a la dificultad que supone ajustar conjuntamente los valores de nivel piezométrico en profundidad y las salinidades en el entorno perturbado por la presencia de la cuña salina (Post et al., 2013). Por otra parte, el ajuste entre los valores de salinidad observados y simulados se ha considerado aceptable, ya que se dispone de pocos puntos de observación y que la frecuencia de medición en éstos es muy baja.

Las edades aparentes obtenidas en el modelo para los puntos de observación resultan coherentes con los resultados de datación. Los valores calculados para DES-mix y DES-132 se ajustan a los valores observados de 24,5 y 167 años, respectivamente, si se considera que el error analítico medio es muy elevado. Para el resto de muestras, los valores se han considerado simplemente orientativos, puesto que los resultados de datación para las mismas indican un alto porcentaje en aguas jóvenes (de menos de 50 años). A partir del modelo de datación se observa que, en dichas localizaciones y a esas profundidades, la mezcla de aguas de diferentes edades puede dar resultados muy aleatorios, pero de forma general se obtienen edades medias jóvenes.

Aunque la afección de los parámetros difusivos-dispersivos sobre la salinidad se ha demostrado importante (Henry 1964; Abarca et al. 2007; Pool et al. 2014; 2015), los ensayos realizados muestran que el efecto de estos parámetros sobre la distribución de edad puede ser mayor en algunos casos. Las edades del agua en el acuífero son mayores conforme avanza el tiempo, lo cual implica que el gradiente (clave en estos procesos de mezcla) de edad aumenta con el tiempo en este caso, de aguas más antiguas hacia aguas más jóvenes, lo cual intensifica los procesos de mezcla debido a la mayor actuación de los fenómenos de difusión y dispersión (Phillips y Castro 2003).

Se ha comprobado para este caso de estudio que el efecto de la difusión molecular sobre la distribución de edad es importante (Goode 1996; Bethke y Johnson 2008; Post et al. 2013). No obstante, la influencia de la variación del coeficiente α_L sobre la distribución de edades resulta muy poco notable, y solamente se observa un aumento de las edades máximas obtenidas cuando el valor de α_T es muy alto. Este hecho puede deberse a que la α_L se ve mitigada en la dirección de flujo en el caso del transporte asociado a la edad, como ya apuntó Goode (1996). No ocurre así con α_T , lo que se traduce en cambios significativos en la distribución de la edad. Estos cambios son más acusados cuando los tiempos simulados son mayores. En este caso, lo que se produce son mezclas de aguas subterráneas de diferentes edades que afectan a la desviación estándar respecto a la media de la frecuencia de distribución de edades (Phillips y Castro 2003).

Pese a ser α un factor importante, en este caso no resulta tener tanto peso como la D_M , cuyo efecto principal es la influencia en los máximos valores de edad alcanzados (Goode 1996), y el tiempo de simulación necesario para llegar a un estado cuasiestacionario de distribución de edades aparentes.

En el caso concreto de un acuífero costero como el estudiado, la heterogeneidad y las condiciones transitorias influyen de una forma más significativa que la D_M sobre la distribución de la edad, principalmente en las zonas donde la velocidad del flujo es mayor. Sin embargo, en zonas de baja velocidad de flujo, D_M es un factor determinante, a igualdad del resto de condiciones (Goode 1996). Esta condición aparece asociada a la presencia de la cuña salina y las bajas permeabilidades de la zona de descarga del acuífero, principalmente en el sector más profundo, donde se aplican los valores más bajos de K considerados.

Las edades máximas alcanzadas en el modelo para un tiempo total de simulación de 220 años se localizan en la zona del pie de la cuña salina, cercano al punto de estancamiento. Esto es debido al patrón de flujo esperado para la zona de descarga en

acuíferos costeros (Post et al. 2013). La edad máxima está determinada directamente por el tiempo total simulado, puesto que en las zonas cercanas al estancamiento no actúan de forma significativa los procesos de mezcla.

En las pruebas realizadas para tiempos de simulación mayores (no presentadas en este trabajo), los puntos donde se ha datado el agua subterránea no presentan cambios significativos, excepto en la muestra más profunda (DES-132), para la cual se superaba la edad media en unos 10 años respecto a la edad obtenida por datación. Por tanto, los resultados presentados indican que se alcanza un estado cuasiestacionario para la distribución de edades medias, el cual se puede asemejar al estado actual del acuífero.

Por otra parte, se debe considerar el hecho de que para tiempos de simulación mayores, los resultados pueden ser poco precisos, ya que la geometría actual del acuífero es relativamente reciente por la elevada velocidad de progradación del delta del río Guadalfeo en los últimos 500 años (Hoffman 1987; Montojo y Salcedo 1896a; 1896b), con una media de avance de la línea de costas de 3,3 m/año (Jabaloy et al. 2014).

La realización de un modelo de transporte de masa y de edad ha resultado ser una buena aproximación para calibrar de algún modo la distribución de edades a partir de los resultados de varios trazadores, como indican Phillips y Castro (2003), permitido extrapolar al resto del acuífero los datos puntuales que nos proporciona la datación, en función del resto de condiciones conocidas para el conjunto del acuífero. Con ello, podemos ser capaces de obtener un modelo conceptual del mismo que nos ayude a comprender los procesos que tienen lugar de una forma más general, y que a su vez nos permita ajustar mejor ciertos parámetros hidrogeológicos que solamente con datos de nivel o de salinidad resultaría menos preciso.

Por otra parte, la modelación de la edad en un acuífero no resulta sencilla, dada la escasa disponibilidad de datos para calibrar en la mayoría de los casos (debido a los altos costes del muestreo y del análisis de datación) y la elevada cantidad de datos necesarios para desarrollar un modelo de transporte que resulte de utilidad. A la vista de los resultados obtenidos, los procesos y condiciones que controlan la localización y el ancho de la zona de mezcla en un acuífero costero afectan a la edad del agua subterránea de un modo similar a como lo hace sobre la distribución de la salinidad del agua, lo que complica aún más la distribución de edades resultante y su interpretación (Voss 1999). Por otra parte, la simulación bajo las condiciones de un acuífero costero real como es el caso, resulta en una distribución de edades mucho más compleja que en un caso teórico,

Flujo subterráneo

debido a la alta heterogeneidad espacial y a los efectos de una simulación en estado no estacionario (Post et al. 2013).

Pese a todas las dificultades que supone conocer la edad media aparente y su distribución en un acuífero, su estimación es de gran valor hidrogeológico, especialmente en acuíferos costeros. Cuando un acuífero se encuentra lleno de agua relativamente joven se entiende que su renovación es rápida. Esto implica que dicho acuífero es vulnerable a la contaminación desde la superficie, ya sea por residuos vertidos de cualquier tipo o por malas prácticas agrícolas (Bethke y Johnson 2008). El conocimiento de los procesos de mezcla, tiempos de tránsito y zonas preferenciales del flujo subterráneo son imprescindibles en el caso del acuífero costero Motril-Salobreña, donde la gestión de los recursos hídricos pueden verse afectados por los procesos de intrusión o eventuales focos de contaminación. Si además se tiene que la zona de estudio está expuesta a grandes presiones poblacionales, turismo y agricultura extensiva, la mejora en el conocimiento del modelo conceptual del sistema acuífero proporciona una gran ayuda para prevenir o remediar los problemas que se presentan en la gestión de los recursos hídricos.

6.4.2. Distribución de edad del agua subterránea y modelo conceptual hidrogeológico

Como se ha constatado para el caso del acuífero costero Motril-Salobreña, el tiempo medio de residencia no es muy elevado (~200 años), el cual puede verse influenciado incluso por la propia formación del sistema detrítico (en tiempos históricos). También se han determinado los flujos preferenciales que definen el patrón de flujo subterráneo en la zona occidental de este sistema acuífero. Con todo ello se ha definido un modelo conceptual para el sector occidental del acuífero, metodología que se pretende contribuya en la mejora de la gestión de recursos hídricos en acuíferos costeros.

La figura 6.15 muestra el modelo conceptual obtenido del acuífero para el perfil central dibujado por la traza del río. Se observa que la distribución de edades obtenida en la simulación se ha ajustado al gradiente de edad observado en el campo, localizado principalmente en la zona de descarga. Así vemos cómo aguas más jóvenes de 50 años están presentes en mayor o menor proporción casi en la totalidad de la zona más somera del acuífero, lo que indica una circulación muy rápida. Sin embargo, encontramos porcentajes de aguas más antiguas en la zona de descarga y en profundidad, donde los

valores más altos obtenidos con el modelo muestran concordancia con la posición del pie de cuña.

La presencia de la cuña salina da lugar además al incremento de las edades medias en la zona de descarga, ya que esta implica un incremento de la componente vertical del flujo. El flujo procedente de niveles inferiores, donde la velocidad de flujo es mucho menor que en el resto del acuífero, provoca un incremento de la edad media hacia zonas más someras, mientras que el flujo rápido en la franja sub-superficial hace que un importante porcentaje de agua más joven esté presente en la mitad superior del acuífero. En cualquier caso, la edad media se incrementa en profundidad en la zona de agua dulce, principalmente por la presencia de materiales con conductividades hidráulicas más bajas y el importante incremento del espesor saturado en este sector de descarga.

Existe por tanto, un flujo muy rápido en la mitad superior del acuífero, mayor incluso en zonas muy permeables asociadas al aluvial del río Guadalfeo, y una mitad inferior donde la velocidad del flujo es mucho menor, y en la cual se obtienen las edades medias máximas. Como excepción a esta distribución, la muestra DES-20 presenta una concentración de ^3H anormalmente baja, que indicaría un porcentaje importante de aguas antiguas a tan solo 20 m de profundidad en la zona de descarga. Sin embargo, cabe la posibilidad de haberse producido degasificación durante el procesado de dicha muestra, ya que presenta el valor más bajo de ΔN_e para el conjunto de muestras analizadas.

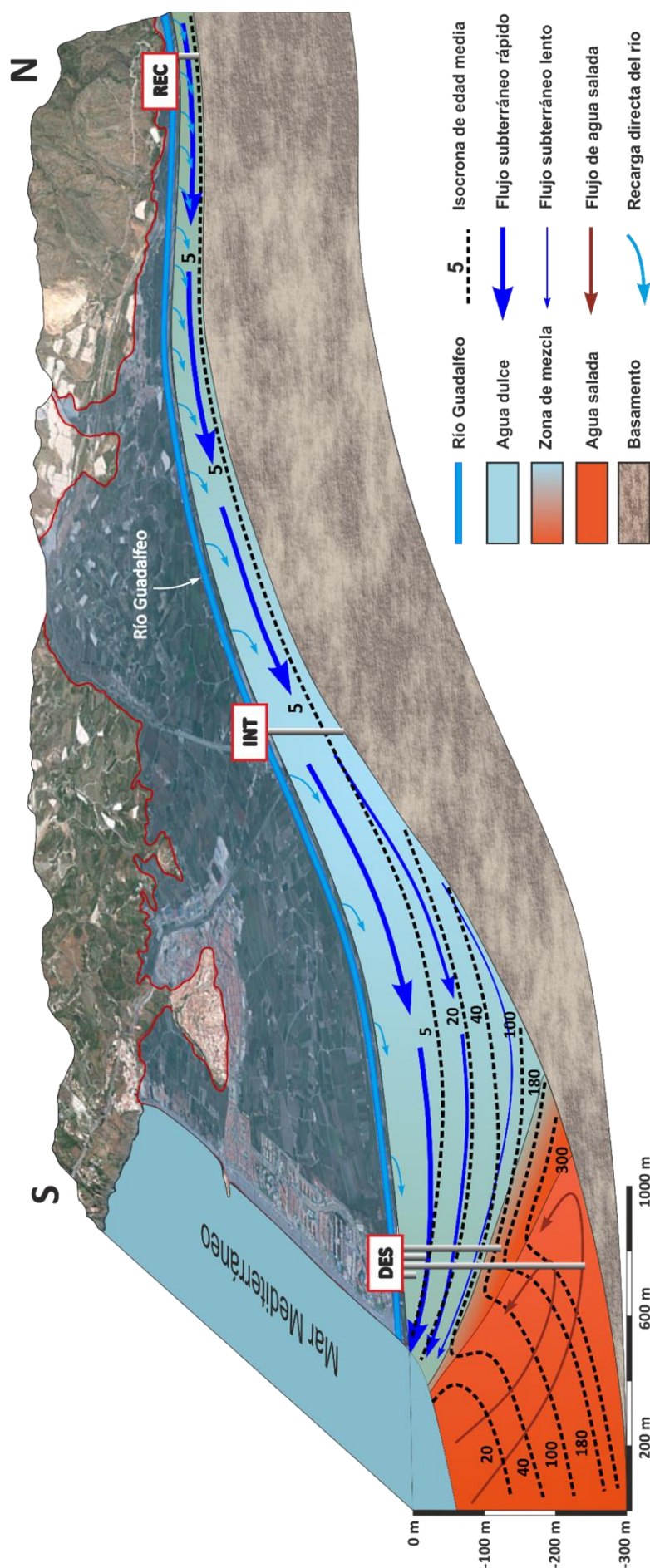


Fig. 6.15. Aproximación al modelo conceptual del acuífero costero Motril-Salobreña. El perfil del esquema corresponde a la vertical del trazado del río Guadalfeo sobre el sector occidental del acuífero. Se muestra la síntesis de los resultados de distribución de edades (observadas y simuladas), en acuerdo con la cuña salina y con la distribución de las diferentes zonas de flujo.

6.5. Conclusiones

En este estudio se han aplicado técnicas de datación de aguas subterráneas mediante el análisis de trazadores ambientales en el acuífero costero Motril-Salobreña, complementado con la modelación del flujo subterráneo y la distribución de edades en densidad variable. El empleo de los métodos de datación mediante trazadores ambientales ha resultado muy útil para caracterizar el patrón del flujo subterráneo, así como para evaluar el paso del agua a través del acuífero detrítico costero y los procesos de mezcla que sufre el agua subterránea en su tránsito por el sistema. Las conclusiones principales alcanzadas son las siguientes:

- El análisis de datación del agua subterránea mediante trazadores ambientales indica la presencia de aguas dentro de un rango de edades específico, de 5 a ~170 años. Por otra parte, su distribución indica la presencia de porcentajes variables de aguas jóvenes en casi todo el acuífero, y un pronunciado gradiente hacia aguas más antiguas en profundidad, especialmente en la zona de descarga del acuífero.

- La modelación numérica de la edad nos muestra una distribución más clara de las edades, en base a los datos de datación obtenidos. Esto nos permite definir dos zonas de flujo diferenciadas dentro del acuífero, una mitad superior (0-50 m) y de flujo más rápido en la que domina la presencia de aguas con edades inferiores a los 50 años, y otra zona inferior (50-150 m) donde el flujo es mucho más lento y las aguas más antiguas se encuentran en mayor proporción. A profundidades mayores no se ha datado el agua, pero el modelo, basado en los datos litológicos y piezométricos disponibles, indica un flujo muy lento asociado a materiales arcillosos poco permeables.

- La modelación numérica de la distribución de edades mediante el método de *direct age* ha resultado ser una herramienta útil, pero de complicada aplicación. Por esto, se propone una metodología de modelación escalonada, la cual incluye un modelo previo de transporte de masa calibrado en los valores de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y porosidad a partir de los datos de nivel piezométrico y salinidad del agua, y una calibración posterior de los parámetros de dispersión y difusión molecular mediante el uso de los datos de edades medias obtenidos en campo.

- Se ha determinado la gran repercusión de la difusión molecular sobre los resultados de edad obtenidos con el modelo, y de la dispersión longitudinal y transversal, especialmente cuando la velocidad de flujo es relativamente baja.

Flujo subterráneo

- En acuíferos costeros, tanto la heterogeneidad del sistema como los procesos difusivos y dispersivos resultan tener un gran impacto sobre la distribución del flujo y de las edades. La mayor influencia de estos últimos se hace patente de forma significativa en la zona de descarga, donde las velocidades de flujo están determinadas, además de por la conductividad hidráulica de los materiales, por el campo de flujo que genera la presencia de la cuña salina.

7. CONCLUSIONES GENERALES

7.1. Conclusiones

En este apartado se resumen las principales conclusiones obtenidas durante el desarrollo de la presente tesis doctoral. Con esto se trata de resaltar los logros más relevantes conseguidos en ración al conocimiento de los procesos hidrodinámicos que acontecen en la zona de descarga de los acuíferos costeros.

El análisis de las series temporales de nivel piezométrico ha permitido determinar el grado de afección que implica la oscilación del nivel del mar en la medición del nivel piezométrico en el sector próximo al borde costero en el acuífero Motril-Salobreña. Con la novedosa aplicación de los métodos de filtrado y extracción de los constituyentes de la marea, *Harmonic Analysis* (HA) y *Continuous Wavelet Transform* (CWT), comúnmente utilizados en el estudio de la marea oceanográfica, se ha obtenido el nivel piezométrico filtrado de oscilaciones mareales. Estos métodos de filtrado de series temporales han resultado ser muy efectivos para este uso. Además, mediante la evaluación de ambos métodos y la utilización de diferentes series temporales se ha concluido que tanto la profundidad de medición del nivel piezométrico como la longitud de la serie temporal analizada influyen en el proceso de filtrado y, por tanto, en los resultados obtenidos. No obstante, se producen pequeños errores que son un poco más importantes en la aplicación del método HA. El método CWT ha resultado ser una herramienta muy útil en este tipo de estudios.

Por otra parte, la extracción de las oscilaciones mareales presentes en el nivel piezométrico medido ha permitido evaluar los métodos clásicos de cálculo de la difusividad hidráulica (D) mediante la respuesta mareal del nivel piezométrico. El resultado de analizar el nivel afectado por la marea sin un filtrado previo influye de forma decisiva sobre la atenuación de amplitud, una sobreestimación del valor de D obtenido. Se obtiene una diferencia de hasta el 56% en la D calculada con el método de eficiencia mareal cuando se considera la serie de datos de nivel piezométrico con o sin filtrado. Así mismo, el análisis diferenciado entre picos máximos o mínimos consecutivos de las oscilaciones para el cálculo del factor de retardo implica cambios en los valores de D estimados de más del 58%. El valor obtenido para D con el uso de los valores de retardo

Conclusiones

entre picos mínimos se acerca al obtenido mediante el método TE cuando se aplica sobre la parte mareal extraída mediante el filtrado. Los valores de D obtenidos para la franja costera del acuífero Motril-Salobreña se pueden acotar entre $1 \cdot 10^5$ y $5 \cdot 10^5$ m²/d. No obstante, tanto la variabilidad de la oscilación mareal como la profundidad a la que se mide el nivel piezométrico influyen notablemente en el cálculo de D.

La aplicación de los métodos clásicos de Theis y Cooper-Jacob en la interpretación de ensayos de bombeo realizados en acuíferos detríticos costeros, donde no se dan muchas de las condiciones consideradas en estas soluciones analíticas, pueden dar errores en los valores de T y S por debajo del 10% cuando existe un flujo regional, cuando se tiene un caudal de bombeo que varía un 10% a lo largo del ensayo y cuando el efecto de la oscilación mareal sobre los descensos es del orden de 1% del nivel piezométrico total. Así mismo, la presencia de una interfase agua dulce-agua salada da lugar a errores del 20% en los valores obtenidos de T y sobre el 100% de error en los valores estimados para S. Por otra parte, la heterogeneidad vertical causa los mayores errores en los valores estimados de T y S en estas circunstancias. Las capas con conductividades hidráulicas variables entre 1 y 30 m/d dan lugar a errores en ambos parámetros superiores al 100%. Por tanto, se concluye que los métodos del Theis y Cooper-Jacob se pueden aplicar en acuíferos costeros para la interpretación de ensayos de bombeo con el fin de obtener valores de T y de S, siempre y cuando el sistema acuífero cumpla con las condiciones de uniformidad, heterogeneidad vertical no significativa y el ensayo se realice en un sector sin la presencia de la cuña salina. En caso contrario, los valores estimados de S no pueden considerarse válidos, y los valores de T deberían ser vistos como aproximados y sobreestimados. Para el caso específico del acuífero Motril-Salobreña, el valor obtenido para T (1.460 m²/d) mediante la aplicación de los métodos de Theis y Cooper-Jacob está de igual modo sobreestimado. En cuanto al valor de S obtenido, se considera bastante incierto, y resulta necesaria la aplicación de otros métodos para determinarlo.

Mediante modelación numérica se ha establecido como mejor método un dren para reproducir un sondeo surgente en el sector próximo a la costa, asignado en cada uno de los tramos abiertos del entubado (multidren). Además, se ha comprobado que la afección por la apertura del sondeo sobre el patrón de flujo subterráneo se localiza de forma más notoria en la cercanía de los diferentes tramos drenantes o los de bombeo, en función de los datos de nivel, siendo la perturbación mayor en el caso del multidren. La cuña salina se ve afectada de diferente forma según el método de simulación del sondeo. Cuando se simula el sondeo surgente como un bombeo, la interfase agua dulce-agua salada se ve

afectada localmente por una dilución en la interfase en el entorno del sondeo por succión de agua dulce de descarga, mientras que en la simulación como un sistema multidren da lugar a que la zona de mezcla se ensanche de forma generalizada en el entorno del sondeo.

La datación del agua subterránea mediante trazadores ambientales indica la presencia de aguas dentro de un rango de edades específico, de 5 a ~170 años. La distribución de edades medias indica la presencia de porcentajes variables de aguas jóvenes en casi todo el acuífero, y un pronunciado gradiente hacia aguas más antiguas en profundidad, especialmente en la zona de descarga del acuífero. La modelación numérica de la edad mediante un modelo de transporte de edad (método *direct age*) ha permitido obtener una distribución de la edad aparente del agua subterránea coherente con los datos obtenidos a partir del muestreo de datación. Con ello se propone una metodología de modelación escalonada, la cual incluye el desarrollo de un modelo previo de transporte de masa calibrado para los valores de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y porosidad, a partir de los datos de nivel y concentración, y posteriormente, una calibración de los parámetros de dispersión y difusión molecular mediante el uso de los datos de edades medias obtenidos en campo. El estudio combinado de datación y simulación ha permitido definir dos zonas de flujo diferenciadas dentro del acuífero, una mitad superior (0-50 m) y de flujo más rápido en la que domina la presencia de aguas con edades inferiores a los 50 años, y otra zona inferior (50-150 m) donde el flujo es mucho más lento y las aguas más antiguas se encuentran en mayor proporción. La heterogeneidad del sistema acuífero, así como los procesos difusivos y dispersivos resultan tener un gran impacto sobre la distribución de flujo y de edades. La mayor influencia de estos últimos se hace patente de forma significativa en la zona de descarga, donde las velocidades de flujo están determinadas, además de por la conductividad hidráulica de los materiales, por el campo de flujo que genera la presencia de la cuña salina.

7.2. Conclusions

The most relevant achievements in relation to the knowledge of the hydrodynamic processes that occur in the discharge zone of the coastal aquifers in this thesis are presented below:

The time series analysis of the piezometric levels has allowed to determine the affection that generates the induced oscillation of the level of the sea on the measured piezometric level close to the shoreline at Motril-Salobreña coastal aquifer. A novel application of methods, Harmonic Analysis (HA) and Continuous Wavelet Transform (CWT), was adapted for the filtering and extraction of tidal constituents. These methods are commonly used in the study of the oceanographic tide. It was possible to extract the tidal oscillations from the piezometric level measurements, with very effective results. The evaluation of both methods using different time series, showed that the depth of measurement of the piezometric level and the length of the analysed time series affect to the filtering process and the obtained results. The CWT method has proved to be a very useful tool in this type of studies while the HA method has generated small errors.

The extraction of the tidal oscillations from the measured piezometric levels allowed to evaluate the classical methods to calculate hydraulic diffusivity (D) by the tidal response methods. The analysis of the level affected by the tide without a previous filtering shows that there is significant affection on the amplitude attenuation with a subsequent overestimation of D. A difference of up to 56% is obtained considering the time series of piezometric level data with or without filtration. Likewise, the differential options of analysis between consecutive maximum or minimum peaks of the oscillations for the calculation of the delay factor implies changes higher than 58% in the estimated D values. The obtained values for D using the minimum peak delay analysis are similar to those obtained by the TE method when applied to the tidal part of the piezometric level previously extracted by filtration. The obtained values of D for the coastal zone of the Motril-Salobreña aquifer can be ranged between $1 \cdot 10^5$ and $5 \cdot 10^5$ m²/d. However, both the variability of the tidal oscillation and the depth at which the piezometric level is measured have a considerable influence on the calculation of D. The TE method applied on the tidal part previously extracted from the piezometric level proves to be the most reliable method to obtain D.

The application of the classical methods of Theis and Cooper-Jacob for the interpretation of pumping tests performed in coastal detrital aquifers implies that many

Conclusions

of the conditions considered in these analytical solutions do not occur. This can give errors in the obtained values of T and S around 10% when there is a regional flow, when the pumping rate varies by 10% throughout the test, and when the effect of the tidal oscillation on the drawdowns is about 1% of the total piezometric level. Likewise, the presence of the freshwater-saltwater interface leads to errors of 20% in the obtained T values, and over 100% in the estimated S. Vertical heterogeneity causes the highest errors in the estimated values of T and S. A variation in the hydraulic conductivity between 1 and 30 m/d for the different layers may lead to an error in both parameters greater than 100%. The Theis and Cooper-Jacob methods can be applied in coastal aquifers for the interpretation of pumping tests in order to obtain values of T and S, as long as the aquifer system meets the conditions of uniformity, there is not a significant vertical heterogeneity and while the pumping test is performed in a sector without the presence of the saline wedge. Otherwise, the estimated values of S should not be considered as valid, and the values of T can be overestimated. For the specific case of the Motril-Salobreña aquifer, the value obtained for T (1460 m²/d) by applying the Theis and Cooper-Jacob methods is considered overestimated.

A numerical modeling test was established to define the best boundary condition to reproduce an artesian well near the coast. A drain defined in each of the open sections of the well casing (multidrain) provided the best results. The affection of the opening of the artesian well on the groundwater flow field is most noticeably in the proximity of the different drain or pumping sections, with the highest disturbance in the case of multidrain. The simulation of an artesian well as a pumping well, produces that the freshwater-salt water interface is locally affected by a dilution due to the freshwater discharge suction, while in the simulation as a multidrain system implies that the mixing zone broadly widens in the proximity of the artesian well.

The dating of groundwater by environmental tracers indicates the presence in the aquifer of groundwater within a specific age range, from 5 to ~170 years. The mean age distribution indicates the existence of varying young groundwater percentages in almost the entire aquifer, and a clear gradient toward older in the discharge zone of the aquifer. A numerical model of age distribution using an age transport model (direct age method) has allowed to obtain an apparent age distribution of groundwater, which is consistent with the field age data. A stepwise modeling methodology is proposed, which includes the development of a previously calibrated mass transport model for the hydraulic conductivity, storage coefficient and porosity values, by using groundwater head and salt

concentration data, and a further calibration of the dispersion and molecular diffusion parameters through the use of field mean age data. The combination of dating and age distribution simulation allowed to differentiate two flow zones within the aquifer, a shallower section (0-50 m), where the flow is faster and with a dominant presence of groundwater younger than 50 years, and a deeper section (50-150 m) where the groundwater flow is much slower and the older groundwater is in a greater proportion. The aquifer system heterogeneity as well as the diffusive and dispersive processes have a great impact on flow and age distribution. The greater influence is especially evident in the discharge zone, where the flow velocities are determined in addition to the hydraulic conductivity, by the flow field connected to the presence of the saline wedge.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ababou, R., Alastal, K., Astruc, D., Al-Bitar, A., Marcoux, M., and Wang, Y. (2015). Model coupling for environmental flows, with applications in hydrology and coastal hydrodynamics 1. *Houille Blanche*: 9-24. DOI: 10.1051/lhb/20150014.
- Abarca, E., Carrera, J., Sánchez-Vila, X., and Dentz, M. (2007). Anisotropic dispersive Henry problem. *Advances in Water Resources* 30: 913-926. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.08.005>.
- Abarca, E., Karam, H., Hemond, H. F., and Harvey, C. F. (2013). Transient groundwater dynamics in a coastal aquifer: The effects of tides, the lunar cycle, and the beach profile. *Water Resources Research* 49: 2473-2488. DOI: 10.1002/wrcr.20075.
- Ahmed, A. S., Jardani, A., Revil, A., and Dupont, J. (2016). Specific storage and hydraulic conductivity tomography through the joint inversion of hydraulic heads and self-potential data. *Advances in Water Resources* 89: 80-90. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.01.006>.
- Åkesson, M., Suckow, A., Visser, A., Sültenfuß, J., Laier, T., Purtschert, R., and Sparrenbom, C. J. (2015). Constraining age distributions of groundwater from public supply wells in diverse hydrogeological settings in Scania, Sweden. *Journal of Hydrology* 528: 217-229. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.022>.
- Al-Alwani, G. (1997). *Hidrología e hidrogeología de la cuenca del río Guadalfeo*. Tesis Doct. Univ. Granada. pp.
- Alam, N., and Olsthoorn, T. (2014). Multidepth pumping tests in deep aquifers. *Groundwater* 52: 148-160
- Alcolea, A., Castro, E., Barbieri, M., Carrera, J., and Bea, S. (2007). Inverse modeling of coastal aquifers using tidal response and hydraulic tests. *Ground Water* 45: 711-722. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2007.00356.x.
- Aldaya, F. (1969). Los mantos alpujarrides al sur de Sierra Nevada (zona bética, provincia de Granada). *Acta geológica hispánica* 4: 126-130
- Aldaya, F. (1981). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1056 (Albunol) del mapa geológico de España a escala 1: 50 000. IGME, Madrid
- Aldaya, F. (1981). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1056 (Albunol) del mapa geológico de España a escala 1: 50 000. IGME, Madrid
- Andrade, R., Muralidharan, D., and Rangarajan, R. (2005). Pulse responses of an unconfined granite aquifer to precipitation - a recharge evaluation through transient water-level fluctuation. *Current Science* 89: 677-681
- Asadi-Aghbolaghi, M., Chuang, M. H., and Yeh, H. D. (2014). Groundwater response to tidal fluctuation in an inhomogeneous coastal aquifer-aquitard system. *Water Resources Management* 28: 3591-3617. DOI: 10.1007/s11269-014-0689-9.

- Aseervatham, A. M., Kang, H. Y., and Nielsen, P. (1993). Groundwater movement in beach watertables National Conference Publication - Institution of Engineers, Australia, 93 pt 4 edn, pp. 589-594.
- Ataie-Ashtiani, B., Volker, R., and Lockington, D. (2001). Tidal effects on groundwater dynamics in unconfined aquifers. *Hydrological Processes* 15: 655-669
- Ayres, E. D. (2015). Modelling the impact of land-use change due to anthropogenic activity on hydrodynamics in an aquifer in southern Spain. pp.
- Banerjee, P., Sarwade, D., and Singh, V. (2008). Characterization of an island aquifer from tidal response. *Environmental Geology* 55: 901-906
- Bauduin, C. M. H., and Moes, C. J. B. (1989). Time dependent groundwater flow under river embankments. Coastal lowlands, geology and geotechnology Proc KNGMG symposium, The Hague, 1987: 131-142
- Bauer, S., Fulda, C., and Schäfer, W. (2001). A multi-tracer study in a shallow aquifer using age dating tracers ³H, ⁸⁵Kr, cfc-113 and sf 6—indication for retarded transport of cfc-113. *Journal of Hydrology* 248: 14-34. DOI: [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00381-X](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00381-X).
- Bear, J., Cheng, A. H.-D., Sorek, S., Ouazar, D., and Herrera, I. (1999). *Seawater intrusion in coastal aquifers: Concepts, methods and practices* Springer Science & Business Media
- Benavente Herrera, J. (1982). Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada. Ph. D Thesis, Universidad de Granada. 571 pp.
- Benavente, J., and Calvache, A. (1981). Aspectos hidrogeoquímicos de algunos acuíferos detríticos costeros en la provincia de Granada. *Simp Agua Andalucía*: 731-753
- Benettin, P., Rinaldo, A., and Botter, G. (2013). Kinematics of age mixing in advection-dispersion models. *Water Resources Research* 49: 8539-8551. DOI: 10.1002/2013WR014708.
- Bergillos, R., Delgado-Rodríguez, C., López-Ruiz, A., Millares, A., Ortega-Sánchez, M., and Losada, M. (2015a). Recent human-induced coastal changes in the Guadalfeo river deltaic system (southern Spain). In: *Proceedings of the 36th IAHR-International Association for Hydro-Environment Engineering and Research World Congress*.
- Bergillos, R., Ortega-Sánchez, M., Masselink, G., and Losada, M. (2015b). Urban planning analysis of mediterranean deltas—Guadalfeo case study. In: *Proceedings of the 12th International Conference on the Mediterranean Coastal Environment*.
- Bergillos, R. J., López-Ruiz, A., Ortega-Sánchez, M., Masselink, G., and Losada, M. A. (2016a). Implications of delta retreat on wave propagation and longshore sediment transport-Guadalfeo case study (southern Spain). *Marine Geology* 382: 1-16
- Bergillos, R. J., Ortega-Sánchez, M., Masselink, G., and Losada, M. A. (2016b). Morpho-sedimentary dynamics of a micro-tidal mixed sand and gravel beach, Playa Granada, southern Spain. *Marine Geology* 379: 28-38

- Bethke, C. M., and Johnson, T. M. (2008). Groundwater age and groundwater age dating. *Annu Rev Earth Planet Sci* 36: 121-152. DOI: <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124210>.
- Boulton, N. S. (1954). The drawdown of the water-table under non-steady conditions near a pumped well in an unconfined formation. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers* 3: 564-579
- Brown, J. M., Bolaños, R., Howarth, M. J., and Souza, A. J. (2012). Extracting sea level residual in tidally dominated estuarine environments. *Ocean Dynamics* 62: 969-982
- Bye, J. A., and Narayan, K. A. (2009). Groundwater response to the tide in wetlands: Observations from the gillman marshes, south australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 84: 219-226
- Calvache, M., Cerón, J., Rubio, J., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., González-Ramón, A., Ibáñez, S., and Duque, C. (2004). Caracterización de las relaciones río-acuífero en el sistema motril-salobrena (granada) *Proceedings of VIII Simposio de Hidrogeología, Zaragoza, Spain*, pp. 433-442.
- Calvache, M., Duque, C., Fontalva, J. G., and Crespo, F. (2011). Processes affecting groundwater temperature patterns in a coastal aquifer. *International Journal of Environmental Science & Technology* 8: 223-236
- Calvache, M., Ibáñez, S., Duque, C., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio, J., González, A., and Viseras, C. (2009). Numerical modelling of the potential effects of a dam on a coastal aquifer in s. Spain. *Hydrological Processes* 23: 1268-1281
- Calvache, M., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio-Campos, J., González-Ramón, A., Duque, C., and Cerón, J. (2006). Repercusión de la presa de rules sobre el acuífero detrítico costero motril-salobrena (granada) in el agua subterránea en los países mediterráneos. *Guía de las excursiones AquainMed-06*: 285
- Calvache, M., Rubio, J., López-Chicano, M., González-Ramón, A., Ibáñez, S., Martín-Rosales, W., Soler, R., Díaz-Losada, E., and Peinado Parra, T. (2003). Estado actual del acuífero costero de motril-salobreña previo a la puesta en funcionamiento de la presa de rules. *Proceedings of Coastal Aquifers Intrusion Technology: Mediterranean Countries, IGME, Madrid*: 77-85
- Calvache, M., Sánchez-Úbeda, J., Duque, C., López-Chicano, M., and de la Torre, B. (2016). Evaluation of analytical methods to study aquifer properties with pumping tests in coastal aquifers with numerical modelling (motril-salobreña aquifer). *Water Resources Management* 30: 559-575
- Calvache, M. L., Duque, C., Lopez-Chicano, M., Martin-Rosales, W., and Sanchez-Ubeda, J. P. (2013). Groundwater temperature patterns in the freshwater-saltwater contact zone in coastal aquifers. The motril-salobreña aquifer (se spain) *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pp. 12580.
- Capuano, R., and Jan, R. (1996). In situ hydraulic conductivity of clay and silty-clay fluvial-deltaic sediments, texas gulf coast. *Ground Water* 34: 545-551

- Carol, E. S., Kruse, E. E., Pousa, J. L., and Roig, A. R. (2009). Determination of heterogeneities in the hydraulic properties of a phreatic aquifer from tidal level fluctuations: A case in argentina. *Hydrogeology Journal* 17: 1727. DOI: 10.1007/s10040-009-0478-3.
- Carr, P. A., and Van Der Kamp, G. S. (1969). Determining aquifer characteristics by the tidal method. *Water Resources Research* 5: 1023-1031. DOI: 10.1029/WR005i005p01023.
- Cartwright, N., Nielsen, P., and Dunn, S. (2003). Water table waves in an unconfined aquifer: Experiments and modeling. *Water Resources Research* 39
- Cartwright, N., Nielsen, P., Li, L., and Callaghan, D. (2003). Watertable waves in unconfined aquifers: Sloping boundary effects *Coasts & Ports 2003 Australasian Conference: Proceedings of the 16th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference, the 9th Australasian Port and Harbour Conference and the Annual New Zealand Coastal Society Conference Institution of Engineers, Australia*, pp. 918.
- Caschetto, M., Colombani, N., Mastrocicco, M., Petitta, M., and Aravena, R. (2016). Estimating groundwater residence time and recharge patterns in a saline coastal aquifer. *Hydrological Processes* 30: 4202-4213
- Castillo, E. (1975). Hidrogeología de la vega de motril-salobreña y sus bordes. M Thesis, Universidad de Granada, Granada 184
- Castillo, E., and Fernández-Rubio, R. (1978). Hidrogeología del acuífero de la vega de motril-salobreña. *Bol Geol Min*: 39-48
- Chachadi, A., and Gawas, P. (2012). Correlation study between geoelectrical and aquifer parameters in west coast laterites. *Int J Earth Sci Eng* 5: 282-287
- Chapuis, R. P., Bélanger, C., and Chenaf, D. (2006). Pumping test in a confined aquifer under tidal influence. *Ground Water* 44: 300-305
- Chattopadhyay, P. B., Vedanti, N., and Singh, V. (2015). A conceptual numerical model to simulate aquifer parameters. *Water Resources Management* 29: 771-784
- Chattopadhyay, P. B., Vedanti, N., and Singh, V. S. (2014). A conceptual numerical model to simulate aquifer parameters. *Water Resources Management* 29: 771-784. DOI: 10.1007/s11269-014-0841-6.
- Chen, C., and Jiao, J. J. (1999). Numerical simulation of pumping tests in multilayer wells with non-darcian flow in the wellbore. *Groundwater* 37: 465-474
- Chen, F., Wiese, B., Zhou, Q., Kowalsky, M. B., Norden, B., Kempka, T., and Birkholzer, J. T. (2014). Numerical modeling of the pumping tests at the ketzin pilot site for co₂ injection: Model calibration and heterogeneity effects. *International Journal of Greenhouse Gas Control* 22: 200-212
- Chen, J., and Zhou, Z. (2009). Analytical solution of groundwater tidal response in estuarine aquifer *Advances in Water Resources and Hydraulic Engineering - Proceedings of 16th IAHR-APD Congress and 3rd Symposium of IAHR-ISHS*, pp. 172-177.

- Chen, J., Zhou, Z. F., and Jia, S. B. (2005). Analytical solution of groundwater fluctuations in estuarine aquifer. *Journal of Hydrodynamics* 17: 641-646
- Chen, Y. J., Chen, G. Y., Yeh, H. D., and Jeng, D. S. (2011). Estimations of tidal characteristics and aquifer parameters via tide-induced head changes in coastal observation wells. *Hydrology and Earth System Sciences* 15: 1473-1482. DOI: 10.5194/hess-15-1473-2011.
- Chesnaux, R., and Allen, D. (2008). Groundwater travel times for unconfined island aquifers bounded by freshwater or seawater. *Hydrogeology Journal* 16: 437-445
- Chuang, M. H., and Yeh, H. D. (2008). Analytical solution for tidal propagation in a leaky aquifer extending finite distance under the sea. *Journal of Hydraulic Engineering* 134: 447-454. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2008)134:4(447).
- Codiga, D. L. (2011). Unified tidal analysis and prediction using the utide matlab functions Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island Narragansett, RI
- Codiga, D. L., and Rear, L. V. (2004). Observed tidal currents outside block island sound: Offshore decay and effects of estuarine outflow. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109
- Cook, P., and Solomon, D. K. (1995). Transport of atmospheric trace gases to the water table: Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and krypton 85. *Water Resources Research* 31: 263-270. DOI: 10.1029/94WR02232.
- Cook, P., and Solomon, D. K. (1997). Recent advances in dating young groundwater: Chlorofluorocarbons, ^3H and ^{85}Kr . *Journal of Hydrology* 191: 245-265. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03051-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03051-X).
- Cook, P. G., and Böhlke, J.-K. (2000). Determining timescales for groundwater flow and solute transport Environmental tracers in subsurface hydrology: 1-30.
- Cooper, H. H., and Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 27: 526-534
- Corcho Alvarado, J. A., Purtschert, R., Barbecot, F., Chabault, C., Rueedi, J., Schneider, V., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., and Loosli, H. (2007). Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar : A multiple environmental tracer ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{85}Kr , ^{39}Ar , and ^{14}C) study in the semiconfined fontainebleau sands aquifer (france). *Water Resources Research* 43. DOI: 10.1029/2006WR005096.
- Crespo, F. J., López Chicano, M., Calvache Quesada, M. L., Sánchez Úbeda, J. P., Duque, C., and Martín Rosales, W. (2012). Estudio de las fuentes de salinización en el acuífero costero motril-salobreña (granada)
- Custodio, E. (1987). Salt-fresh water interrelationships under natural conditions. *Groundwater Problems in Coastal Areas, UNESCO Studies and Reports in Hydrology* 45: 14-96

- Custodio, E., and Llamas, M. (1983). Editores. " Hidrología subterránea", 2ª edición. Ed. Omega, Barcelona 2
- Cutillo, P. A., and Bredehoeft, J. D. (2011). Estimating aquifer properties from the water level response to earth tides. *Ground Water* 49: 600-610. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2010.00778.x.
- Daubechies, I., Mallat, S., and Willsky, A. S. (1992). Special issue on wavelet transforms and multiresolution signal analysis-introduction IEEE-INST ELECTRICAL ELECTRONICS ENGINEERS INC 345 E 47TH ST, NEW YORK, NY 10017-2394.
- Davis, R. W. (1972). Use of naturally occurring phenomena to study hydraulic diffusivities of aquitards. *Water Resources Research* 8: 500-507. DOI: 10.1029/WR008i002p00500.
- Davis, S., and Bentley, H. (1982). Dating groundwater in nuclear and chemical dating techniques Interpreting the environmental record: Washington, DC, American Chemical Society, Symposium series, pp. 193.
- Diamantopoulou, P., and Voudouris, K. (2008). Optimization of water resources management using swot analysis: The case of zakynthos island, ionian sea, greece. *Environmental Geology* 54: 197-211
- Díaz, J. H., Díaz, J., Aróstegui, J., Campos, J., and Geta, J. (2003). Influencia antrópica en un acuífero costero. Consideraciones sobre la gestión hídrica del acuífero de motril-salobreña (españa). *Revista Latino-Americana de Hidrogeología*
- Dong, L., Cheng, D., Liu, J., Zhang, P., and Ding, W. (2016). Analytical analysis of groundwater responses to estuarine and oceanic water stage variations using superposition principle. *Journal of Hydrologic Engineering* 21. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001251.
- Doulgeris, C., and Zissis, T. (2014). 3d variable density flow simulation to evaluate pumping schemes in coastal aquifers. *Water Resources Management* 28: 4943-4956
- Dronkers, J. (1986). Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research* 20: 117-131
- Duque, C., and Calvache, M. L. (2010). El balance hídrico del acuífero motril-salobreña: Estudios previos y cálculo mediante modelación numérica. *Geogaceta* 48: 119-122
- Duque, C., Calvache, M. L., and Engesgaard, P. (2010). Investigating river-aquifer relations using water temperature in an anthropized environment (motril-salobreña aquifer). *Journal of Hydrology* 381: 121-133
- Duque, C., Calvache, M. L., Pedrera, A., Martín-Rosales, W., and López-Chicano, M. (2008). Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (southern spain). *Journal of Hydrology* 349: 536-547. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.031>.
- Duque, C., López-Chicano, M., Calvache, M., Martín-Rosales, W., Gómez-Fontalva, J., and Crespo, F. (2011). Recharge sources and hydrogeological effects of irrigation and

- an influent river identified by stable isotopes in the motril-salobreña aquifer (southern Spain). *Hydrological Processes* 25: 2261-2274. DOI: 10.1002/hyp.7990.
- Duque, C., Quesada, M. L. C., Campos, J. C. R., Rosales, W. M., López-Chicano, M., Ramón, A. G., García, J. C. C., and Ibáñez, S. (2005). Influencias de las litologías en los procesos de recarga del río Guadalfeo al acuífero de Motril-Salobreña VI Simposio del Agua en Andalucía: 1 a 3 de junio, 2005 Sevilla, pp. 343-354.
- Duque Calvache, C. (2009). Influencia antrópica sobre la hidrogeología del acuífero motril-salobreña. Ph. D Thesis, Universidad de Granada. 196 pp.
- Elad, L., Yoseph, Y., Haim, G., and Eyal, S. (2016). Tide-induced fluctuations of salinity and groundwater level in unconfined aquifers-field measurements and numerical model. *Journal of Hydrology*
- Elprama, R. (1989). Tidal analysis in urban areas *Proceedings of the International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, pp. 785-788.
- Engdahl, N. B., Ginn, T. R., and Fogg, G. E. (2012). Non-fickian dispersion of groundwater age. *Water Resources Research* 48. DOI: 10.1029/2012WR01225.
- Erol, S. (2011). Time-frequency analyses of tide-gauge sensor data. *Sensors* 11: 3939-3961
- Erskine, A. (1991). The effect of tidal fluctuation on a coastal aquifer in the UK. *Ground Water* 29: 556-562
- Escarcena, J. C., Herrera, J. B., and Sanjulián, J. J. C. (1991). Caracterización hidroquímica de las relaciones río-acuífero en la Sierra de Lújar (Granada). *Geogaceta*: 59-60
- Fakir, Y., and Razack, M. (2003). Hydrodynamic characterization of a Sahelian coastal aquifer using the ocean tide effect (dridrate aquifer, Morocco). *Hydrological Sciences Journal* 48: 441-454. DOI: 10.1623/hysj.48.3.441.45281.
- Farge, M. (1992). Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual Review of Fluid Mechanics* 24: 395-458
- Ferris, J. G. (1952). Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility US Geological Survey.
- Flinchem, E., and Jay, D. (2000). An introduction to wavelet transform tidal analysis methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 51: 177-200
- Foreman, M. (1977). Manual for tidal heights analysis and prediction. Inst. Ocean Sci Victoria, BC, Pacific Mar Sci Rep: 77-10
- Foreman, M. G., Crawford, W. R., and Marsden, R. F. (1995). De-tiding: Theory and practice. *Quantitative skill assessment for coastal ocean models*: 203-239
- García-Aróstegui, J., Heredia, J., Murillo, J., Rubio-Campos, J., González-Ramón, A., and López-Geta, J. (2001). Primera aproximación mediante modelización al análisis de la influencia del embalse de Rules en el régimen hidrológico del acuífero de Motril-Salobreña (Granada) V Simposio sobre el agua en Andalucía, Almería.

- García-Dueñas, V., and Balanyá, J. (1986). Estructura y naturaleza del arco de gibraltar. *Maleo Bolletin Societa Geologica del Portugal* 2: 23
- GEIRNAERT, W., and PULIDO, B. A. (1981). Geometry study of the detrital aquifer in the motril-salobrena plain via ves (estudio de la geometria del acuífero detrítico de la vega de motril-salobrena mediante sev) PROCEEDINGS OF SIMPOSIO DEL AGUA EN ANDALUCIA.
- Ginn, T. R., Haeri, H., Massoudieh, A., and Foglia, L. (2009). Notes on groundwater age in forward and inverse modeling. *Transport in porous media* 79: 117-134. DOI: 10.1007/s11242-009-9406-1.
- Glynn, P. D., and Voss, C. I. (1999). Site-9: Geochemical characterization of simpevarp ground waters near the äspö hard rock laboratory. *SKI report* 96: 29. DOI: http://www.iaea.org/inis/collection/NCLCollectionStore/_Public/31/005/31005500.pdf.
- Gómez-Hernández, J. J., and Wen, X.-H. (1998). To be or not to be multi-gaussian? A reflection on stochastic hydrogeology. *Advances in Water Resources* 21: 47-61. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(96\)00031-0](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(96)00031-0).
- Goode, D. J. (1996). Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Research* 32: 289-296. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/95WR03401>.
- Guhl, F., Pulido-Bosch, A., Pulido-Leboeuf, P., Gisbert, J., Sanchez-Martos, F., and Vallejos, A. (2006). Geometry and dynamics of the freshwater-seawater interface in a coastal aquifer in southeastern Spain. *Hydrological Sciences Journal* 51: 543-555. DOI: 10.1623/hysj.51.3.543.
- Guo, L., van der Wegen, M., Jay, D. A., Matte, P., Wang, Z. B., Roelvink, D., and He, Q. (2015). River-tide dynamics: Exploration of nonstationary and nonlinear tidal behavior in the Yangtze river estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120: 3499-3521
- Halford, K. J., Weight, W. D., and Schreiber, R. P. (2006). Interpretation of transmissivity estimates from single-well pumping aquifer tests. *Ground Water* 44: 467-471
- Hantush, M. S. (1960). Modification of the theory of leaky aquifers. *Journal of Geophysical Research* 65: 3713-3725
- Hantush, M. S. (1961). Aquifer tests on partially penetrating wells. *Journal of the Hydraulics Division* 87: 171-195
- Harbaugh, A. W. (2005). *Modflow-2005, the US Geological Survey modular ground-water model: The ground-water flow process* US Department of the Interior, US Geological Survey Reston, VA, USA
- Harbaugh, A. W., Banta, E. R., Hill, M. C., and McDonald, M. G. (2000). *Modflow-2000, the U. S. Geological Survey modular ground-water model-user guide to modularization concepts and the ground-water flow process*. Open-file Report U S Geological Survey: 134. DOI:

- http://wipp.energy.gov/library/cra/2009_cra/references/Others%5CCharbaugh_Banta_Hill_and_McDonald_2000_MODFLOW_2000_Open_File_Report_00_92.pdf.
- Hemker, C. (1985). Transient well flow in leaky multiple-aquifer systems. *Journal of Hydrology* 81: 111-126
- Hemker, C. (1999). Transient well flow in vertically heterogeneous aquifers. *Journal of Hydrology* 225: 1-18
- Hemker, C., and Maas, C. (1987). Unsteady flow to wells in layered and fissured aquifer systems. *Journal of Hydrology* 90: 231-249
- Heredia, J., Murillo, J., García-Aróstegui, J., Rubio, J., and Lopez-Geta, J. (2002). Construcción de presas e impacto sobre el régimen hidrológico de los acuíferos situados aguas abajo. Presa de rules y acuífero costero de motril-salobreña-granada, sur de españa. *Boletín Geológico y Minero* 113: 165-184
- Holliday, D., Stieglitz, T. C., Ridd, P. V., and Read, W. W. (2007). Geological controls and tidal forcing of submarine groundwater discharge from a confined aquifer in a coastal sand dune system. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112. DOI: 10.1029/2006JC003580.
- Hughes, C. E., Binning, P., and Willgoose, G. R. (1998). Characterisation of the hydrology of an estuarine wetland. *Journal of Hydrology* 211: 34-49. DOI: 10.1016/S0022-1694(98)00194-2.
- Hussein, M. E. A., Odling, N. E., and Clark, R. A. (2013). Borehole water level response to barometric pressure as an indicator of aquifer vulnerability. *Water Resources Research* 49: 7102-7119. DOI: 10.1002/2013WR014134.
- Hvorslev, M. J. (1951). Time lag and soil permeability in ground-water observations
- Ibáñez, S. (2005). Comparación de la aplicación de distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos. Ph.D Thesis, Universidad de Granada. 304 pp.
- Jabaloy-Sánchez, A., Lobo, F. J., Azor, A., Martín-Rosales, W., Pérez-Peña, J. V., Bárcenas, P., Macías, J., Fernández-Salas, L. M., and Vázquez-Vílchez, M. (2014). Six thousand years of coastline evolution in the guadalfeo deltaic system (southern iberian peninsula). *Geomorphology* 206: 374-391. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.08.037.
- Jacob, C. (1950). Flow of groundwater. *Engineering hydraulics* 5: 321
- Jacob, C., and Lohman, S. (1952). Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 33: 559-569
- Janssen, G. M., Valstar, J. R., and van der Zee, S. E. (2008). Measurement network design including traveltime determinations to minimize model prediction uncertainty. *Water Resources Research* 44. DOI: 10.1029/2006WR005462.
- Jardani, A., Dupont, J. P., Revil, A., Massei, N., Fournier, M., and Laignel, B. (2012). Geostatistical inverse modeling of the transmissivity field of a heterogeneous alluvial

- aquifer under tidal influence. *Journal of Hydrology* 472-473: 287-300. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.09.031.
- Jay, D., and Flinchem, E. (1995). Wavelet transform analyses of non-stationary tidal currents. *Current Measurement, 1995, Proceedings of the IEEE Fifth Working Conference on IEEE*, pp. 100-105.
- Jay, D. A., and Flinchem, E. P. (1997). Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: A demonstration of wavelet tidal analysis methods. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102: 5705-5720
- Jay, D. A., and Flinchem, E. P. (1999). A comparison of methods for analysis of tidal records containing multi-scale non-tidal background energy. *Continental Shelf Research* 19: 1695-1732
- Jha, M. K., Kamii, Y., and Chikamori, K. (2003). On the estimation of phreatic aquifer parameters by the tidal response technique. *Water Resources Management* 17: 69-88
- Jha, M. K., Namgial, D., Kamii, Y., and Peiffer, S. (2008). Hydraulic parameters of coastal aquifer systems by direct methods and an extended tide-aquifer interaction technique. *Water Resources Management* 22: 1899-1923. DOI: 10.1007/s11269-008-9259-3.
- Jha, M. K., and Singh, A. (2014). Application of genetic algorithm technique to inverse modeling of tide-aquifer interaction. *Environmental Earth Sciences* 71: 3655-3672. DOI: 10.1007/s12665-013-2758-4.
- Jiao, J., and Zhang, Y. (2015). Tensor hydraulic conductivity estimation for heterogeneous aquifers under unknown boundary conditions. *Groundwater* 53: 293-304. DOI: 10.1111/gwat.12202.
- Jorroto, S., Pulido-Bosch, A., Gisbert, J., Sánchez-Martos, F., and Francés, I. (2009). The fresh water-seawater contact in coastal aquifers supporting intensive pumped seawater extractions: A case study. *Comptes Rendus Geoscience* 341: 993-1002
- Jurgens, B. C., Böhlke, J., and Eberts, S. M. (2012). *Tracerlpm (version 1): An excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data* US Geological Survey.
- Kacimov, A., and Abdalla, O. (2010). Water table response to a tidal agitation in a coastal aquifer: The meyer-polubarinova-kochina theory revisited. *Journal of Hydrology* 392: 96-104. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.07.040.
- Knudby, C., and Carrera, J. (2005). On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. *Advances in Water Resources* 28: 405-421. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.09.001>.
- Kohout, F. A. (1964). The flow of fresh water and salt water in the biscayne bay aquifer of the miami area, florida. *Sea water in coastal aquifers. US Geol Surv, Water Suply Pap: 12-32*
- Kollet, S. J., and Zlotnik, V. A. (2005). Influence of aquifer heterogeneity and return flow on pumping test data interpretation. *Journal of Hydrology* 300: 267-285

- Kong, J., Song, Z.-y., Xin, P., and Shen, C.-j. (2011). A new analytical solution for tide-induced groundwater fluctuations in an unconfined aquifer with a sloping beach. *China Ocean Engineering* 25: 479-494
- Kourakos, G., and Mantoglou, A. (2011). Simulation and multi-objective management of coastal aquifers in semi-arid regions. *Water Resources Management* 25: 1063-1074
- Kumar, P., Tsujimura, M., Nakano, T., and Minoru, T. (2012). The effect of tidal fluctuation on ground water quality in coastal aquifer of saijo plain, ehime prefecture, japan. *Desalination* 286: 166-175. DOI: 10.1016/j.desal.2011.11.017.
- La Licata, I., Langevin, C. D., Dausman, A. M., and Alberti, L. (2011). Effect of tidal fluctuations on transient dispersion of simulated contaminant concentrations in coastal aquifers. *Hydrogeology Journal* 19: 1313-1322
- Lai, R. Y., Karadi, G. M., and Williams, R. A. (1973). Drawdown at time-dependent flowrate. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 9: 892-900
- Land, L., and Timmons, S. (2016). Evaluation of groundwater residence time in a high mountain aquifer system (sacramento mountains, USA): Insights gained from use of multiple environmental tracers. *Hydrogeology Journal* 24: 787-804
- Landau, L. D., and Lifshitz, E. M. (2013). *Quantum mechanics: Non-relativistic theory* Elsevier
- Langevin, C. D., Thorne Jr, D. T., Dausman, A. M., Sukop, M. C., and Guo, W. (2008). *Seawat version 4: A computer program for simulation of multi-species solute and heat transport* Geological Survey (US).
- Lee, B. S., Song, S.-H., Kim, J. S., Um, J. Y., and Nam, K. (2014). Availability of coastal groundwater discharge as an alternative water resource in a large-scale reclaimed land, korea. *Environmental Earth Sciences* 71: 1521-1532
- Leffler, K. E., and Jay, D. A. (2009). Enhancing tidal harmonic analysis: Robust (hybrid 11/12) solutions. *Continental Shelf Research* 29: 78-88
- Lehmann, B., Loosli, H., Rauber, D., Thonnard, N., and Willis, R. (1991). 81kr and 85kr in groundwater, milk river aquifer, alberta, canada. *Applied Geochemistry* 6: 419-423. DOI: [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(91\)90041-M](https://doi.org/10.1016/0883-2927(91)90041-M).
- Lehmann, B., Love, A., Purtschert, R., Collon, P., Loosli, H., Kutschera, W., Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., and Frape, S. (2003). A comparison of groundwater dating with 81kr, 36cl and 4he in four wells of the great artesian basin Australia.
- Levanon, E., Shalev, E., Yechieli, Y., and Gvirtzman, H. (2016). Fluctuations of fresh-saline water interface and of water table induced by sea tides in unconfined aquifers. *Advances in Water Resources* 96: 34-42. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.06.013>.
- Levy, B. S. (1993). Removal of tidal fluctuations from pumping test data *Proceedings - National Conference on Hydraulic Engineering*, pt 1 edn, pp. 460-465.

- Li, H., and Jiao, J. J. (2001). Analytical studies of groundwater-head fluctuation in a coastal confined aquifer overlain by a semi-permeable layer with storage. *Advances in Water Resources* 24: 565-573. DOI: 10.1016/S0309-1708(00)00074-9.
- Li, H., and Jiao, J. J. (2003). Influence of the tide on the mean watertable in an unconfined, anisotropic, inhomogeneous coastal aquifer. *Advances in Water Resources* 26: 9-16
- Li, H., Jiao, J. J., and Tang, Z. (2006). Semi-numerical simulation of groundwater flow induced by periodic forcing with a case-study at an island aquifer. *Journal of Hydrology* 327: 438-446. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.11.032.
- Li, H., Li, L., Lockington, D., Boufadel, M. C., and Li, G. (2007). Modelling tidal signals enhanced by a submarine spring in a coastal confined aquifer extending under the sea. *Advances in Water Resources* 30: 1046-1052. DOI: 10.1016/j.advwatres.2006.09.004.
- Li, L., Barry, D. A., Cunningham, C., Stagnitti, F., and Parlange, J. Y. (2000). A two-dimensional analytical solution of groundwater responses to tidal loading in an estuary and ocean. *Advances in Water Resources* 23: 825-833. DOI: 10.1016/S0309-1708(00)00016-6.
- Li, X., Hu, B. X., Burnett, W. C., Santos, I. R., and Chanton, J. P. (2009). Submarine ground water discharge driven by tidal pumping in a heterogeneous aquifer. *Ground Water* 47: 558-568. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2009.00563.x.
- Liao, X., Liu, D., Yang, X., Tian, Y., Shi, Y., and Tang, Y. (2011). Undrained examination of tidal response of water-level in confined wells. *Acta Seismologica Sinica* 33: 234-242. DOI: 10.3969/j.issn.0253-3782.2011.02.010.
- Liu, S., Li, H., Boufadel, M. C., and Li, G. (2008). Numerical simulation of the effect of the sloping submarine outlet-capping on tidal groundwater head fluctuation in confined coastal aquifers. *Journal of Hydrology* 361: 339-348. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.08.003.
- Loosli, H. (1983). A dating method with ³⁹Ar. *Earth and Planetary Science Letters* 63: 51-62. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90021-3).
- Loosli, H., Lehmann, B., and Balderer, W. (1989). Argon-39, argon-37 and krypton-85 isotopes in stripa groundwaters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 1825-1829. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90303-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90303-7).
- López-Geta, J. A., and de Dios Gómez-Gómez, J. (2007). La intrusión marina y su incidencia en los acuíferos españoles. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 15: 266-273
- Lu, C., Werner, A. D., Simmons, C. T., and Luo, J. (2015). A correction on coastal heads for groundwater flow models. *Groundwater* 53: 164-170
- Lucas, L. L., and Unterweger, M. P. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *Journal of research of the National Institute of Standards and Technology* 105: 541. DOI: 10.6028/jres.105.043.
- Maas, C. (1987). Groundwater flow to a well in a layered porous medium: 1. Steady flow. *Water Resources Research* 23: 1675-1681

- MacAllister, D. J., Jackson, M. D., Butler, A. P., and Vinogradov, J. (2016). Tidal influence on self-potential measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121: 8432-8452. DOI: 10.1002/2016JB013376.
- Manning, A. H., Kip Solomon, D., and Thiros, S. A. (2005). $^3\text{H}/^3\text{He}$ age data in assessing the susceptibility of wells to contamination. *Ground Water* 43: 353-367. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2005.0028.x.
- Martin, J. B., Gulley, J., and Spellman, P. (2012). Tidal pumping of water between bahamian blue holes, aquifers, and the ocean. *Journal of Hydrology* 416-417: 28-38. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.11.033.
- Massmann, G., Sültenfuß, J., and Pekdeger, A. (2009). Analysis of long-term dispersion in a river-recharged aquifer using tritium/helium data. *Water Resources Research* 45
- Massoudieh, A., Visser, A., Sharifi, S., and Broers, H. P. (2014). A bayesian modeling approach for estimation of a shape-free groundwater age distribution using multiple tracers. *Applied Geochemistry* 50: 252-264. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.10.004>.
- Masterlark, T. L., Wang, H. F., Chan, L. S., and Yongtai, C. (1999). Coseismic fluid-pressure response estimated from prediction-error filtering of tidal-band loading. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89: 1439-1446
- Mastrocicco, M., Sbarbati, C., Colombani, N., and Petitta, M. (2013). Efficiency verification of a horizontal flow barrier via flowmeter tests and multilevel sampling. *Hydrological Processes* 27: 2414-2421
- Matte, P., Jay, D. A., and Zaron, E. D. (2013). Adaptation of classical tidal harmonic analysis to nonstationary tides, with application to river tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30: 569-589
- McCallum, J. L., Cook, P., Dogramaci, S., Purtschert, R., Simmons, C. T., and Burk, L. (2017). Identifying modern and historic recharge events from tracer-derived groundwater age distributions. *Water Resources Research*. DOI: 10.1002/2016WR019839.
- McCallum, J. L., Cook, P. G., and Simmons, C. T. (2015). Limitations of the use of environmental tracers to infer groundwater age. *Groundwater* 53: 56-70. DOI: 10.1111/gwat.12237.
- Michael, H. A., and Khan, M. R. (2016). Impacts of physical and chemical aquifer heterogeneity on basin-scale solute transport: Vulnerability of deep groundwater to arsenic contamination in bangladesh. *Advances in Water Resources* 98: 147-158. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.10.010>.
- Millares V., Agustín (2006). Estudio hidrogeológico para la gestión integrada de la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Trabajo de investigación tutelada (DEA). Universidad de Granada. 139 pp.
https://www.researchgate.net/profile/A_Millares/publication/46590983_Integracion_del_caudal_base_en_un_modelo_distribuido_de_Cuenca_Estudio_de_las_aportacion_es_subterranas_en_rios_de_montana/links/5779391a08aeb9427e2bfd7f.pdf

- Millham, N. P., and Howes, B. L. (1995). A comparison of methods to determine k in a shallow coastal aquifer. *Ground Water* 33: 49-57
- Mishra, P. K., Vessilinov, V., and Gupta, H. (2013). On simulation and analysis of variable-rate pumping tests. *Groundwater* 51: 469-473
- Moench, A. F. (1995). Combining the neuman and boulton models for flow to a well in an unconfined aquifer. *Ground Water* 33: 378-384
- Moench, A. F. (1996). Flow to a well in a water-table aquifer: An improved laplace transform solution. *Ground Water* 34: 593-596
- Mohanty, S., Jha, M. K., Kumar, A., and Jena, S. (2012). Hydrologic and hydrogeologic characterization of a deltaic aquifer system in orissa, eastern india. *Water Resources Management* 26: 1899-1928
- Monachesi, L. B., and Guarracino, L. (2011). Exact and approximate analytical solutions of groundwater response to tidal fluctuations in a theoretical inhomogeneous coastal confined aquifer. *Hydrogeology Journal* 19: 1443-1449. DOI: 10.1007/s10040-011-0761-y.
- Montojo y Salcedo, J. (1876). *Cartas náuticas ii. Torre bermeja-motril. Motril (Granada) Dirección de Hidrografía (Madrid) España.* DOI: http://www.bibliotecavirtualdeandalucia.es/catalogo/consulta/resultados_navegacion.cmd?busq_autoridadesbib=BAA20070015612.
- Montojo y Salcedo, J. (1876). *Cartas náuticas iii. Motril-roquetas. Motril (Granada) Dirección de Hidrografía (Madrid) España.* DOI: http://www.bibliotecavirtualdeandalucia.es/catalogo/consulta/resultados_navegacion.cmd?busq_autoridadesbib=BAA20070015612.
- Muñoz, J. M. B. (2004). *Las áreas litorales de españa: Del análisis geográfico a la gestión integrada Ariel*
- Neuman, S. P. (1974). Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Research* 10: 303-312
- Ni, J. C., Cheng, W.-C., and Ge, L. (2011). A case history of field pumping tests in a deep gravel formation in the taipei basin, taiwan. *Engineering Geology* 117: 17-28
- Nielsen, P. (1990). Tidal dynamics of the water table in beaches. *Water Resources Research* 26: 2127-2134
- Papadopulos, I. S., and Cooper, H. H. (1967). Drawdown in a well of large diameter. *Water Resources Research* 3: 241-244
- Park, H.-Y., Jang, K., Ju, J. W., and Yeo, I. W. (2012). Hydrogeological characterization of seawater intrusion in tidally-forced coastal fractured bedrock aquifer. *Journal of Hydrology* 446: 77-89
- Parker, B. (2007). *Tidal analysis and prediction, noaa special publication nos co-ops3. Silver spring, marylandLibrary of Congress Control.*

- Parra, S. M., Valle-Levinson, A., Mariño-Tapia, I., Enriquez, C., Candela, J., and Sheinbaum, J. (2016). Seasonal variability of saltwater intrusion at a point-source submarine groundwater discharge. *Limnology and Oceanography* 61: 1245-1258. DOI: 10.1002/lno.10286.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., and Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using `t_tide`. *Computers & Geosciences* 28: 929-937
- Pérez Campaña, R., and Valenzuela Montes, L. M. (2014). Agro-urban open space as a component of agricultural multifunctionality. *Journal of Land Use Science* 9: 82-104
- Pérez-Peña, J. V. (2009). Gis-based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation
- Perkins, T., and Johnston, O. (1963). A review of diffusion and dispersion in porous media. *Society of Petroleum Engineers Journal* 3: 70-84. DOI: 10.2118/480-PA.
- Phillips, F. M., and Castro, M. C. (2003). Groundwater dating and residence time measurements. *Ann Arbor* 1001: 48109-41063. DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/05136-7.
- Pool, M., Post, V. E., and Simmons, C. T. (2014). Effects of tidal fluctuations on mixing and spreading in coastal aquifers: Homogeneous case. *Water Resources Research* 50: 6910-6926. DOI: 10.1002/2014WR015534.
- Pool, M., Post, V. E. A., and Simmons, C. T. (2015). Effects of tidal fluctuations and spatial heterogeneity on mixing and spreading in spatially heterogeneous coastal aquifers. *Water Resources Research* 51: 1570-1585. DOI: 10.1002/2014WR016068.
- Post, V. E., Vandenbohede, A., Werner, A. D., and Teubner, M. D. (2013). Groundwater ages in coastal aquifers. *Advances in Water Resources* 57: 1-11. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.03.011>.
- Pretel, R. M., Duque, C., and Calvache, M. L. (2010). Efecto de los cambios de usos del suelo sobre la recarga del acuífero motril. Salobreña. *Geogaceta*: 111-114
- Pulido-Bosch, A., and Rubio, J. (1988). Los acuíferos costeros de motril-salobreña [the coastal aquifers of motril-salobreña]. *TIAC* 88: 209-238
- Reilly, T. E., Plummer, L. N., Phillips, P. J., and Busenberg, E. (1994). The use of simulation and multiple environmental tracers to quantify groundwater flow in a shallow aquifer. *Water Resources Research* 30: 421-433. DOI: 10.1029/93WR02655.
- Reolid, J., López Chicano, M., Calvache Quesada, M. L., Duque, C., and Sánchez Úbeda, J. P. (2013). Estimación de las aportaciones del aluvial del río guadalfeo al acuífero motril-salobreña
- Riva, M., Guadagnini, A., Neuman, S. P., and Franzetti, S. (2001). Radial flow in a bounded randomly heterogeneous aquifer. *Transport in porous media* 45: 139-193
- Roberts, M. E. (2008). Groundwater response to tidal forcing. *ANZIAM Journal* 50

- Robinson, C., Li, L., and Barry, D. (2007). Effect of tidal forcing on a subterranean estuary. *Advances in Water Resources* 30: 851-865
- Rodriguez, C. I., Duque, C., Quesada, M. L. C., and López-Chicano, M. (2010). Causas de las variaciones de la conductividad eléctrica del agua subterránea en el acuífero motril-salobreña, España. *Geogaceta*: 107-110
- Rotzoll, K., and El-Kadi, A. I. (2008). Estimating hydraulic properties of coastal aquifers using wave setup. *Journal of Hydrology* 353: 201-213. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.02.005.
- Rotzoll, K., El-Kadi, A. I., and Gingerich, S. B. (2008). Analysis of an unconfined aquifer subject to asynchronous dual-tide propagation. *Ground Water* 46: 239-250. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2007.00412.x.
- Sabtan, A. A., and Shehata, W. M. (2003). Hydrogeology of al-lith sabkha, Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 423-429
- Saeedpanah, I., and Jabbari, E. (2009). A novel approach to local radial point interpolation meshless method (Irpim) for numerical solution of groundwater flow response to tidal fluctuation in a coastal confined aquifer. *Journal of Coastal Research*: 1050-1054
- Saeedpanah, I., Jabbari, E., and Shayanfar, M. A. (2011). A new approach for analyses of groundwater flow response to tidal fluctuation in a coastal leaky confined aquifer. *Journal of Coastal Research*: 1175-1178
- Saeedpanah, I., Jabbari, E., and Shayanfar, M. A. (2011). Numerical simulation of groundwater flow via a new approach to the local radial point interpolation meshless method. *International Journal of Computational Fluid Dynamics* 25: 17-30. DOI: 10.1080/10618562.2010.545772.
- Sakr, S. A. (2001). Type curves for pumping test analysis in coastal aquifers. *Ground Water* 39: 5-9
- Sánchez Úbeda, J. P., Calvache Quesada, M. L., Duque Calvache, C., López Chicano, M., and Martín Rosales, W. (2013). Influence of tidal fluctuations in the water table and methods applied in the calculation of hydrogeological parameters. The case of motril-salobreña coastal aquifer. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pp. 12090.
- Sánchez-Úbeda, J. P., Calvache, M. L., Duque, C., and López-Chicano, M. (2016). Filtering methods in tidal-affected groundwater head measurements: Application of harmonic analysis and continuous wavelet transform. *Advances in Water Resources* 97: 52-72
- Sánchez-Úbeda, J. P., Calvache, M. L., López-Chicano, M., and Duque, C. (2017). The effects of non-tidal components, depth of measurement and the use of peak delays in the application of tidal response methods. *Water Resources Management* (under review).
- Sanford, W. (2011). Calibration of models using groundwater age. *Hydrogeology Journal* 19: 13-16. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-010-0637-6>.

- Schultz, G., and Ruppel, C. (2002). Constraints on hydraulic parameters and implications for groundwater flux across the upland-estuary interface. *Journal of Hydrology* 260: 255-269. DOI: 10.1016/S0022-1694(01)00616-3.
- Sen, Z., and Altunkaynak, A. (2004). Variable discharge type curve solutions for confined aquifers1 Wiley Online Library.
- Shi, Z., Wang, G., and Liu, C. (2012). Estimating aquifer volumetric strain caused by the 2008 wenchuan earthquake from tidal effect of groundwater. *Acta Seismologica Sinica* 34: 215-223. DOI: 10.3969/j.issn.0253-3782.2012.02.008.
- Shibata, T., Matsumoto, N., Akita, F., Okazaki, N., Takahashi, H., and Ikeda, R. (2010). Linear poroelasticity of groundwater levels from observational records at wells in hokkaido, japan. *Tectonophysics* 483: 305-309. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.10.025.
- Shih, D. C. F., and Lin, G. F. (2004). Application of spectral analysis to determine hydraulic diffusivity of a sandy aquifer (pingtung county, taiwan). *Hydrological Processes* 18: 1655-1669. DOI: 10.1002/hyp.1411.
- Shirahata, K., Yoshimoto, S., Tsuchihara, T., and Ishida, S. (2017). Improvements in a simple harmonic analysis of groundwater time series based on error analysis on simulated data of specified lengths. *Paddy and Water Environment* 15: 19-36. DOI: 10.1007/s10333-016-0525-3.
- Singh, A., and Jha, M. K. (2012). A data-driven approach for analyzing dynamics of tide-aquifer interaction in coastal aquifer systems. *Environmental Earth Sciences* 65: 1333-1355. DOI: 10.1007/s12665-011-1383-3.
- Slooten, L. J., Carrera, J., Castro, E., and Fernandez-Garcia, D. (2010). A sensitivity analysis of tide-induced head fluctuations in coastal aquifers. *Journal of Hydrology* 393: 370-380
- Sternberg, Y. (1967). Transmissibility determination from variable discharge pumping tests. *Ground Water* 5: 27-29
- Suckow, A. (2014). The age of groundwater—definitions, models and why we do not need this term. *Applied Geochemistry* 50: 222-230. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.04.016>.
- Sültenfuß, J., Purtschert, R., and Führböter, J. F. (2011). Age structure and recharge conditions of a coastal aquifer (northern germany) investigated with ³⁹ar, ¹⁴c, ³h, he isotopes and ne. *Hydrogeology Journal* 19: 221-236. DOI: 10.1007/s10040-010-0663-4.
- Swarzenski, P. W., Simonds, F. W., Paulson, A. J., Kruse, S., and Reich, C. (2007). Geochemical and geophysical examination of submarine groundwater discharge and associated nutrient loading estimates into lynch cove, hood canal, wa. *Environmental Science and Technology* 41: 7022-7029. DOI: 10.1021/es070881a.
- Tang, Z., and Jiao, J. J. (2001). A two-dimensional analytical solution for groundwater flow in a leaky confined aquifer system near open tidal water. *Hydrological Processes* 15: 573-585. DOI: 10.1002/hyp.166.

- Terry, J. P., and Falkland, A. C. (2010). Responses of atoll freshwater lenses to storm-surge overwash in the northern cook islands. *Hydrogeology Journal* 18: 749-759. DOI: 10.1007/s10040-009-0544-x.
- Theis, C. V. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 16: 519-524
- Thiem, G. (1906). *Hydrologische methoden*, gebhardt, leipzig Germany.
- Torgersen, T., Purtschert, R., Phillips, F., Plummer, L., Sanford, W., and Suckow, A. (2013). Defining groundwater age. Chapter 3 Isotope methods for dating old groundwater.
- Torrence, C., and Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society* 79: 61-78
- Townley, L. R. (1995). The response of aquifers to periodic forcing. *Advances in Water Resources* 18: 125-146. DOI: 10.1016/0309-1708(95)00008-7.
- Trefry, M., and Bekele, E. (2004). Structural characterization of an island aquifer via tidal methods. *Water Resources Research* 40
- Trefry, M. G. (1999). Periodic forcing in composite aquifers. *Advances in Water Resources* 22: 645-656. DOI: 10.1016/S0309-1708(98)00037-2.
- Trefry, M. G., and Bekele, E. (2004). Structural characterization of an island aquifer via tidal methods. *Water Resources Research* 40
- Trefry, M. G., and Johnston, C. D. (1998). Pumping test analysis for a tidally forced aquifer. *Ground Water* 36: 427-433
- Uchiyama, Y., Nadaoka, K., Rolke, P., Adachi, K., and Yagi, H. (2000). Submarine groundwater discharge into the sea and associated nutrient transport in a sandy beach. *Water Resources Research* 36: 1467-1479. DOI: 10.1029/2000WR900029.
- Vianna, M. L., and Menezes, V. V. (2006). Singular spectrum analysis of nonstationary tidal currents applied to adcp data from the northeast brazilian shelf. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23: 138-151
- Visser, A., Broers, H. P., Purtschert, R., Sültenfuß, J., and Jonge, M. (2013). Groundwater age distributions at a public drinking water supply well field derived from multiple age tracers (85kr, 3h/3he, and 39ar). *Water Resources Research* 49: 7778-7796. DOI: 10.1002/2013WR014012.
- Voss, C., and Wood, W. (1994). Synthesis of geochemical, isotopic and groundwater modelling analysis to explain regional flow in a coastal aquifer of southern oahu, hawaii.
- Voss, C. I. (2011). Editor's message: Groundwater modeling fantasies—part 1, adrift in the details. *Hydrogeology Journal* 19: 1281-1284. DOI: 10.1007/s10040-011-0789-z.
- Voss, C. I. (2011). Editor's message: Groundwater modeling fantasies—part 2, down to earth. *Hydrogeology Journal* 19: 1455-1458. DOI: 10.1007/s10040-011-0790-6.

- Voss, C. I., and Souza, W. R. (1987). Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone. *Water Resources Research* 23: 1851-1866. DOI: 10.1029/WR023i010p01851.
- Vouillamoz, J.-M., Chatenoux, B., Mathieu, F., Baltassat, J.-M., and Legchenko, A. (2007). Efficiency of joint use of mrs and ves to characterize coastal aquifer in myanmar. *Journal of Applied Geophysics* 61: 142-154
- Walter, D. A., Masterson, J. P., and Barlow, P. M. (1996). Hydrogeology and analysis of ground-water-flow system, sagamore marsh area, southeastern massachusetts US Geological Survey
- Wang, C., Li, H., Wan, L., Wang, X., and Jiang, X. (2014). Closed-form analytical solutions incorporating pumping and tidal effects in various coastal aquifer systems. *Advances in Water Resources* 69: 1-12
- Wang, Q., Zhan, H., and Tang, Z. (2015). Two-dimensional flow response to tidal fluctuation in a heterogeneous aquifer-aquitard system. *Hydrological Processes* 29: 927-935. DOI: 10.1002/hyp.10207.
- Weinstein, Y., Burnett, W., Swarzenski, P., Shalem, Y., Yechieli, Y., and Herut, B. (2007). Role of aquifer heterogeneity in fresh groundwater discharge and seawater recycling: An example from the carmel coast, israel. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112. DOI: 10.1029/2007JC004112.
- Weiss, W., Stockburger, H., Sartorius, H., Rozanski, K., Heras, C., and Östlund, H. (1986). Mesoscale transport of 85kr originating from european sources. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 17: 571-574. DOI: [https://doi.org/10.1016/0168-583X\(86\)90216-8](https://doi.org/10.1016/0168-583X(86)90216-8).
- Weissmann, G. S., Zhang, Y., LaBolle, E. M., and Fogg, G. E. (2002). Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system. *Water Resources Research* 38. DOI: 10.1029/2001WR000907.
- Wen, X.-H., and Gómez-Hernández, J. J. (1998). Numerical modeling of macrodispersion in heterogeneous media: A comparison of multi-gaussian and non-multi-gaussian models. *Journal of Contaminant Hydrology* 30: 129-156. DOI: [http://doi.org/10.1016/S0169-7722\(97\)00035-1](http://doi.org/10.1016/S0169-7722(97)00035-1).
- Werner, A. D., Bakker, M., Post, V. E., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C. T., and Barry, D. A. (2013). Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. *Advances in Water Resources* 51: 3-26
- Woolfenden, L. R., and Ginn, T. R. (2009). Modeled ground water age distributions. *Ground Water* 47: 547-557. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2008.00550.x.
- Wu, L. (2009). Experimental research on effect of tide for alongshore groundwater table. *Advances in Water Resources and Hydraulic Engineering*: 785-788

- Yan, R., Zhang, L., and Jian, C. (2012). Dynamic analysis of well water level tides in qujing well, yunnan province. *Acta Seismologica Sinica* 34: 363-373. DOI: 10.3969/j.issn.0253-3782.2012.03.008.
- Yeh, H. D., Huang, C. S., Chang, Y. C., and Jeng, D. S. (2010). An analytical solution for tidal fluctuations in unconfined aquifers with a vertical beach. *Water Resources Research* 46. DOI: 10.1029/2009WR008746.
- Zekri, S., Triki, C., Al-Maktoumi, A., and Bazargan-Lari, M. R. (2015). An optimization-simulation approach for groundwater abstraction under recharge uncertainty. *Water Resources Management* 29: 3681-3695
- Zhang, G. (2013). Type curve and numerical solutions for estimation of transmissivity and storage coefficient with variable discharge condition. *Journal of Hydrology* 476: 345-351
- Zhang, Z., Zhang, H., and Wu, Z. (1998). The effect of 'memory' lag of well level. *Earthquake (Beijing)* 18: 21-27
- Zheng, C., and Wang, P. P. (1999). Mt3dms: A modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide DTIC Document.
- Zhou, X. (2008). Determination of aquifer parameters based on measurements of tidal effects on a coastal aquifer near beihai, china. *Hydrological Processes* 22: 3176-3180
- Zimmermann, P., Feichter, J., Rath, H., Crutzen, P., and Weiss, W. (1989). A global three-dimensional source-receptor model investigation using 85kr. *Atmospheric Environment (1967)* 23: 25-35. DOI: [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(89\)90094-2](https://doi.org/10.1016/0004-6981(89)90094-2).
- Zuber, A., and Maloszewski, P. (2001). Lumped parameter models. In: Mook W., and Y. Yurtsever (eds), *Modelling in environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications technical documents in hydrology*, 39: 5-35.
- Zuber, A., Róžański, K., Kania, J., and Purtschert, R. (2011). On some methodological problems in the use of environmental tracers to estimate hydrogeologic parameters and to calibrate flow and transport models. *Hydrogeology Journal* 19: 53-69
- Zuber, A., Weise, S., Motyka, J., Osenbrück, K., and Róžański, K. (2004). Age and flow pattern of groundwater in a jurassic limestone aquifer and related tertiary sands derived from combined isotope, noble gas and chemical data. *Journal of Hydrology* 286: 87-112
- Zuber, A., Witczak, S., Róžański, K., Śliwka, I., Opoka, M., Mochalski, P., Kuc, T., Karlikowska, J., Kania, J., and Jackowicz-Korczyński, M. (2005). Groundwater dating with ³h and sf₆ in relation to mixing patterns, transport modelling and hydrochemistry. *Hydrological Processes* 19: 2247-2275

ANEXOS

ANEXO I

Tabla 3.1 A, B y C (apartado 3): resultados del análisis obtenido con el método HA (aplicando *U_TIDE*) para 3,7 años, un año y un mes de datos horarios de (A) nivel del mar, (B) nivel piezométrico en P1 y (C) nivel piezométrico en P2. Todos los valores corresponden a los constituyentes mareales principales detectados (con $A \geq 0,001$ m). Los parámetros que se muestran para cada constituyente son los siguientes:

NAME: Nomenclatura de Darwin (*Darwin Nomenclature*).

PE: Porcentaje de Energía (*Percent Energy (%)*).

SNR : Ratio o relación entre la señal total y el ruido (*Signal to Noise Ratio*)

A : Amplitud (*Amplitude (m)*).

A_ci: Intervalo de confianza del 95% para la amplitud (*95% confident interval for the amplitude*).

Ph: Desfase respecto a Greenwich (*Greenwich phase lag (°)*).

Ph_ci: Intervalo de confianza del 95% para el desfase (*95% confidence interval for the Greenwich phase lag*).

RESULTADOS DE P1 PARA 3,7 AÑOS							RESULTADOS DE P1 PARA UN AÑO							RESULTADOS DE P1 PARA UN MES								
NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci		
SA	0,4459	1000	0,0764	0,0047	59,7	3	SSA	0,4643	54	0,0570	0,0152	111	13,8	M2	0,7218	4300	0,0511	0,0015	126	1,9		
SSA	0,2842	1100	0,0610	0,0037	149	3,76	M2	0,3888	160000	0,0522	0,0003	70,2	0,303	S2	0,0931	390	0,0184	0,0018	150	4,96		
M2	0,2071	70000	0,0521	0,0004	114	0,484	S2	0,0357	10000	0,0158	0,0003	74,8	0,963	MSF	0,0719	21	0,0161	0,0068	250	21,5		
S2	0,0199	5400	0,0161	0,0004	123	1,36	MSM	0,0295	3,3	0,0144	0,0155	127	63	K1	0,0323	890	0,0108	0,0007	206	3,75		
K1	0,0115	15000	0,0123	0,0002	189	1,11	K1	0,0219	5300	0,0124	0,0003	165	1,71	N2	0,0264	85	0,0098	0,0021	104	10,3		
N2	0,0079	2300	0,0101	0,0004	98,7	2,47	MM	0,0186	2,7	0,0114	0,0136	162	70,4	O1	0,0235	540	0,0092	0,0008	158	4,26		
MSM	0,0064	19	0,0091	0,0041	277	24,6	N2	0,0141	5700	0,0099	0,0003	53,3	1,62	M4	0,0064	76	0,0048	0,0011	313	13,1		
O1	0,005	7400	0,0081	0,0002	163	1,38	O1	0,011	2300	0,0088	0,0004	140	2,59	MS4	0,0059	74	0,0046	0,0011	10,7	13,8		
K2	0,0022	490	0,0054	0,0005	133	4,55	K2	0,0046	1800	0,0057	0,0003	79,7	2,78	OO1	0,0056	150	0,0045	0,0007	162	10,4		
MM	0,0019	6,9	0,0050	0,0037	159	46,8	MF	0,0034	0,53	0,0049	0,0131	43,4	250	2Q1	0,002	42	0,0027	0,0008	254	13,9		
MSF	0,0016	6,7	0,0046	0,0035	204	54,4	P1	0,0021	500	0,0038	0,0003	160	5,61	NO1	0,0018	64	0,0025	0,0006	243	19		
P1	0,0013	1200	0,0041	0,0002	188	2,74	MSF	0,0016	0,33	0,0034	0,0114	321	291	MO3	0,0012	25	0,0021	0,0008	172	20,9		
H1	0,001	280	0,0036	0,0004	303	6,42	NU2	0,0007	250	0,0022	0,0003	53,5	5,98	J1	0,0011	26	0,0020	0,0008	336	18,7		
MF	0,0008	3,7	0,0033	0,0034	62,1	82,5	UPS1	0,0005	95	0,0018	0,0004	184	11,6	SK3	0,0009	27	0,0018	0,0007	218	23,9		
GAM2	0,0006	160	0,0028	0,0004	73	9,34	2N2	0,0003	140	0,0016	0,0003	34,2	9,77	MN4	0,0009	9,4	0,0018	0,0012	266	33,1		
S1	0,0005	570	0,0026	0,0002	236	3,9	THE1	0,0003	58	0,0016	0,0004	146	14,1	ETA2	0,0009	4,4	0,0018	0,0017	25,6	59,3		
H2	0,0003	94	0,0021	0,0004	287	10,4	S4	0,0003	1300	0,0015	0,0001	212	3,15	MK3	0,0008	20	0,0018	0,0008	323	23,5		
NU2	0,0003	85	0,0021	0,0004	118	11,9	MU2	0,0003	130	0,0015	0,0003	25,4	10,5	M3	0,0008	19	0,0017	0,0008	273	25,6		
MU2	0,0003	72	0,0019	0,0004	73,2	13	CHI1	0,0003	53	0,0014	0,0004	5,42	17,8	Q1	0,0005	17	0,0014	0,0007	140	30,4		
2N2	0,0002	59	0,0017	0,0004	79,6	15,4	SK3	0,0003	140	0,0013	0,0002	112	8,11	2MS6	0,0005	24	0,0013	0,0005	175	24,7		
T2	0,0002	47	0,0015	0,0004	143	15,4	Q1	0,0002	45	0,0012	0,0004	195	18,5	2MK5	0,0005	7	0,0013	0,0010	23,1	41,3		
S4	0,0002	7700	0,0015	0,0000	158	1,23	J1	0,0002	24	0,0011	0,0004	162	19	2SK5	0,0005	7,6	0,0013	0,0009	256	37,4		
P14	0,0001	160	0,0013	0,0002	139	10	SO1	0,0002	26	0,0010	0,0004	65,4	19,1	2MN6	0,0003	13	0,0011	0,0006	359	91,6		
R2	0,0001	21	0,0009	0,0004	158	25,6	L2	0,0001	47	0,0009	0,0003	90,8	16,8	2SM6	0,0002	11	0,0009	0,0005	315	37		
PS1	0,0001	86	0,0009	0,0002	258	12,5	NO1	0,0001	25	0,0008	0,0003	142	20,8	UPS1	0,0002	6,6	0,0009	0,0007	213	38,4		
NO1	0,0001	64	0,0009	0,0002	146	15,5	2Q1	0,0001	22	0,0008	0,0003	237	25,3	S4	0,0001	1,5	0,0006	0,0010	122	116		
UPS1	0,0001	69	0,0008	0,0002	273	13,9	BET1	0,0001	22	0,0008	0,0003	4,14	56,1	M6	0	2,4	0,0004	0,0004	130	101		
OO1	0	55	0,0008	0,0002	177	15,9	TAU1	0,0001	16	0,0007	0,0004	217	24,1	3MK7	0	2,2	0,0002	0,0003	325	148		
LDA2	0	9,9	0,0007	0,0004	120	33,4	PHI1	0,0001	11	0,0006	0,0004	158	27,7	M8	0	13	0,0002	0,0001	216	33,4		
MKS2	0	8,2	0,0006	0,0004	215	40,9	ALP1	0	11	0,0006	0,0003	237	35,9				Total A	0,157	0,031			
2Q1	0	38	0,0006	0,0002	329	19,7	SIG1	0	12	0,0006	0,0003	253	32,2				A>0,001	0,154	0,028			
L2	0	6,3	0,0006	0,0005	139	40,7	ETA2	0	17	0,0006	0,0003	52,6	25,2				% A>0,001	98,01	90,34			
M3	0	150	0,0006	0,0001	274	9	MK3	0	23	0,0005	0,0002	245	21,8									
J1	0	29	0,0006	0,0002	218	19,3	M3	0	22	0,0004	0,0002	221	25,6									
SIG1	0	26	0,0005	0,0002	288	23,5	SO3	0	12	0,0004	0,0002	68,7	35,6									
PHI1	0	28	0,0005	0,0002	226	22,6	OO1	0	3,7	0,0003	0,0004	188	58									
SO1	0	26	0,0005	0,0002	127	20,1	LDA2	0	5,4	0,0003	0,0003	49,4	45,8									
EPS2	0	5	0,0005	0,0004	135	57,4	MO3	0	12	0,0003	0,0002	283	33,2									
TAU1	0	14	0,0004	0,0002	355	71,1	EPS2	0	4	0,0003	0,0003	3,73	220									
BET1	0	14	0,0004	0,0002	61,6	29,8	MN4	0	10	0,0002	0,0001	151	32,8									
SK3	0	51	0,0004	0,0001	82,5	12,8	M4	0	7,5	0,0001	0,0001	163	35									
Q1	0	17	0,0004	0,0002	177	30,8	MK4	0	12	0,0001	0,0001	340	40,2									
OQ2	0	3,5	0,0003	0,0004	188	69,9	MSN2	0	1,5	0,0001	0,0002	80	153									
RHO1	0	7,2	0,0003	0,0002	133	36,7	MKS2	0	0,88	0,0001	0,0002	231	104									
ETA2	0	1,9	0,0003	0,0004	72,4	76,4	SN4	0	4,2	0,0001	0,0001	228	62,2									
ALP1	0	6,4	0,0003	0,0002	290	41,5	OQ2	0	0,8	0,0001	0,0002	287	170									
MSN2	0	2	0,0002	0,0003	165	110	RHO1	0	0,31	0,0001	0,0002	26,3	281									
M4	0	160	0,0002	0,0000	270	7,83	2MK6	0	340	0,0001	0,0000	296	5,51									
SO3	0	9,4	0,0001	0,0001	68,2	42,1	2MK5	0	120	0,0000	0,0000	81,8	9,41									
CHI1	0	2,4	0,0001	0,0002	15,7	228	MSK6	0	270	0,0000	0,0000	349	8,5									
MS4	0	38	0,0001	0,0000	312	14,6	SK4	0	1,5	0,0000	0,0001	143	118									
THE1	0	1,8	0,0001	0,0002	167	95,2	2MS6	0	140	0,0000	0,0000	49,8	9,5									
MN4	0	43	0,0001	0,0000	245	20	2SM6	0	160	0,0000	0,0000	98,7	8,93									
MK4	0	23	0,0001	0,0000	317	25,7	MS4	0	1,3	0,0000	0,0001	40,8	163									
SN4	0	9,5	0,0001	0,0000	242	41,3	2MN6	0	100	0,0000	0,0000	72,4	10,8									
MO3	0	1,5	0,0000	0,0001	163	123	2SK5	0	39	0,0000	0,0000	227	17,7									
MK3	0	1,3	0,0000	0,0001	91,6	138	M6	0	43	0,0000	0,0000	331	18,3									
2SK5	0	190	0,0000	0,0000	0,878	23,5	3MK7	0	140	0,0000	0,0000	2,43	12,2									
MSK6	0	220	0,0000	0,0000	346	7,81	M8	0	16	0,0000	0,0000	182	32,7									
SK4	0	2,4	0,0000	0,0000	70,4	96,9																
2MN6	0	100	0,0000	0,0000	6,18	13,9																
2MS6	0	61	0,0000	0,0000	122	17,2																
3MK7	0	660	0,0000	0,0000	266	5,96																
2MK6	0	28	0,0000	0,0000	209	19,2																
M8	0	32	0,0000	0,0000	170	20,9																
M6	0	27	0,0000	0,0000	350	29,7																
2MK5	0	19	0,0000	0,0000	30,4	24,7																
2SM6	0	2,6	0,0000	0,0000	267	79,3																
		Total A	0,303	0,036																		
		A>0,001	0,289	0,029																		
		% A>0,001	95,31	80,45																		

Rmin= 1,00 MinSNR= 1,00 (* SNR >= MinSNR)<

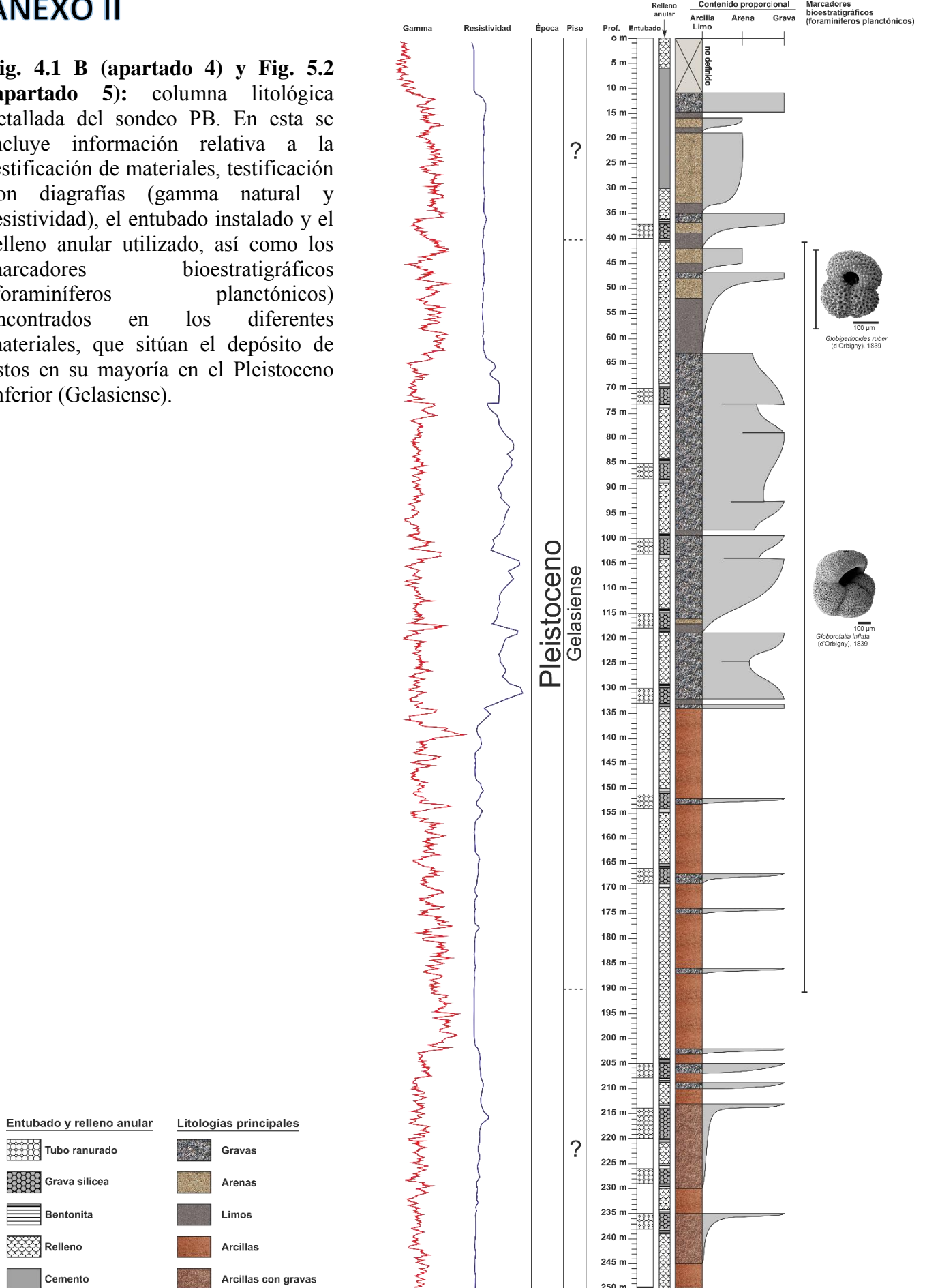
Anexos

RESULTADOS DE P2 PARA 3,7 AÑOS							RESULTADOS DE P2 PARA UN AÑO							RESULTADOS DE P2 PARA UN MES						
NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci
SA	0,6619	1100	0,0676	0,0040	46,5	3,64	SSA	0,7939	77	0,0465	0,0104	119	12,4	M2	0,4535	4600	0,0183	0,0005	123	1,7
SSA	0,2612	310	0,0425	0,0047	142	6,12	M2	0,1211	120000	0,0182	0,0001	68,2	0,411	MSF	0,4503	27	0,0182	0,0069	272	24,8
M2	0,05	35000	0,0186	0,0002	113	0,518	MSM	0,0298	4,5	0,0090	0,0083	173	74,5	S2	0,0342	330	0,0050	0,0005	93,2	5,83
MSM	0,0113	16	0,0089	0,0044	215	27,9	MF	0,0175	2,3	0,0069	0,0090	21	140	N2	0,0182	180	0,0037	0,0005	96,9	8,6
MM	0,005	7,5	0,0059	0,0042	195	41,5	MSF	0,0085	1,5	0,0048	0,0078	296	130	OO1	0,0121	180	0,0030	0,0004	87,9	7,89
S2	0,0032	2600	0,0047	0,0002	69,3	2,51	S2	0,0085	8200	0,0048	0,0001	16	1,31	J1	0,0093	150	0,0026	0,0004	23,1	7,7
N2	0,0019	900	0,0036	0,0002	98,6	3,17	MM	0,0058	1,2	0,0040	0,0072	89,8	137	O1	0,0043	55	0,0018	0,0005	192	13,3
K1	0,0016	2700	0,0034	0,0001	187	2,35	N2	0,0048	4400	0,0036	0,0001	51,4	1,8	M4	0,0034	120	0,0016	0,0003	295	10,9
O1	0,0011	2500	0,0027	0,0001	164	2,54	K1	0,0028	610	0,0028	0,0002	164	4,59	NO1	0,0026	39	0,0014	0,0004	278	15,6
S1	0,0006	960	0,0020	0,0001	186	3,3	O1	0,0028	590	0,0027	0,0002	147	4,65	K1	0,0026	53	0,0014	0,0004	125	15,5
MF	0,0005	1,1	0,0019	0,0036	40,8	183	K2	0,0009	760	0,0015	0,0001	69,8	4	2Q1	0,0023	34	0,0013	0,0004	247	18,4
K2	0,0004	220	0,0016	0,0002	130	6,42	SK3	0,0006	530	0,0013	0,0001	115	4,51	SK3	0,0019	130	0,0012	0,0002	231	12
MSF	0,0002	0,57	0,0011	0,0027	293	206	P1	0,0006	130	0,0012	0,0002	174	9,54	ETA2	0,0017	19	0,0011	0,0005	120	27,5
H2	0,0002	95	0,0011	0,0002	303	11,3	NO1	0,0004	71	0,0010	0,0002	118	13,1	MS4	0,001	39	0,0009	0,0003	353	25,6
T2	0,0001	79	0,0008	0,0002	268	12,5	2N2	0,0002	150	0,0008	0,0001	33,4	10,4	2SK5	0,0007	48	0,0007	0,0002	125	13,1
NU2	0,0001	75	0,0008	0,0002	121	13,2	2Q1	0,0002	40	0,0008	0,0002	255	16,9	MN4	0,0004	15	0,0005	0,0003	248	31,1
H1	0,0001	70	0,0008	0,0002	64	12,7	NU2	0,0002	140	0,0007	0,0002	57,4	8,86	Q1	0,0004	7,3	0,0005	0,0004	99,7	45,4
PI1	0,0001	100	0,0007	0,0001	108	11,7	OO1	0,0002	37	0,0007	0,0002	109	20,4	UPS1	0,0003	5,3	0,0005	0,0004	12,6	67,2
P1	0,0001	87	0,0006	0,0001	226	10,1	UPS1	0,0001	33	0,0006	0,0002	125	17,2	2MK5	0,0002	14	0,0004	0,0002	281	21,1
Q1	0,0001	73	0,0006	0,0001	172	11,3	BET1	0,0001	24	0,0006	0,0002	346	22,6	2MS6	0,0002	52	0,0004	0,0001	128	19,8
2N2	0,0001	40	0,0006	0,0002	82,1	17,9	CH1	0,0001	23	0,0006	0,0002	23,5	22,6	S4	0,0002	6,3	0,0003	0,0003	216	45,2
SK3	0,0001	520	0,0006	0,0001	124	4,56	Q1	0,0001	29	0,0005	0,0002	205	23,5	MK3	0,0001	7,6	0,0003	0,0002	14,5	52,1
R2	0	25	0,0005	0,0002	112	19,7	MU2	0,0001	70	0,0005	0,0001	51,5	13,1	2SM6	0	12	0,0002	0,0001	358	95,7
2Q1	0	46	0,0005	0,0001	327	15,4	L2	0,0001	62	0,0005	0,0001	77,7	13	2MN6	0	10	0,0002	0,0001	301	36,4
PS1	0	52	0,0005	0,0001	215	14,5	S4	0,0001	980	0,0005	0,0000	263	3,24	MO3	0	1,9	0,0001	0,0002	12,6	202
MU2	0	23	0,0005	0,0002	55,9	24	MKS2	0,0001	67	0,0005	0,0001	8,13	14,7	3MK7	0	6,7	0,0001	0,0001	241	54,6
S4	0	2700	0,0004	0,0000	215	2,19	TAU1	0,0001	18	0,0004	0,0002	218	32,8	M6	0	3,2	0,0001	0,0001	324	103
MKS2	0	14	0,0004	0,0002	230	27,4	THE1	0,0001	13	0,0004	0,0002	154	34,7	M3	0	0,81	0,0001	0,0002	27,2	231
M3	0	120	0,0003	0,0001	280	10,3	EPS2	0,0001	69	0,0004	0,0001	63,9	17,8	M8	0	9,3	0,0000	0,0000	247	44,4
GAM2	0	10	0,0003	0,0002	214	35,6	MSN2	0	47	0,0004	0,0001	105	14,6	Total A 0,066 0,015						
ETA2	0	9,5	0,0003	0,0002	41	40,6	RHO1	0	6,1	0,0003	0,0003	41	40,2	A>0,001 0,061 0,012						
OO1	0	17	0,0003	0,0001	55,6	29,4	SIG1	0	12	0,0003	0,0002	181	35	% A>0,001 91,84 79,47						
J1	0	19	0,0003	0,0001	202	28,6	J1	0	9,5	0,0003	0,0002	130	38,1	Rmin= 1,00 MinSNR= 1,00 (* SNR >= MinSNR)						
NO1	0	20	0,0003	0,0001	192	29,4	SO1	0	5,7	0,0003	0,0003	75,7	40	K= 4,35 SNRallc= 804,						
L2	0	6,5	0,0002	0,0002	150	39,4	PH1	0	8,2	0,0003	0,0002	115	44,9	TVallc= 0,000372 TVsnrc= 0,000372 TVraw= 0,000779						
UPS1	0	14	0,0002	0,0001	267	34,9	M3	0	27	0,0003	0,0001	184	20,9	PTVallc= 47,7% PTVsnrc= 47,7%						
LDA2	0	5,4	0,0002	0,0002	74,8	49	ALP1	0	3,3	0,0002	0,0002	220	60,7							
THE1	0	9	0,0002	0,0001	240	40,7	MO3	0	13	0,0002	0,0001	310	31,7							
SO1	0	7,4	0,0002	0,0001	66,2	41,9	MK3	0	8,6	0,0002	0,0001	180	37,9							
MO3	0	48	0,0002	0,0001	47,5	16,4	OQ2	0	5	0,0001	0,0001	97,5	43,4							
SIG1	0	8,1	0,0002	0,0001	25	41,6	LDA2	0	3,9	0,0001	0,0001	82,7	57,8							
OQ2	0	3,7	0,0002	0,0002	206	61,8	MN4	0	43	0,0001	0,0000	115	15,8							
RHO1	0	5,9	0,0002	0,0001	154	38,7	SK4	0	25	0,0001	0,0000	169	20,9							
PH1	0	5,6	0,0002	0,0001	264	46,7	ETA2	0	1,7	0,0001	0,0001	141	84,7							
SO3	0	36	0,0001	0,0000	37,5	19,1	MK4	0	17	0,0001	0,0000	310	32,7							
BET1	0	3,6	0,0001	0,0001	223	53,7	M4	0	19	0,0001	0,0000	117	30,3							
CH1	0	3,3	0,0001	0,0001	268	75	2MK5	0	510	0,0000	0,0000	90,2	4,73							
ALP1	0	2,7	0,0001	0,0001	337	95,2	2MK6	0	790	0,0000	0,0000	268	4,69							
MSN2	0	2,1	0,0001	0,0001	70,6	117	SO3	0	1,2	0,0000	0,0001	331	225							
MK3	0	18	0,0001	0,0000	187	27,3	SN4	0	6,5	0,0000	0,0000	305	42,8							
TAU1	0	1,3	0,0001	0,0001	240	102	MS4	0	6,4	0,0000	0,0000	103	57,7							
EPS2	0	0,53	0,0001	0,0001	39,3	184	2MS6	0	280	0,0000	0,0000	61,9	6,62							
SK4	0	49	0,0001	0,0000	245	16,6	MSK6	0	240	0,0000	0,0000	323	6,1							
MS4	0	33	0,0000	0,0000	63	20,7	2MN6	0	330	0,0000	0,0000	78,9	6,42							
M4	0	12	0,0000	0,0000	280	34,1	2SM6	0	200	0,0000	0,0000	105	6,59							
SN4	0	9,9	0,0000	0,0000	156	34,9	3MK7	0	900	0,0000	0,0000	12,6	3,07							
MN4	0	4,5	0,0000	0,0000	304	46,6	M6	0	52	0,0000	0,0000	1,42	24,2							
2MK6	0	850	0,0000	0,0000	9,46	3,82	M8	0	24	0,0000	0,0000	163	19,4							
MSK6	0	850	0,0000	0,0000	191	4,64	2SK5	0	0,76	0,0000	0,0000	297	144							
2MN6	0	680	0,0000	0,0000	215	4,57	Total A 0,120 0,049													
M6	0	720	0,0000	0,0000	152	3,7	A>0,001 0,108 0,044													
2SM6	0	640	0,0000	0,0000	74,2	4,53	% A>0,001 89,98 90,17													
3MK7	0	4800	0,0000	0,0000	126	1,66	Rmin= 1,00 MinSNR= 1,00 (* SNR >= MinSNR)													
MK4	0	2,2	0,0000	0,0000	27,8	119	K= 4,58 SNRallc= 3,53e+03													
2MK5	0	290	0,0000	0,0000	225	6,69	TVallc= 0,00137 TVsnrc= 0,00137 TVraw= 0,00687													
2MS6	0	100	0,0000	0,0000	309	10,2	PTVallc= 20,0% PTVsnrc= 20,0%													
M8	0	26	0,0000	0,0000	312	25,1														
2SK5	0	11	0,0000	0,0000	239	31,8														
Total A 0,179 0,030																				
A>0,001 0,166 0,025																				
% A>0,001 92,66 82,77																				

Rmin= 1,00 MinSNR= 1,00 (* SNR >= MinSNR)
 K= 4,38 SNRallc= 1,52e+04
 TVallc= 0,00316 TVsnrc= 0,00316 TVraw= 0,0212
PTVallc= 14,9% PTVsnrc= 14,9%

ANEXO II

Fig. 4.1 B (apartado 4) y Fig. 5.2 (apartado 5): columna litológica detallada del sondeo PB. En esta se incluye información relativa a la testificación de materiales, testificación con diagrfias (gamma natural y resistividad), el entubado instalado y el relleno anular utilizado, así como los marcadores bioestratigráficos (foraminíferos planctónicos) encontrados en los diferentes materiales, que sitúan el depósito de estos en su mayoría en el Pleistoceno Inferior (Gelasense).



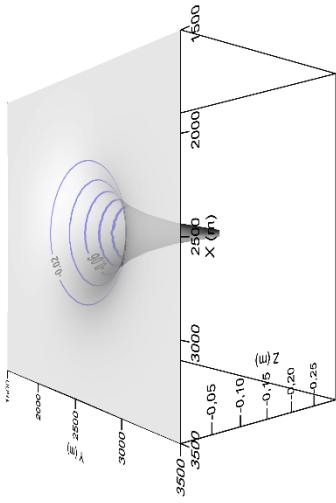
Entubado y relleno anular	Litologías principales
Tubo ranurado	Gravas
Grava silicea	Arenas
Bentonita	Limos
Relleno	Arcillas
Cemento	Arcillas con gravas

ANEXO III

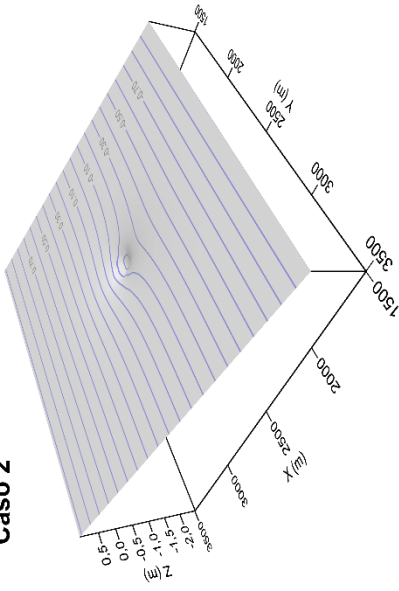
Figura 4.6 (apartado 4): conos de descensos resultantes en los casos considerados, (A) vistos en 3D, y (B) en perfil y en planta. Los casos considerados son los siguientes:

- **Caso 1:** condiciones de las soluciones analíticas de Theis y Cooper-Jacob.
- **Caso 2:** con gradiente hidráulico constante a lo largo del eje x del modelo.
- **Caso 3:** con caudal de bombeo variable en el tiempo.
- **Caso 4:** con un borde con oscilación mareal.
- **Caso 5:** con heterogeneidad vertical.
- **Caso 6:** con densidad variable (agua dulce y agua salada).
- **Caso 7:** considerando todas las condiciones anteriores a la vez.

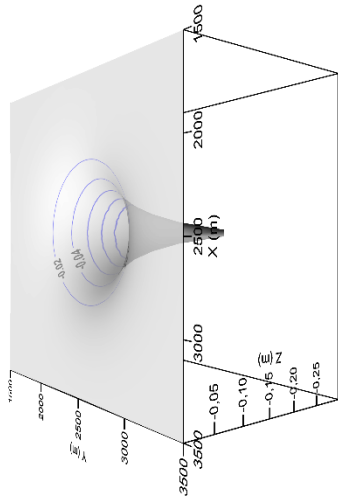
Caso 1



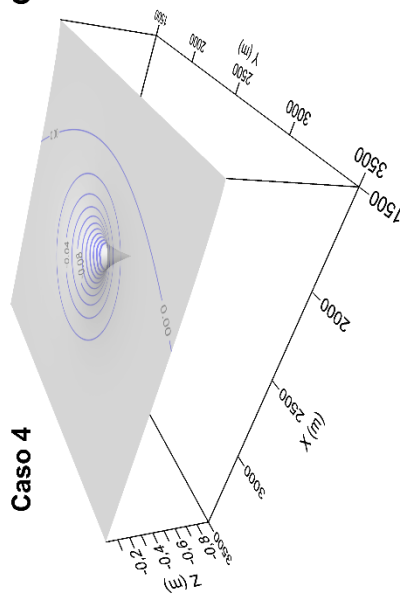
Caso 2



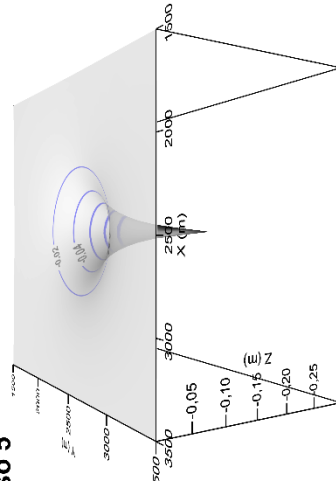
Caso 3



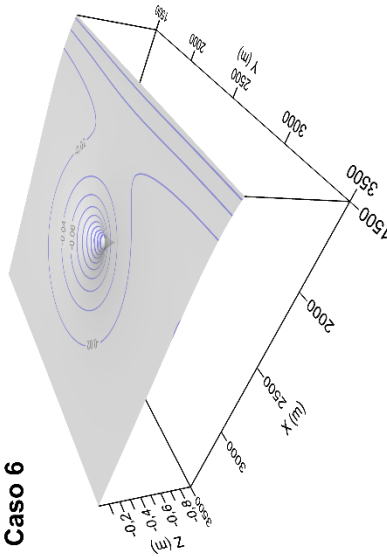
Caso 4



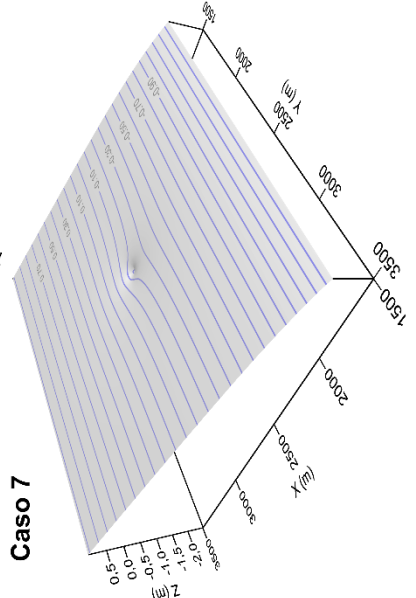
Caso 5



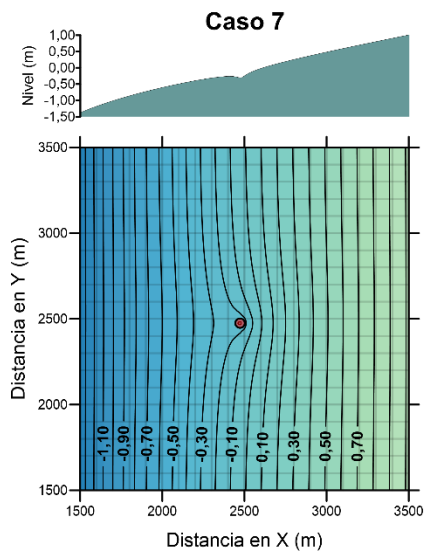
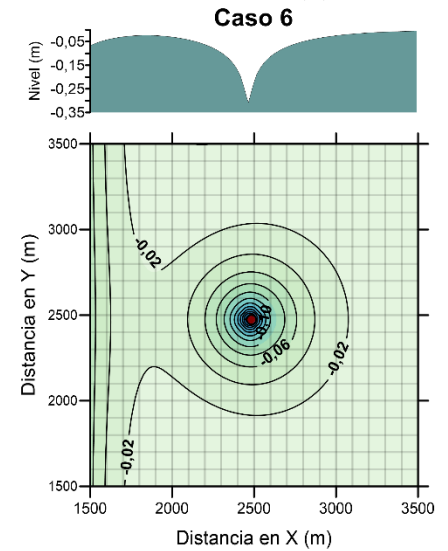
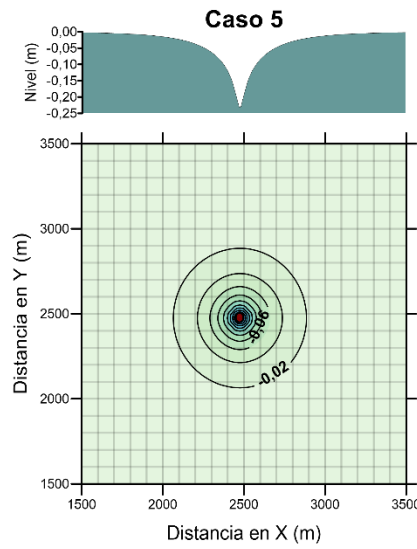
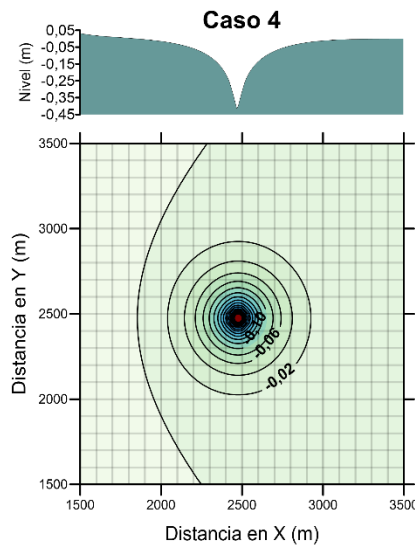
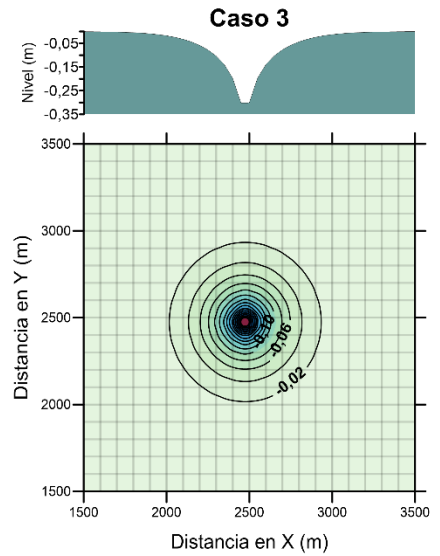
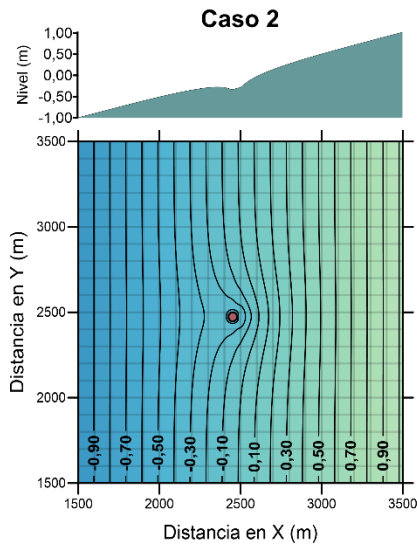
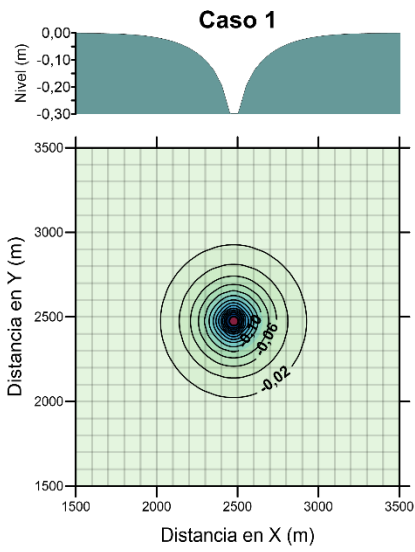
Caso 6



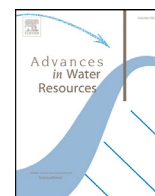
Caso 7



B



ARTÍCULOS



Filtering methods in tidal-affected groundwater head measurements: Application of harmonic analysis and continuous wavelet transform



Juan Pedro Sánchez-Úbeda^{a,*}, María Luisa Calvache^a, Carlos Duque^b,
Manuel López-Chicano^a

^a Department of Geodynamics, Sciences Faculty, University of Granada, Campus Fuentenueva, E-18071, Granada, Spain

^b Department of Geological Sciences, University of Delaware, Penny Hall, 255 Academy Street, 19716 Delaware, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 February 2016

Revised 30 August 2016

Accepted 31 August 2016

Available online 1 September 2016

Keywords:

Tidal influence

Filtering methods

Groundwater head

Coastal aquifer

Harmonic analysis

Wavelet transform

ABSTRACT

A new methodology has been developed to obtain tidal-filtered time series of groundwater levels in coastal aquifers. Two methods used for oceanography processing and forecasting of sea level data were adapted for this purpose and compared: HA (Harmonic Analysis) and CWT (Continuous Wavelet Transform). The filtering process is generally comprised of two main steps: the detection and fitting of the major tide constituents through the decomposition of the original signal and the subsequent extraction of the complete tidal oscillations. The abilities of the optional HA and CWT methods to decompose and extract the tidal oscillations were assessed by applying them to the data from two piezometers at different depths close to the shoreline of a Mediterranean coastal aquifer (Motril-Salobreña, SE Spain). These methods were applied to three time series of different lengths (one month, one year, and 3.7 years of hourly data) to determine the range of detected frequencies. The different lengths of time series were also used to determine the fit accuracies of the tidal constituents for both the sea level and groundwater heads measurements. The detected tidal constituents were better resolved with increasing depth in the aquifer. The application of these methods yielded a detailed resolution of the tidal components, which enabled the extraction of the major tidal constituents of the sea level measurements from the groundwater heads (e.g., semi-diurnal, diurnal, fortnightly, monthly, semi-annual and annual). In the two wells studied, the CWT method was shown to be a more effective method than HA for extracting the tidal constituents of highest and lowest frequencies from groundwater head measurements.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Tidal influences along shorelines produce regular fluctuations in the groundwater heads of coastal aquifers, and these influences can be used to understand the hydrogeological features of coastal areas (Erskine, 1991; Millham and Howes, 1995; Trefry and Johnston, 1998; Jha et al., 2003; Trefry and Bekele, 2004; Zhou, 2008; Chen et al., 2011; Singh and Jha, 2013). However, tidal oscillations in groundwater heads are in most cases a hindrance because they can hamper the perception of other phenomena of hydrological interest (e.g., recharge or discharge processes as river-aquifer interactions, irrigation returns and rain infiltration, or even the analysis of pumping tests). Research in coastal areas very often requires tidal filtering of the groundwater head data as a starting point, regarding the attainment of tidal constituents on the groundwater signal

and the subsequent removal of tidal effects, in order to keep only the non-tidal influences on groundwater heads. Some authors have addressed this practice. Erskine (1991) presented a filtering process based on the Ferris equations (Ferris, 1952) to compensate for tidal effects by computing the tidal efficiency factor (ratio between groundwater-sea level amplitudes) and time lag (delay between a sea level oscillation and the consequent groundwater head oscillation), but the extraction of the tidal influence was incomplete. The length of the groundwater head time series was also an issue because the fit was not acceptable when tidal efficiency or time lag was applied to longer time series, and significant residual tidal fluctuations still remained in the groundwater head.

To correct pumping test data in wells close to coastlines, other authors have developed methods for removing tides. Trefry and Johnston (1998) and Chattopadhyay et al. (2015) proposed a correction to the measured pumping test drawdowns for tidal influences using least-square techniques to enable a pumping test analysis (only during the pumping period), but significant residual fluctuations still remained in the head in the first case, and in both

* Corresponding author.

E-mail addresses: juampesu@ugr.es (J.P. Sánchez-Úbeda), calvache@ugr.es (M.L. Calvache), cduque@udel.edu (C. Duque), mlopezc@ugr.es (M. López-Chicano).

cases the fits were inaccurate for longer measurement time series. Chen and Jiao (1999) fitted a regular tidal fluctuation to data from six days before a pumping test and then corrected the observed drawdowns by subtracting the tidal effect before calculating the diffusivity values. Chapuis et al. (2005) developed a theoretical equation for pumping under tidal influences and considered the tidal effects before and after the test; an admissible fit was achieved, but the test was limited to a short time series. None of those methods established a sufficiently accurate filtering methodology that accounted for the tides that produced the perturbations, durations of the datasets used, aquifer features, or study cases.

Filtering sea tidal effects is especially relevant in studies of recharge and discharge in coastal aquifers. Net inland recharges observed in mean groundwater levels in coastal areas can be overestimated due to the enhancement of mean groundwater heads by tides (Li and Jiao, 2003). In addition, tidal effects produce considerable impacts on seawater intrusion processes in mixing zones. Licata et al. (2011) simulated seawater intrusion with and without tidal effects on a mixing zone; their results indicated that tidal mixing results in more mixed pollutant and salinity concentrations than the distributions from an equivalent steady-state model without tidal effects. The methods proposed herein are expected to be useful not only in the filtering process but also for a general understanding of tidal features, their components and their effects on groundwater close to the sea in an attempt to fill in certain gaps in coastal research.

Tidal analyses are usually carried out using methods that allow periodic changes and magnitudes to be understood and predicted. Analogous methods could be used to understand the influence of tides on groundwater. Tidal motions comprise a set of components, and the two major components of sea-level time series with regard to tides (Godin, 1972) are as follows.

1. The *astronomical component*, which is due to the motion of celestial bodies and the interactions between them, is the most easily detectable and predictable.
2. The *hydrodynamic component* is due to the shape of the shoreline and the effects of perturbing factors such as winds, atmospheric pressure changes, storm events, or external inputs (e.g., river discharge into the sea).

The tidal astronomical component has the greatest frequency stability and can be decomposed into constituents (Doodson, 1954). They are tabulated in terms of their frequencies and phase angles for specific coastal locations and are commonly referred to by symbols such as *M2*, *S2*, and *SA* (lunar semidiurnal, solar semidiurnal, and solar annual, respectively). The hydrodynamic component of the tide is non-periodic due to its non-stationary nature, which makes its prediction more complicated (Parker, 2007). Moreover, Kacimov and Abdalla (2010) suggested that high-frequency fluctuations in sea level are already filtered by porous beach cushions, and the tidal oscillations measured in groundwater can be considered to be caused primarily by astronomical tidal forces.

Tide studies usually consist in the decomposition and adjustment of tidal components to predict their evolution (Godin, 1972; Foreman et al., 1995; Brown et al., 2012; Vianna and Menezes, 2005; Codiga, 2011; Erol, 2011). There are currently two main methodologies for processing tidal data.

- (1) *Classic Harmonic Analysis (HA)* is based on a definition of sea surface elevation at one point as the sum of a finite number of sinusoids with distinct amplitudes, frequencies, and phases, where the frequencies of the earth-moon-sun system have been previously defined (Pawlowicz et al., 2002).
- (2) *Continuous Wavelet Transforms (CWT)* are used to carry out a continuous analysis based on fitting a signal to a wavelet.

This full group of processing tools was initially developed to represent data whose frequency contents evolve over time (Daubechies et al., 1992) and was then introduced to tidal analysis (Jay and Flinchem, 1995, 1997, 1999; Flinchem and Jay, 2000). These methods are continuously scalable in frequency and are thus versatile for use in tidal analyses, especially extraction (Erol, 2011).

The pros and cons of the two methods for decomposing tidal constituents have been widely discussed (Jay and Flinchem, 1999; Foreman et al., 1995; Matte et al., 2013). Pawlowicz et al. (2002) developed several programs in Matlab[®] based on classic harmonic analysis and grouped them into the *T_TIDE* package. There are other packages, including *U_TIDE*, which is used to unify tidal analyses and the prediction framework (Codiga, 2011) and *NS_TIDE*, which was implemented by Matte et al. (2013) and adapted to the study of non-stationary signals in river tides.

In this study, the HA and CWT methods were applied to groundwater head monitoring in the proximity of the coastline affected by tides with the objective of isolating the non-tidal effects in groundwater head changes. In agreement with the conclusions of Bye and Narayan (2009), we believe that groundwater tides (i.e., the influence of tides on groundwater heads) can be represented as a sum of tidal constants in a similar manner to that in the open sea. Tides and their effects on groundwater have the same features and oscillatory shapes, and the methods therefore should be successful. To corroborate this, the tidal filtering described for tidal studies was applied in a study area in southern Spain (the Motril-Salobreña aquifer), where a set of wells with different depths near the coastline show a clear impact on groundwater monitoring.

The objectives of this study are as follows.

1. Filter the groundwater head time series from the tide-induced oscillation using HA (Codiga, 2011) and CWT (Jay and Flinchem, 1995) by adapting those oceanographic methodologies for use with groundwater and testing their applicability to hydrogeological settings.
2. Estimate the impact of the length of the monitoring time series on the results.
3. Assess other parameters that affect the data such as the depth of the monitoring wells and hydrological processes in the aquifer (e.g., recharge).

2. Hydrological settings of the study area

The Motril-Salobreña coastal aquifer extends over an area of 42 km² (Fig. 1A). It is comprised of detrital sediments that range from coarse gravels to sand, fine silts, and clay. The Guadalfeo River, which drains the southern Sierra Nevada, is in the western sector of the aquifer. The water budgets considered by different researchers attribute the highest inputs to river recharge (30%) and irrigation excess proceeding from river-derived water upstream (30%) (Calvache et al., 2009), the relative influences of which change depending on the season (Duque et al., 2011). In the northern sector, the aquifer is limited by the alluvium aquifer of the Guadalfeo River and a carbonate aquifer (Escalate aquifer). The southern boundary is the Mediterranean Sea. On the remaining borders, detrital rocks are in contact with schists and phyllites, which can be considered impermeable. The aquifer thickness is variable and ranges from 30 to 50 m in the northern sector (alluvial sedimentary environment) to more than 250 m in areas near the coastline (deltaic sedimentary environment) (Duque et al., 2008). The estimated hydraulic gradient ranges from 5×10^{-3} to 1.6×10^{-3} (Duque et al., 2010), and the aquifer responds very quickly to recharge due to its high permeability (Duque et al., 2011).

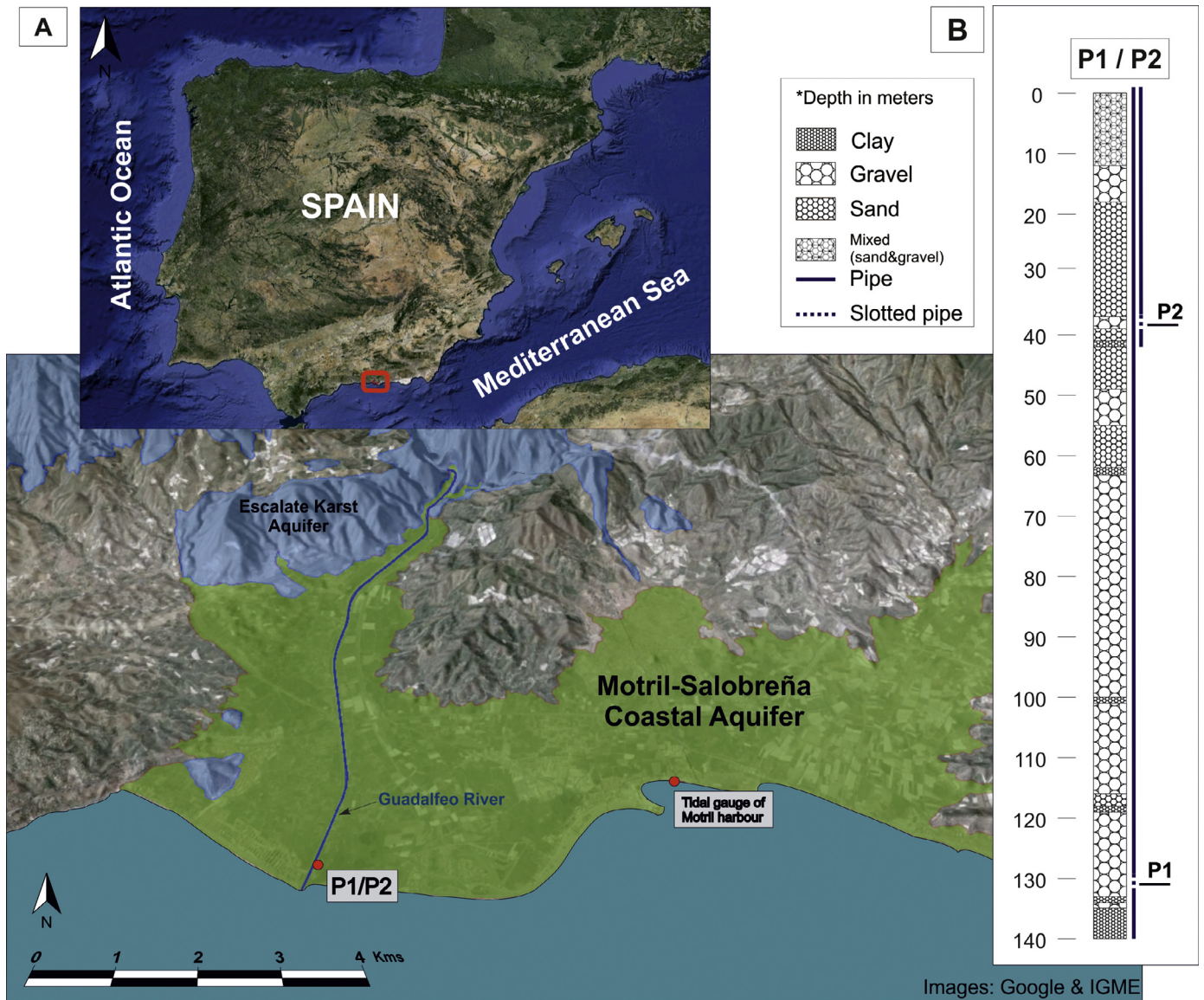


Fig. 1. (A) Location with an enlargement of the Motril-Salobreña coastal aquifer system and the mentioned study locations and the (B) hydrogeological settings at P1 and P2. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

3. Methods

Two methods (HA and CWT) were applied to analyse the tidal influence on groundwater time series from wells in the study area. These methods were considered optimal due to the similarity of the groundwater head and sea level. For these analyses, the use of sea levels and groundwater heads was posited. The HA and CWT methods were first applied to the sea level because this process involves an initial fitting to the local tidal constituents to detect the relevance of tides on the groundwater heads and afterwards to filter them. The procedure was performed for three different time series lengths, in accordance with the second objective stated above: one month (August 2013), one year (2013), and 3.7 years (October 2010 to July 2014); the latter encompassed the entire available dataset.

The difference between the applications to the sea level and groundwater head is based on the resulting residual part of the original analysed time series, which constitutes the unperturbed groundwater head in that case. As applied to sea level, the residual part obtained is the so-called meteorological or hydrodynamic tidal

component, and as applied to the groundwater head, the residual part is understood as the groundwater head that is unperturbed by tide.

Tidal information

The sea-tide level data were obtained from State Harbours (Spanish Ministry of Development) at a gauge station in nearby Motril Harbour (Fig. 1A), where tide data were monitored every five minutes. The data were cleaned by applying a 54-point symmetric filter to eliminate energy at high frequencies, noise in the measured signal, and instrumental errors (above 0.5 cph); the data were resampled at hourly time intervals, which left only those oscillations with periods greater than 1 h. The general expression of this type of filter is

$$X_f(t) = \mathcal{F}_0 X(t) + \sum_{m=1}^M \mathcal{F}_s [X(t+m) - X(t-m)], \quad (1)$$

where $X_f(t)$ is the filter value at time t , \mathcal{F}_0 are the filter coefficients, $X(t)$ is a single data point at time t , and \mathcal{F}_s is the cut-off frequency (low-pass filter), with $M = 54$ points in this case.

Groundwater head information

An hourly sampling rate database was used for two points 300 m landwards from the shoreline (Fig. 1A), which corresponded to wells P1 and P2; the piezometers were at different depths (132 m and 38 m below mean sea level, respectively). Both datasets were assumed to have been logged at the same point but at different depths because the distance between them was only 3 m (Fig. 1B). The groundwater heads were first corrected in time to GMT+00 and normalized to their averages (for each time interval, the mean was removed) to allow an easier comparison of the graphs. The time series were then noise-filtered to eliminate peaks or measurement errors at high frequencies, as in the sea level data, thus improving the tidal detection.

3.1. Harmonic analysis applying U_TIDE

The **U_TIDE** code was used for the HA analysis. It determines the phase and amplitude coefficients of *a priori* known tidal frequencies via a least squares fitting procedure. The simplest form of the model equation used for the one-dimensional case (applied in the present study) in **U_TIDE** is (Codiga, 2011)

$$X^{mod}(t_i) = \sum_{q=1}^{n_{allc}} (E_{iq} \cdot a_q) + \bar{X} + \dot{X}(t_i - t_{ref}), \quad (2)$$

where X^{mod} is the modelled signal (tide level or groundwater head in this case) at each time (t_i), for $i = 1 \dots n_t$ (n_t is the last time step). The sum represents all the tidal constituents detected from $q = 1 \dots n_{allc}$ (n_{allc} is the sum of all the constituents). Each constituent has constant amplitude a_q , which is multiplied by the exponential function E_{iq} . The mean \bar{X} and the trend \dot{X} (if included) are also computed in the model relative to the reference time, $t_{ref} = (t_1 + t_{n_t})/2$, which is the average time expressed as the central time from the raw input time, from t_1 to t_{n_t} . The exponential function E_{iq} represents the pre-filtering and nodal/satellite corrections, which are counter clockwise and clockwise-rotating elements that the complex coefficients multiply (applied for each q constituent at each i time) in the form

$$E_{iq} = E(t_i, \omega_q) = P(\omega_q) \cdot F(t_i, \omega_q) \cdot \exp(i(U(t_i, \omega_q) + V(t_i, \omega_q))) \quad (3)$$

where $P(\omega_q)$ is a correction factor for optional pre-filtering (set to unity in the case of no pre-filtering), $F(t_i, \omega_q)$ (unitless) is the nodal/satellite correction amplitude factor (set to unity in the case of no pre-filtering), $U(t_i, \omega_q)$ (radians) is the phase offset (set to zero in the case of no pre-filtering), and ω_q is the radian frequency of each individual harmonic constituent. $V(t_i, \omega_q)$ (radians) is the astronomical argument, which ensures that the resulting phase lags are relative to the equilibrium tide at Greenwich (applied in this study). The amplitude expression is

$$a_q = A_q \exp(i g_q). \quad (4)$$

A_q are the real magnitudes of the amplitudes, and the g_q are the associated Greenwich phases for all the amplitudes of each constituent.

The relation of the above expressions to the real formulation is valuable for understanding the one-dimensional analysis. The model Eq. (2) is the expression for the real-valued components of the q th constituent (non-reference, reference, or inferred):

$$\eta_q^{mod}(t_i) = A_q^n P_q F_{iq} \cos(U_{iq} + V_{iq} - g_q^n) + \bar{\eta} + \dot{\eta} \cdot (t_i - t_{ref}), \quad (5)$$

where q represents any of the constituents, and i is the time. A_q^n and g_q^n are the real-valued amplitude and Greenwich phase lag of the respective component. The real-valued cosine and sine coefficients are defined as

$$X_q^n = A_q^n \cos g_q^n \quad (6)$$

$$Y_q^n = A_q^n \sin g_q^n, \quad (7)$$

and the relations to the amplitude and Greenwich phase lag are

$$A_q^n = \sqrt{X_q^{n^2} + Y_q^{n^2}}, \quad \text{and} \quad (8)$$

$$g_q^n = \arctan(Y_q^n, X_q^n). \quad (9)$$

The real and imaginary parts of the functions therefore are

$$X_q = X_q^n = 2 \operatorname{Re}(a_q), \quad \text{and} \quad (10)$$

$$Y_q = Y_q^n = 2i \operatorname{Im}(a_q). \quad (11)$$

A fitting using the *IRLS* algorithm (iteratively reweighted least squares) was added to the successive changes as an extension of the ordinary least squares calculation of the harmonic analysis, which is more resistant to broad spectrum noise, hence increasing the confidence in the computed parameters and also allowing more low-amplitude constituents to be resolved from the background noise (Leffler and Jay, 2009). In a general sense, the tidal forcing is modelled as a sum of a finite set of sinusoids at different (previously fixed) frequencies. These frequencies are specified by various combinations of sums and differences of integer multiples of six fundamental frequencies arising from planetary motions (Godin, 1972). The six signed integers that are required to describe a particular frequency are called the Doodson numbers (Doodson, 1954) and constitute the astronomical part of the tide. The phase values obtained for each component are relative to Greenwich, that is, the phase referenced to the phase of the equilibrium response at 0° longitude (Greenwich meridian). The nodal corrections are computed and applied to an amplitude and phase relative to the exact time (Greenwich Time for a latitude of 36.733°).

To run the **U_TIDE** code, the levels are introduced as input vectors of hourly sampled data, identical to that of the sea level. However, in this case, the fit obtained by the code entering the groundwater head must be recognized as the tidal part that affects the groundwater head, which corresponds to the astronomical component of the tide, and the residual part is the filtered groundwater head (the non-tidal part of the groundwater head).

3.2. Continuous wavelet transform method

Regarding the interpretation of the tidal frequencies, because there are no pre-fixed frequencies, the CWT has several differences with respect to HA, and representing the original data as completely and compactly as possible is emphasized (Flinchem and Jay, 2000). This means that the CWT method focuses on the reconstruction of the raw input, in contrast to the HA method, which finds within the raw input all the recognizable tidal constituents based on the pre-fixed frequencies for each one. In the present study, the CWT method was applied using predefined functions in Matlab® such as the Continuous Wavelet Transform using fast Fourier Transform Algorithm (*cwtf*) for detecting and fitting processes and the Inverse Continuous Wavelet Transform (*icwtf*) for the specific reconstruction of the original signal, among others. The code used was partially implemented in Matlab® by the authors and included some portions and concepts from other studies that are cited here; however, the mathematical basis is explained below. A definitive code that implements the complete filtering process is still under development.

The definition of a CWT (Flinchem and Jay, 2000) begins with the choice of an oscillatory prototype function (wavelet) $\Psi_0(t)$, which has a finite variance, is localized in time near the origin and

has zero mean:

$$a) \int \Psi_0(t) \Psi_0^*(t) dt < \infty, \quad b) \lim_{t \rightarrow \infty} \Psi_0(t) = 0, \quad \text{and} \quad c) \int \Psi_0(t) dt = 0. \quad (12)$$

The analysing function is a wavelet Ψ , and the CWT process compares the signal to shifted and compressed (or stretched) versions of that wavelet (Jay and Flinchem, 1999).

For a scale parameter $a > 0$ and position b , the CWT can be expressed as the inner product of a signal $f(t)$ with translated and dilated versions of an analysing wavelet $\Psi(t)$:

$$C(a, b; f(t), \Psi(t)) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi^*\left(\frac{t-b}{a}\right) dt, \quad (13)$$

where $*$ denotes the complex conjugate, the scale a is the inverse of frequency ω ($0 < a = \frac{1}{\omega} < \infty$), and b is the translation from the origin ($-\infty < b < \infty$) along the localized time index t . The CWT can also be interpreted as a frequency-based filtering of the signal by rewriting it as an inverse Fourier transform:

$$C(a, b; f(t), \Psi(t)) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{f}(\omega) \sqrt{a} (\hat{\Psi}(a\omega))^* e^{j\omega b} d\omega, \quad (14)$$

where $\hat{f}(\omega)$ and $\hat{\Psi}(\omega)$ are the Fourier transforms of the signal and wavelet, respectively. The CWT acts as a bandpass filter on the input signal at different scales. By continuously varying the values of the scale parameter a and the translation parameter b , the CWT coefficients $C(a, b)$ are obtained. The application of Eqs. (13) and (14) requires that a and b are discretized, with a chosen to match the tidal frequencies. To express the CWT as a convolution from Eq. (14), we define

$$\hat{\Psi}_a(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi^*(-t/a) \quad (15)$$

and rewrite the wavelet transform as

$$(f * \hat{\Psi}_a)(b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \hat{\Psi}_a(b-t) dt. \quad (16)$$

Thus, the CWT of a discrete sequence x_n is defined as the convolution of x_n with a scaled and translated version of $\Psi(t)$ (Torrence and Compo, 1998):

$$W_a[b] = \sum_{n=0}^{N-1} x[n] \hat{\Psi}_a[b-n]. \quad (17)$$

Computing the convolution for each value of the shift parameter b and repeating the process for each scale a , we can obtain the CWT.

Consistent with (12), a non-analytic Morlet wavelet is employed here, which is defined in the Fourier domain by

$$\hat{\Psi}(a\omega) = \pi^{-1/4} \{e^{(a\omega - \omega_0)^2/2} - e^{\omega_0^2/2}\}, \quad (18)$$

where ω_0 is the nondimensional frequency, which had a default value of 6 to satisfy the admissibility condition from Eq. (12a) (see (Farge, 1992) for more details on Morlet wavelets).

The number of scales ($NbSc$) is determined by the following equation (default values in Matlab[®] for Morlet wavelets):

$$NbSc = (\log_2(N)/ds) + 1, \quad (19)$$

where N is the length of the input signal. The smallest resolvable scale is $2*dt$, where dt is the sampling period, and the default spacing between scales (ds) for the Morlet wavelets is equal to 0.4875. In this case, a non-linear scale vector is needed, so the type of spacing between scales is defined as

$$S_0 * pow. \wedge ((0 \text{ to } NbSc - 1) * ds), \quad (20)$$

where S_0 is the smallest scale. This results in a constant spacing of ds if the logarithm is taken to the base power of the scales vector.

3.3. Selection of tidal constituents in U_TIDE based on the HA method

For the HA analysis, the constituents included in the model were evaluated (in terms of its significance within the entirety of constituents) using an automatic decision tree (Foreman, 1977) to choose the major tidal constituents based on the signal-to-noise ratio (SNR) and Percent Energy (PE). The SNR factor is the squared ratio of the amplitude to the error in the amplitude:

$$SNR_q = (A_q/\epsilon_q)^2. \quad (21)$$

The relative importance of a constituent in terms of its significance is also gauged by the Percent Energy (PE), in an amplitude-weighted sense (Codiga and Rear, 2004):

$$PE_q = 100 \frac{E_q}{\sum_{q=1}^{n_{allc}} E_q}, \quad (22)$$

where E_q is the energy associated with constituent q , and the sum of the E_q values is equal to 100. The values of the Percent Energy factor (PE) are obtained as an output of **U_TIDE**, which is useful for ranking the constituents so that the importance of the constituents in an amplitude-weighted sense is clear (Codiga, 2011). In summary, when the results for each time series length under study are obtained, the main tidal constituents are chosen or omitted according to their diagnostics, which assess the constituent significance of each constituent as determined by the SNR and PE factors. The tidal constituents that were detected by the code to have amplitudes greater than 0.001 m were taken into account, but the code used the terms described above to evaluate the chosen constituents.

The diagnostics related to the constituent independence were evaluated using the Rayleigh criterion, which is traditionally used with HA (Foreman, 1977), and the modified Rayleigh criterion (Codiga, 2011). The conventional expression of the Rayleigh criterion in that case is

$$R^R(q_1, q_2) = \left(\frac{LOR_e}{1/|\omega_{q_2} - \omega_{q_1}|} \right) / R_{min} \geq 1. \quad (23)$$

where R_{min} is the minimum threshold that was taken to be 1 in that case, which is equivalent to requiring that the *effective length of the record* is sufficiently long to resolve the two frequencies from each other (Codiga, 2011) and is defined as

$$LOR_e = (n_t/(n_t - 1))LOR, \quad (24)$$

where LOR is the length of the record, and the frequency resolution is $\Delta\omega = 1/LOR_e$. In the case of evenly spaced times with time separation Δt , $LOR_e = n_t \cdot \Delta t$.

Accordingly, the noise-modified Rayleigh criterion for constituent q_1 relative to constituent q_2 is defined as

$$R^{NM}(q_1, q_2) = \left(R^R(q_1, q_2) \sqrt{(SNR_{q_1} + SNR_{q_2})/2} \right) \geq 1. \quad (25)$$

Finally, the diagnostic that characterizes the fits reconstructed by **U_TIDE** is based on the percentage of tidal variance (Codiga, 2011), following model Eq. (2):

$$PTV_{allc} = 100 \frac{TV_{allc}}{TV_{raw}} = 100 \frac{|X^{mod} - \bar{X} \cdot I(n_1, l) - \dot{X} \cdot t|^2}{|X^{raw} - \bar{X} \cdot I(n_1, l) - \dot{X} \cdot t|^2} = 100 \frac{|\sum_{q=1}^n E_{iq} a_q|^2}{TV_{raw}}, \quad (26)$$

where TV_{allc} and TV_{raw} (each in units of squared raw input units) are the tidal variances after removal of the mean and trend (if removed) of the (all-constituent) model solution and the raw input,

respectively. For reconstructions that meet the SNR significance criterion ($snrc$), the percentage of tidal variance of the corresponding reconstructed fit is

$$PTV_{snrc} = 100 \frac{TV_{snrc}}{TV_{raw}}. \quad (27)$$

The percentages of tidal variance provide an idea of how much signal could be caused by tide. All the detected constituents are used to determine Eq. (26), but only the constituents that satisfy the snr factor are used in Eq. (27).

3.4. Selection of tidal constituents in the CWT method

In the CWT method, the frequencies that may be resolved in a record are determined using the Heisenberg uncertainty principle:

$$\sigma_{\omega}\sigma_{\tau} \geq (4\pi)^{-1}, \quad (28)$$

where σ_{ω} is the uncertainty in frequency, and σ_{τ} is the uncertainty in time. This defines what may be simultaneously and consistently asserted about the frequency and time localization or extent of a process represented as a wave. It is therefore the most fundamental restriction on the frequency resolution of any form of tidal analysis, so that frequency resolution is better at low frequencies, where the window is longer (Landau and Lifschitz, 1977; Jay and Flinchem, 1999). Further, the time and frequency resolutions are functions of scale, and the information for each specific frequency does not depend on the nearest frequencies (Jay and Flinchem, 1999).

This affirmation can be observed in the general change in the frequency-band sharpness between different time periods in the spectra of each time series length used (month, year, and 3.7 years) (Fig. 2). When the analysed time series is longer, the tidal bands are shown as well-defined windows wherein the set of constituents around a specific period is clearly detectable. Conversely, with shorter analysis windows, these bands are more scattered, but the energy associated with each one (y -axis) is higher for shorter periods.

The CWT procedure allows the relative frequency uncertainty to be conserved, which makes the time-frequency relation of the Heisenberg principle constant. These characteristics determine the selection of frequency bands that are localized at major tidal frequencies by this method. The selection consists in the fitting of the frequency bands that have been matched with the tidal frequencies for each time series length of tide data.

The general correspondence between scale and frequency (see the Matlab® help for *Scale and Frequency*) is: Low scale => Compressed wavelet => Rapidly changing details => High frequency, and, on the other hand, High scale => Stretched wavelet => Slowly changing, coarse features => Low frequency. Nevertheless, no precise relationship exists between scale and frequency, and it is therefore usual to talk about pseudo-frequency corresponding to a scale. The scale-frequency Fourier factor relation for a Morlet wavelet is

$$\frac{4\pi a}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}}, \quad (29)$$

where a is the scale, and ω is the frequency. This expression was applied to visualize the scale-frequency relation in terms of the frequency bands associated with tidal frequencies in a range, which are denominated tidal species.

Stretching or compressing a function is collectively referred to as dilation or scaling and corresponds to the physical notion of scale. As Parker (2007) stated, the CWT method does not use tidal constituents but instead uses only tidal species, usually the semidiurnal band, the diurnal band, the higher harmonic (over tide) bands and, occasionally, the subtidal bands (fortnightly

and monthly). These major bands are detected at different scales (pseudo-frequencies) and with a specific position.

It is known from CWT that the results in one frequency band are independent of those in other bands, so that the frequency responses of a CWT analysis using a series of wavelet filters are well-defined functions (Jay and Flinchem, 1999). In summary, this approach is applied to bandpass filter the input data, where lower scales represent energy in the input data at higher frequencies, and higher scales represent energy in the input data at lower frequencies. However, unlike Fourier bandpass filtering, the width of the bandpass filter in the CWT is inversely proportional to scale.

The process for selecting the tidal frequencies is simply to match the frequencies of the principal tidal constituents (the known astronomical forcing of the local tide) with the detected bands (scales) of those tidal frequencies in the groundwater head. Thus, the main tidal bands were fitted based on the frequency distribution of tidal bands (Guo et al., 2015), with specific ranges of 0.0357–0.0463 (cycles per hour or cph) for the diurnal band (D1), 0.0734–0.0879 (cph) for the semidiurnal band (D2), and 0.1553–0.1697 (cph) for the quarterdiurnal band (D4).

This process is applied, as in the application of the HA method, to both the tide level and measured groundwater head. However, the outputs in this case differ from the HA method, and the detection process for the frequency bands simply involves a comparison between the tidal frequency bands (at our specific location) and frequency bands detected in the groundwater head to ascertain that the fit of the tidal bands is complete and locally consistent for their subsequent extraction.

4. Results

The groundwater heads in wells P1 and P2 were clearly affected by the tide (Fig. 3). The mean amplitude of the tide in the Mediterranean Sea at the Motril coastline is 0.54 m, and its influence on the groundwater head led to amplitudes of 0.3 m and 0.18 m at P1 and P2, respectively. The 300 m distance from the shoreline to P1 and P2 produced those attenuations, which were defined as decays in the tidal amplitudes (Erskine, 1991; Cartwright et al., 2003; Bye and Narayan, 2009). The time lags between the tide and its effect on the groundwater heads in P1 (1.056 h) and P2 (1.224 h) reflected the travel time through the coastal fringe of the aquifer (Erskine, 1991). The values were calculated directly from the comparison of the datasets as delays between two different periodic signals, regardless of each tidal constituent. However, the easiest way to calculate the delay between two signals is to compare the most remarkable oscillations in the signals, which in this case are the semidiurnal constituents.

The P1 and P2 time series show the main tidal oscillations (attenuated) and the non-tidal oscillations, the latter of which may be related to the principal inland groundwater changes (rainfall recharge, differential river recharge, irrigation return or nearby pumping activity). Those processes can cause non-periodic groundwater level changes, which turn the signal into a complex sum of different non-stationary components and hinder its evaluation. However, the tidal perturbations in the groundwater head measurements could still be determined, even when the tidal influence was rather small and the non-tidal changes presented a high magnitude.

The groundwater time series showed tidal constituents that included the semidiurnal and diurnal frequencies and the moon fortnightly and moon-solar fortnightly constituents (spring and neap tides) in one month; both are visible in Fig. 3. The main constituents are the semidiurnal and diurnal ones, and the fortnightly tide is less than 0.56% of the total mean amplitude (0.003 m of 0.54 m). Those frequencies were previously known to be part of the astronomical tide. The fitted tidal portion within the ground-

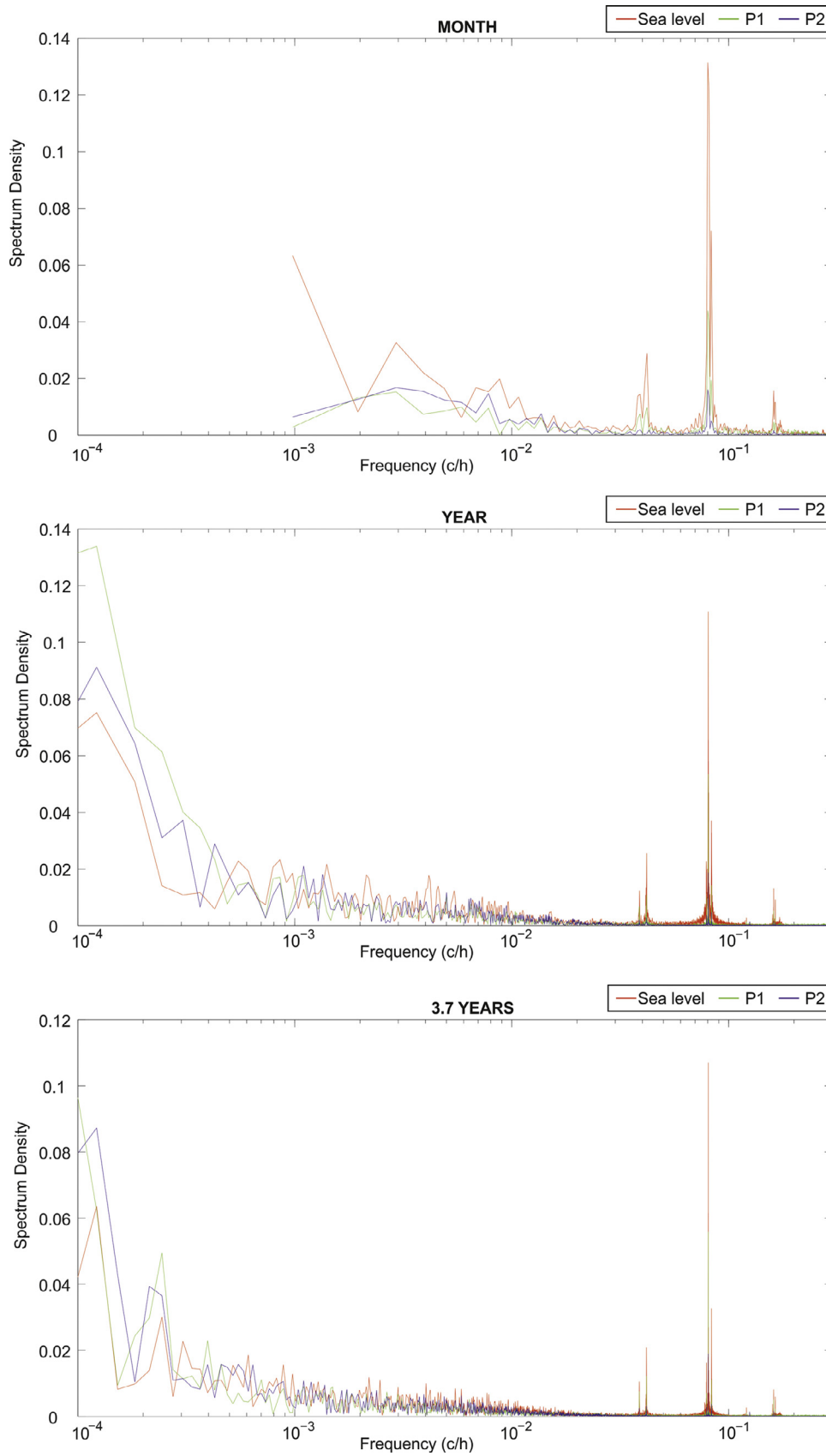


Fig. 2. Density spectra (energy versus frequency) for one month (A), a year (B), and 3.7 years (C) of the sea level and groundwater heads at P1 and P2. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

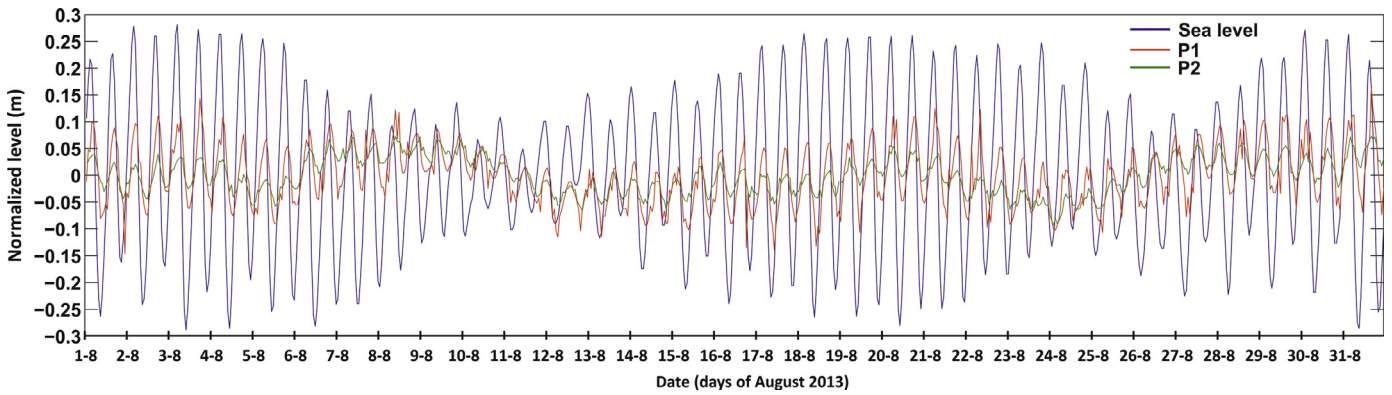


Fig. 3. Sea level (blue line), groundwater head at P1 (red line), and at P2 (green line) for one month (August 2013). The principal astronomical tidal oscillations (diurnal, semidiurnal, and fortnightly periods) and the differences in amplitude due to the depth of monitoring can be readily recognized. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

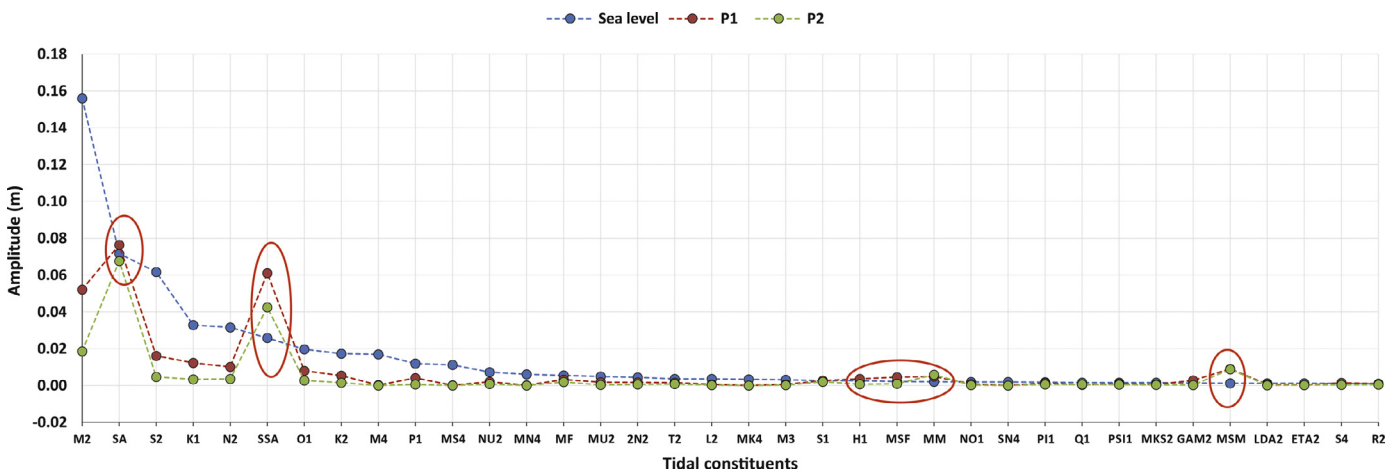


Fig. 4. Fitted amplitude of each tidal constituent in 3.7 years at P1 (A) and P2 (B), together with fitted tidal constituents (in the order of the PE values for the sea level). The lower frequencies in each case show higher errors in fitting, such as the SA, SSA, MSM and MM constituents (red circles). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

water head can be attributed to non-tidal forces. It is assumed that the hydrodynamic tidal component (the non-astronomical forces of the tide) is negligible, and so is its effect on the groundwater head at 300 m from the coastline, where these high-frequency sea level fluctuations are already filtered, as noted by Kacimov and Abdalla, (2010). Therefore, all the tidal constituents fitted in the groundwater time series were considered to be caused by the astronomical tide, and the residual part must be the filtered groundwater head. This assumption also includes the perturbations associated with the non-linear variations, which may be considerable in groundwater head measurements close to coasts (Teo et al., 2003), but the tide is presumed to be strongly filtered and modulated 300 m from the shoreline (by the aquifer in this case). Furthermore, over-height effects associated with tidal forces may occur in this coastal situation (Nielsen, 1990; Wu, 2009). Additional comments regarding these questions can be found in the Discussion.

4.1. Fitting and filtering of the tidal portion using the HA-based method

The main astronomical tidal constituents (semidiurnal, diurnal, and fortnightly periods) can be readily recognized. For each constituent, both the PE and SNR parameters were adjusted and used in the automatic selection of the constituents. The amplitudes (A), phase angles (g), and the 95% confidence intervals of both (A_{ci}

and Ph_{ci}) also were calculated and are shown in Table 1A (for tide), B (for P1), and C (for P2).

The tidal constituents of the sea gauge fitted for the complete available time series, one year and one month are shown in Table 1A. Those constituents accounted for approximately 97% of the total energy of the tide records in all cases (time series lengths), and the same constituents were evaluated in both the P1 and P2 head records (Table 1B and C, respectively), but the total justified energy was lower because, in addition to the tidal influence, there was more non-tidal energy.

The HA method provided fits of the tidal variance with all the detected constituents (PTV_{allc} in Table 1A, B, and C) for the tide records of 77.7%, 76.5%, and 96.8% (for the 3.7 year, one year, and one month durations, respectively). The values in P1 decreased to 13.6%, 23%, and 86.5%, and in P2 they varied from 14.9%, 20%, and 47.7%, respectively. This variability suggests that the analysis of the number of detected constituents was heavily influenced by the lengths of the time series (both for the tide and piezometers, depending on the time series considered).

The number of frequencies that can be fitted are directly determined by the length of the time series, since a length at least two times the period of the lowest detectable frequency is necessary. Furthermore, the proper detection of a specific tidal constituent (close to a specific frequency) depends on the number of times that it appears in the analysed signal, and the higher fre-

Table 1
(A–B–C). Diagnostic results obtained by the HA method (**U_TIDE**) for 3.7 years, one year, and one month at sea level (A), the P1 head (B), and the P2 head (C). All the values are the detected principal tidal components (with **A ≥ 0.001**). **NAME**: Darwin Nomenclature; **PE**: Percent Energy (%); **SNR**: Signal to Noise Ratio; **A**: Amplitude (m); **A_ci**: 95% confident interval for the amplitude; **Ph**: Greenwich phase lag (°); **Ph_ci**: 95% confidence interval for the Greenwich phase lag.

Sea tide results for 3.7 years							Sea tide results for 1 year							Sea tide results for 1 month						
NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci
M2	0.6494	890,000	0.1560	0.0003	48.1	0.129	M2	0.7038	260,000	0.1550	0.0006	47.8	0.259	M2	0.7763	14,000	0.1660	0.0028	175	1.05
SA	0.1362	1300	0.0716	0.0039	249	2.54	S2	0.1132	31,000	0.0620	0.0007	73.5	0.584	S2	0.1452	2000	0.0718	0.0031	110	2.34
S2	0.1012	130,000	0.0617	0.0003	73.7	0.365	SSA	0.0683	91	0.0482	0.0099	15.8	9.78	K1	0.0262	1900	0.0305	0.0014	185	2.71
K1	0.0288	68,000	0.0329	0.0002	153	0.468	K1	0.031	27,000	0.0324	0.0004	155	0.689	N2	0.0227	480	0.0284	0.0026	71	5.57
N2	0.0266	28,000	0.0316	0.0004	31.4	0.576	N2	0.0305	11,000	0.0322	0.0006	30.4	1.35	O1	0.0116	770	0.0203	0.0014	240	3.71
SSA	0.0177	150	0.0258	0.0041	62.7	7.76	O1	0.0106	8400	0.0190	0.0004	121	1.1	M4	0.0075	260	0.0163	0.0020	62.3	6.79
O1	0.0103	22,000	0.0197	0.0003	121	0.891	K2	0.0097	3000	0.0181	0.0007	65.7	2.2	MS4	0.006	240	0.0146	0.0019	35.8	6.84
K2	0.008	9900	0.0173	0.0003	68.9	1.04	M4	0.0082	5500	0.0167	0.0004	162	1.4	MSF	0.0023	5.8	0.0091	0.0074	247	53.6
M4	0.0076	29,000	0.0169	0.0002	161	0.737	MM	0.0051	9	0.0131	0.0086	161	44.3	MN4	0.0009	34	0.0056	0.0019	290	18.3
P1	0.0038	8600	0.0119	0.0003	150	1.13	P1	0.0049	3600	0.0129	0.0004	147	1.78	ETA2	0.0004	7.5	0.0037	0.0026	5.65	93.8
MS4	0.0033	18,000	0.0112	0.0002	225	1.05	MS4	0.0041	3300	0.0118	0.0004	226	2.09	M3	0.0002	22	0.0028	0.0012	208	25.4
NU2	0.0014	1600	0.0072	0.0004	32.4	2.63	MF	0.0038	6	0.0114	0.0091	188	47.8	OO1	0.0002	8.6	0.0025	0.0016	335	33.4
MN4	0.001	4600	0.0061	0.0002	119	1.76	NU2	0.0013	300	0.0066	0.0007	45.1	5.73	MO3	0.0002	18	0.0024	0.0011	230	26.6
MF	0.0008	6.8	0.0055	0.0041	144	43.9	MN4	0.0009	650	0.0056	0.0004	121	3.73	S4	0.0001	3.1	0.0016	0.0018	18	95.9
MU2	0.0006	720	0.0049	0.0004	3.99	4.23	2N2	0.0005	170	0.0041	0.0006	30.1	8.72	UPS1	0.0001	5.1	0.0015	0.0013	332	60.4
2N2	0.0005	700	0.0044	0.0003	11.3	4.45	MU2	0.0005	140	0.0040	0.0006	12.4	8.6	NO1	0.0001	4	0.0014	0.0013	39.4	68.2
T2	0.0004	440	0.0037	0.0003	79.8	5.86	L2	0.0004	120	0.0038	0.0007	70.9	9.22	2Q1	0	2.5	0.0011	0.0013	246	76.7
L2	0.0003	560	0.0036	0.0003	61.5	5.32	MK4	0.0004	460	0.0037	0.0003	225	6.12	Q1	0	2.4	0.0010	0.0013	341	157
MK4	0.0003	1600	0.0033	0.0002	224	3.17	MSM	0.0004	1.3	0.0036	0.0063	164	145	MK3	0	1.8	0.0008	0.0011	283	87
M3	0.0003	2100	0.0032	0.0001	179	2.57	MSF	0.0003	0.9	0.0030	0.0061	188	175	J1	0	1.5	0.0008	0.0012	117	106
S1	0.0002	550	0.0027	0.0002	318	5.48	M3	0.0003	320	0.0029	0.0003	180	5.28	3MK7	0	5.4	0.0007	0.0006	253	43.9
H1	0.0002	250	0.0027	0.0003	261	8.39	ETA2	0.0002	57	0.0027	0.0007	102	14.4	M6	0	14	0.0007	0.0004	311	33.2
MSF	0.0001	1.4	0.0022	0.0036	89	98.8	OO1	0.0002	130	0.0027	0.0005	209	9.2	2SK5	0	3.6	0.0006	0.0006	165	61.8
MM	0.0001	1.9	0.0020	0.0029	333	190	NO1	0.0002	130	0.0026	0.0004	139	10.1	SK3	0	1.2	0.0005	0.0009	182	130
NO1	0.0001	190	0.0019	0.0003	119	8.32	Q1	0.0002	230	0.0025	0.0003	147	9.99	2MK5	0	1.9	0.0004	0.0005	112	87.4
SN4	0.0001	420	0.0019	0.0002	181	5.19	MKS2	0.0002	54	0.0024	0.0006	328	18	M8	0	6.8	0.0003	0.0003	33.2	44.1
PI1	0.0001	220	0.0019	0.0002	133	7.71	THE1	0.0001	110	0.0022	0.0004	172	10.9	2MS6	0	3.8	0.0003	0.0003	80.3	62
Q1	0.0001	98	0.0016	0.0003	129	7.25	LDA2	0.0001	44	0.0021	0.0006	51.7	18.8	2SM6	0	2.4	0.0003	0.0003	277	87.8
PSI1	0.0001	130	0.0016	0.0003	282	9.16	J1	0.0001	78	0.0018	0.0004	162	12.5	2MN6	0	1.8	0.0002	0.0002	154	117
MKS2	0.0001	70	0.0015	0.0004	21.9	10.9	SN4	0.0001	79	0.0017	0.0004	185	13.9				Total A			
GAM2	0.0001	63	0.0014	0.0003	357	22	MO3	0.0001	120	0.0014	0.0003	285	13.3				A > 0.001			
MSM	0	0.7	0.0013	0.0030	72.4	196	SO1	0.0001	36	0.0014	0.0005	19.1	19.5				% A > 0.001			
LDA2	0	57	0.0013	0.0003	94.7	14.4	2Q1	0	30	0.0012	0.0004	159	18.7							
ETA2	0	53	0.0012	0.0003	82.5	16.9	BET1	0	33	0.0011	0.0004	309	21	Rmin = 1.00	MinSNR = 1.00	(* SNR >= MinSNR)				
S4	0	150	0.0012	0.0002	98.4	8.99	S4	0	33	0.0011	0.0004	95.9	18.8	K = 4.35	SNRallc = 4.49e + 05					
R2	0	35	0.0010	0.0003	117	18.5	RHO1	0	25	0.0010	0.0004	344	27.9	TVallc = 0.0192	TVsnrc = 0.0192	TVraw = 0.0198				
H2	0	38	0.0009	0.0003	266	20.9	SIG1	0	18	0.0010	0.0004	110	25.3	PTVallc = 96.8%	PTVsnrc = 96.8%					

(continued on next page)

Table 1
(Continued)

Sea tide results for 3.7 years								Sea tide results for 1 year								Sea tide results for 1 month							
NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci		NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci		
2Q1	0	57	0.0009	0.0002	184	16.5		MSN2	0	7.6	0.0009	0.0007	267	35.5									
PHI1	0	61	0.0009	0.0002	184	15.4		EPS2	0	7.4	0.0009	0.0006	319	45.2									
EPS2	0	29	0.0009	0.0003	331	22.8		SK3	0	42	0.0009	0.0003	103	18.2									
SK4	0	89	0.0009	0.0002	89.5	12.3		MK3	0	35	0.0008	0.0003	247	22.2									
SK3	0	120	0.0008	0.0001	104	10.9		PHI1	0	12	0.0008	0.0004	219	33.6									
J1	0	28	0.0008	0.0003	174	18.5		CHI1	0	14	0.0007	0.0004	287	31.5									
THE1	0	28	0.0007	0.0003	150	18.9		UPS1	0	8.3	0.0006	0.0004	169	35.2									
MSN2	0	13	0.0007	0.0004	293	27.6		OQ2	0	3.6	0.0006	0.0006	322	79									
MO3	0	79	0.0007	0.0001	277	11.1		TAU1	0	6.3	0.0005	0.0004	80.4	43									
OO1	0	22	0.0006	0.0003	164	24.9		SK4	0	6.3	0.0005	0.0004	85.9	41.2									
SIG1	0	22	0.0006	0.0002	313	26.4		MSK6	0	45	0.0003	0.0001	276	16.5									
OQ2	0	11	0.0006	0.0003	1.76	64.6		2SK5	0	22	0.0003	0.0001	11.2	24.7									
BET1	0	21	0.0006	0.0002	46.2	23.9		2MS6	0	29	0.0003	0.0001	359	49.4									
SO3	0	38	0.0004	0.0001	238	22.3		SO3	0	3	0.0003	0.0003	350	157									
MK3	0	24	0.0004	0.0001	192	24.6		3MK7	0	9.9	0.0002	0.0001	91.3	36.9									
TAU1	0	4.7	0.0003	0.0002	328	47.6		ALP1	0	1.4	0.0002	0.0003	232	128									
2MK5	0	66	0.0003	0.0001	163	11.2		2SM6	0	17	0.0002	0.0001	351	28									
UPS1	0	3.6	0.0002	0.0002	79.6	70		2MK5	0	7.9	0.0001	0.0001	227	50									
M6	0	57	0.0002	0.0001	293	13.2		M6	0	5.8	0.0001	0.0001	352	59.3									
2SK5	0	39	0.0002	0.0001	18.3	19.8		2MK6	0	7.1	0.0001	0.0001	218	46									
MSK6	0	68	0.0002	0.0000	18.9	15.3		2MN6	0	3	0.0001	0.0001	42.8	59.7									
2MN6	0	42	0.0002	0.0000	250	16.4		M8	0	2.9	0.0000	0.0000	307	72.1									
CHI1	0	43	0.0002	0.0002	165	98.3																	
2MS6	0	2.2	0.0002	0.0000	7.16	20.9																	
ALP1	0	2.1	0.0001	0.0002	117	92.1																	
2SM6	0	31	0.0001	0.0000	346	22.1																	
RHO1	0	1.3	0.0001	0.0002	41.6	181		Rmin=1.00	MinSNR=1.00	(* SNR >= MinSNR)													
2MK6	0	12	0.0001	0.0001	33.5	31.5		K=2.26	SNRallc=7.11e+05														
3MK7	0	5.9	0.0001	0.0001	191	57		TVallc=0.0174	TVsnrc=0.017	TVraw=0.023													
SO1	0	0.37	0.0001	0.0002	322	193		PTVallc=76.5%	PTVsnrc=76.5%														
M8	0	2.6	0.0000	0.0000	176	58.2																	
		Total A	0.539																				
		A > 0.001	0.526																				
		% A > 0.001	97.46																				
		(* SNR >= MinSNR)																					
Rmin=1.00	MinSNR=1.00																						
K=1.80	SNRallc=2.95e+06																						
TVallc=0.0190	TVsnrc=0.0190	TVraw=0.0244																					
PTVallc=77.7%	PTVsnrc=77.7%																						

(continued on next page)

Table 1
(Continued)

P1 results for 3.7 years							P1 results for 1 year							P1 results for 1 month						
NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci
SA	0.4459	1000	0.0764	0.0047	59.7	3	SSA	0.4643	54	0.0570	0.0152	111	13.8	M2	0.7218	4300	0.0511	0.0015	126	1.9
SSA	0.2842	1100	0.0610	0.0037	149	3.76	M2	0.3888	160,000	0.0522	0.0003	70.2	0.303	S2	0.0931	390	0.0184	0.0018	150	4.96
M2	0.2071	70,000	0.0521	0.0004	114	0.484	S2	0.0357	10,000	0.0158	0.0003	74.8	0.963	MSF	0.0719	21	0.0161	0.0068	250	21.5
S2	0.0199	5400	0.0161	0.0004	123	1.36	MSM	0.0295	3.3	0.0144	0.0155	127	63	K1	0.0323	890	0.0108	0.0007	206	3.75
K1	0.0115	15,000	0.0123	0.0002	189	1.11	K1	0.0219	5300	0.0124	0.0003	165	1.71	N2	0.0264	85	0.0098	0.0021	104	10.3
N2	0.0079	2300	0.0101	0.0004	98.7	2.47	MM	0.0186	2.7	0.0114	0.0136	162	70.4	O1	0.0235	540	0.0092	0.0008	158	4.26
MSM	0.0064	19	0.0091	0.0041	277	24.6	N2	0.0141	5700	0.0099	0.0003	53.3	1.62	M4	0.0064	76	0.0048	0.0011	313	13.1
O1	0.005	7400	0.0081	0.0002	163	1.38	O1	0.011	2300	0.0088	0.0004	140	2.59	MS4	0.0059	74	0.0046	0.0011	10.7	13.8
K2	0.0022	490	0.0054	0.0005	133	4.55	K2	0.0046	1800	0.0057	0.0003	79.7	2.78	OO1	0.0056	150	0.0045	0.0007	162	10.4
MM	0.0019	6.9	0.0050	0.0037	159	46.8	MF	0.0034	0.53	0.0049	0.0131	43.4	250	2Q1	0.002	42	0.0027	0.0008	254	13.9
MSF	0.0016	6.7	0.0046	0.0035	204	54.4	P1	0.0021	500	0.0038	0.0003	160	5.61	NO1	0.0018	64	0.0025	0.0006	243	19
P1	0.0013	1200	0.0041	0.0002	188	2.74	MSF	0.0016	0.33	0.0034	0.0114	321	291	MO3	0.0012	25	0.0021	0.0008	172	20.9
H1	0.001	280	0.0036	0.0004	303	6.42	NU2	0.0007	250	0.0022	0.0003	53.5	5.98	J1	0.0011	26	0.0020	0.0008	336	18.7
MF	0.0008	3.7	0.0033	0.0034	62.1	82.5	UPS1	0.0005	95	0.0018	0.0004	184	11.6	SK3	0.0009	27	0.0018	0.0007	218	23.9
GAM2	0.0006	160	0.0028	0.0004	73	9.34	2N2	0.0003	140	0.0016	0.0003	34.2	9.77	MN4	0.0009	9.4	0.0018	0.0012	266	33.1
S1	0.0005	570	0.0026	0.0002	236	3.9	THE1	0.0003	58	0.0016	0.0004	146	14.1	ETA2	0.0009	4.4	0.0018	0.0017	25.6	59.3
H2	0.0003	94	0.0021	0.0004	287	10.4	S4	0.0003	1300	0.0015	0.0001	212	3.15	MK3	0.0008	20	0.0018	0.0008	323	23.5
NU2	0.0003	85	0.0021	0.0004	118	11.9	MU2	0.0003	130	0.0015	0.0003	25.4	10.5	M3	0.0008	19	0.0017	0.0008	273	25.6
MU2	0.0003	72	0.0019	0.0004	73.2	13	CHI1	0.0003	53	0.0014	0.0004	5.42	17.8	Q1	0.0005	17	0.0014	0.0007	140	30.4
2N2	0.0002	59	0.0017	0.0004	79.6	15.4	SK3	0.0003	140	0.0013	0.0002	112	8.11	2MS6	0.0005	24	0.0013	0.0005	175	24.7
T2	0.0002	47	0.0015	0.0004	143	15.4	Q1	0.0002	45	0.0012	0.0004	195	18.5	2MK5	0.0005	7	0.0013	0.0010	23.1	41.3
S4	0.0002	7700	0.0015	0.0000	158	1.23	J1	0.0002	24	0.0011	0.0004	162	19	2SK5	0.0005	7.6	0.0013	0.0009	256	37.4
PI1	0.0001	160	0.0013	0.0002	139	10	SO1	0.0002	26	0.0010	0.0004	65.4	19.1	2MN6	0.0003	13	0.0011	0.0006	359	91.6
R2	0.0001	21	0.0009	0.0004	158	25.6	L2	0.0001	47	0.0009	0.0003	90.8	16.8	2SM6	0.0002	11	0.0009	0.0005	315	37
PS11	0.0001	86	0.0009	0.0002	258	12.5	NO1	0.0001	25	0.0008	0.0003	142	20.8	UPS1	0.0002	6.6	0.0009	0.0007	213	38.4
NO1	0.0001	64	0.0009	0.0002	146	15.5	2Q1	0.0001	22	0.0008	0.0003	237	25.3	S4	0.0001	1.5	0.0006	0.0010	122	116
UPS1	0.0001	69	0.0008	0.0002	273	13.9	BET1	0.0001	22	0.0008	0.0003	4.14	56.1	M6	0	2.4	0.0004	0.0004	130	101
OO1	0	55	0.0008	0.0002	177	15.9	TAU1	0.0001	16	0.0007	0.0004	217	24.1	3MK7	0	2.2	0.0002	0.0003	325	148
LDA2	0	9.9	0.0007	0.0004	120	33.4	PHI1	0.0001	11	0.0006	0.0004	158	27.7	M8	0	13	0.0002	0.0001	216	33.4
MKS2	0	8.2	0.0006	0.0004	215	40.9	ALP1	0	11	0.0006	0.0003	237	35.9				Total A			0.157
2Q1	0	38	0.0006	0.0002	329	19.7	SIG1	0	12	0.0006	0.0003	253	32.2				A > 0.001			0.154
L2	0	6.3	0.0006	0.0005	139	40.7	ETA2	0	17	0.0006	0.0003	52.6	25.2				% A > 0.001			98.01
M3	0	150	0.0006	0.0001	274	9	MK3	0	23	0.0005	0.0002	245	21.8							
J1	0	29	0.0006	0.0002	218	19.3	M3	0	22	0.0004	0.0002	221	25.6							
SIG1	0	26	0.0005	0.0002	288	23.5	SO3	0	12	0.0004	0.0002	68.7	35.6							
PHI1	0	28	0.0005	0.0002	226	22.6	OO1	0	3.7	0.0003	0.0004	188	58							
SO1	0	26	0.0005	0.0002	127	20.1	LDA2	0	5.4	0.0003	0.0003	49.4	45.8							

Rmin = 1.00 MinSNR = 1.00 (* SNR >= MinSNR)
 K = 4.35 SNRallc = 4.40e + 03
 TVallc = 0.00179 TVsnrc = 0.00179 TVvraw = 0.00207
PTVallc = 86.5% **PTVsnrc = 86.5%**

(continued on next page)

Table 1 (continued)

P1 results for 3.7 years								P1 results for 1 year								P1 results for 1 month							
NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci		NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci		
EPS2	0	5	0.0005	0.0004	135	57.4		MO3	0	12	0.0003	0.0002	283	33.2									
TAU1	0	14	0.0004	0.0002	355	71.1		EPS2	0	4	0.0003	0.0003	3.73	220									
BET1	0	14	0.0004	0.0002	61.6	29.8		MN4	0	10	0.0002	0.0001	151	32.8									
SK3	0	51	0.0004	0.0001	82.5	12.8		M4	0	7.5	0.0001	0.0001	163	35									
Q1	0	17	0.0004	0.0002	177	30.8		MK4	0	12	0.0001	0.0001	340	40.2									
OQ2	0	3.5	0.0003	0.0004	188	69.9		MSN2	0	1.5	0.0001	0.0002	80	153									
RHO1	0	7.2	0.0003	0.0002	133	36.7		MKS2	0	0.88	0.0001	0.0002	231	104									
ETA2	0	1.9	0.0003	0.0004	72.4	76.4		SN4	0	4.2	0.0001	0.0001	228	62.2									
ALP1	0	6.4	0.0003	0.0002	290	41.5		OQ2	0	0.8	0.0001	0.0002	287	170									
MSN2	0	2	0.0002	0.0003	165	110		RHO1	0	0.31	0.0001	0.0002	26.3	281									
M4	0	160	0.0002	0.0000	270	7.83		2MK6	0	340	0.0001	0.0000	296	5.51									
SO3	0	9.4	0.0001	0.0001	68.2	42.1		2MK5	0	120	0.0000	0.0000	81.8	9.41									
CHI1	0	2.4	0.0001	0.0002	15.7	228		MSK6	0	270	0.0000	0.0000	349	8.5									
MS4	0	38	0.0001	0.0000	312	14.6		SK4	0	1.5	0.0000	0.0001	143	118									
THE1	0	1.8	0.0001	0.0002	167	95.2		2MS6	0	140	0.0000	0.0000	49.8	9.5									
MN4	0	43	0.0001	0.0000	245	20		2SM6	0	160	0.0000	0.0000	98.7	8.93									
MK4	0	23	0.0001	0.0000	317	25.7		MS4	0	1.3	0.0000	0.0001	40.8	163									
SN4	0	9.5	0.0001	0.0000	242	41.3		2MN6	0	100	0.0000	0.0000	72.4	10.8									
MO3	0	1.5	0.0000	0.0001	163	123		2SK5	0	39	0.0000	0.0000	227	17.7									
MK3	0	1.3	0.0000	0.0001	91.6	138		M6	0	43	0.0000	0.0000	331	18.3									
2SK5	0	190	0.0000	0.0000	0.878	23.5		3MK7	0	140	0.0000	0.0000	2.43	12.2									
MSK6	0	220	0.0000	0.0000	346	7.81		M8	0	16	0.0000	0.0000	182	32.7									
SK4	0	2.4	0.0000	0.0000	70.4	96.9					Total A	0.226											
2MN6	0	100	0.0000	0.0000	6.18	13.9					A > 0.001	0.216											
2MS6	0	61	0.0000	0.0000	122	17.2					% A > 0.001	95.43											
3MK7	0	660	0.0000	0.0000	266	5.96					Total A	0.226											
2MK6	0	28	0.0000	0.0000	209	19.2																	
M8	0	32	0.0000	0.0000	170	20.9		Rmin = 1.00	MinSNR = 1.00	(* SNR >= MinSNR)													
M6	0	27	0.0000	0.0000	350	29.7		K = 2.26	SNRallc = 3.13e + 03														
2MK5	0	19	0.0000	0.0000	30.4	24.7		TVallc = 0.00353	TVsnrc = 0.00351	TVraw = 0.0155													
2SM6	0	2.6	0.0000	0.0000	267	79.3		PTVallc = 22.8%	PTVsnrc = 22.7%														
		Total A	0.303																				
		A > 0.001	0.289																				
		% A > 0.001	95.31																				
		(* SNR >= MinSNR)																					
Rmin = 1.00	MinSNR = 1.00																						
K = 1.80	SNRallc = 5.52e + 03																						
TVallc = 0.00612	TVsnrc = 0.00612	TVraw = 0.0450																					
PTVallc = 13.6%	PTVsnrc = 13.6%																						

(continued on next page)

Table 1

(Continued).

P2 results for 3.7 years							P2 results for 1 year							P2 results for 1 month							
NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	
SA	0.6619	1100	0.0676	0.0040	46.5	3.64	SSA	0.7939	77	0.0465	0.0104	119	12.4	M2	0.4535	4600	0.0183	0.0005	123	1.7	
SSA	0.2612	310	0.0425	0.0047	142	6.12	M2	0.1211	120,000	0.0182	0.0001	68.2	0.411	MSF	0.4503	27	0.0182	0.0069	272	24.8	
M2	0.05	35,000	0.0186	0.0002	113	0.518	MSM	0.0298	4.5	0.0090	0.0083	173	74.5	S2	0.0342	330	0.0050	0.0005	93.2	5.83	
MSM	0.0113	16	0.0089	0.0044	215	27.9	MF	0.0175	2.3	0.0069	0.0090	21	140	N2	0.0182	180	0.0037	0.0005	96.9	8.6	
MM	0.005	7.5	0.0059	0.0042	195	41.5	MSF	0.0085	1.5	0.0048	0.0078	296	130	OO1	0.0121	180	0.0030	0.0004	87.9	7.89	
S2	0.0032	2600	0.0047	0.0002	69.3	2.51	S2	0.0085	8200	0.0048	0.0001	16	1.31	J1	0.0093	150	0.0026	0.0004	23.1	7.7	
N2	0.0019	900	0.0036	0.0002	98.6	3.17	MM	0.0058	1.2	0.0040	0.0072	89.8	137	O1	0.0043	55	0.0018	0.0005	192	13.3	
K1	0.0016	2700	0.0034	0.0001	187	2.35	N2	0.0048	4400	0.0036	0.0001	51.4	1.8	M4	0.0034	120	0.0016	0.0003	295	10.9	
O1	0.0011	2500	0.0027	0.0001	164	2.54	K1	0.0028	610	0.0028	0.0002	164	4.59	NO1	0.0026	39	0.0014	0.0004	278	15.6	
S1	0.0006	960	0.0020	0.0001	186	3.3	O1	0.0028	590	0.0027	0.0002	147	4.65	K1	0.0026	53	0.0014	0.0004	125	15.5	
MF	0.0005	1.1	0.0019	0.0036	40.8	183	K2	0.0009	760	0.0015	0.0001	69.8	4	2Q1	0.0023	34	0.0013	0.0004	247	18.4	
K2	0.0004	220	0.0016	0.0002	130	6.42	SK3	0.0006	530	0.0013	0.0001	115	4.51	SK3	0.0019	130	0.0012	0.0002	231	12	
MSF	0.0002	0.57	0.0011	0.0027	293	206	P1	0.0006	130	0.0012	0.0002	174	9.54	ETA2	0.0017	19	0.0011	0.0005	120	27.5	
H2	0.0002	95	0.0011	0.0002	303	11.3	NO1	0.0004	71	0.0010	0.0002	118	13.1	MS4	0.001	39	0.0009	0.0003	353	25.6	
T2	0.0001	79	0.0008	0.0002	268	12.5	2N2	0.0002	150	0.0008	0.0001	33.4	10.4	2SK5	0.0007	48	0.0007	0.0002	125	13.1	
NU2	0.0001	75	0.0008	0.0002	121	13.2	2Q1	0.0002	40	0.0008	0.0002	255	16.9	MN4	0.0004	15	0.0005	0.0003	248	31.1	
H1	0.0001	70	0.0008	0.0002	64	12.7	NU2	0.0002	140	0.0007	0.0001	57.4	8.86	Q1	0.0004	7.3	0.0005	0.0004	99.7	45.4	
PI1	0.0001	100	0.0007	0.0001	108	11.7	OO1	0.0002	37	0.0007	0.0002	109	20.4	UPS1	0.0003	5.3	0.0005	0.0004	12.6	67.2	
P1	0.0001	87	0.0006	0.0001	226	10.1	UPS1	0.0001	33	0.0006	0.0002	125	17.2	2MK5	0.0002	14	0.0004	0.0002	281	21.1	
Q1	0.0001	73	0.0006	0.0001	172	11.3	BET1	0.0001	24	0.0006	0.0002	346	22.6	2MS6	0.0002	52	0.0004	0.0001	128	19.8	
2N2	0.0001	40	0.0006	0.0002	82.1	17.9	CHI1	0.0001	23	0.0006	0.0002	23.5	22.2	S4	0.0002	6.3	0.0003	0.0003	216	45.2	
SK3	0.0001	520	0.0006	0.0001	124	4.56	Q1	0.0001	29	0.0005	0.0002	205	23.5	MK3	0.0001	7.6	0.0003	0.0002	14.5	52.1	
R2	0	25	0.0005	0.0002	112	19.7	MU2	0.0001	70	0.0005	0.0001	51.5	13.1	2SM6	0	12	0.0002	0.0001	358	95.7	
2Q1	0	46	0.0005	0.0001	327	15.4	L2	0.0001	62	0.0005	0.0001	77.7	13	2MN6	0	10	0.0002	0.0001	301	36.4	
PSI1	0	52	0.0005	0.0001	215	14.5	S4	0.0001	980	0.0005	0.0000	263	3.24	MO3	0	1.9	0.0001	0.0002	12.6	202	
MU2	0	23	0.0005	0.0002	55.9	24	MKS2	0.0001	67	0.0005	0.0001	8.13	14.7	3MK7	0	6.7	0.0001	0.0001	241	54.6	
S4	0	2700	0.0004	0.0000	215	2.19	TAU1	0.0001	18	0.0004	0.0002	218	32.8	M6	0	3.2	0.0001	0.0001	324	103	
MKS2	0	14	0.0004	0.0002	230	27.4	THE1	0.0001	13	0.0004	0.0002	154	34.7	M3	0	0.81	0.0001	0.0002	27.2	231	
M3	0	120	0.0003	0.0001	280	10.3	EPS2	0.0001	69	0.0004	0.0001	63.9	17.8	M8	0	9.3	0.0000	0.0000	247	44.4	
GAM2	0	10	0.0003	0.0002	214	35.6	MSN2	0	47	0.0004	0.0001	105	14.6	Total A			0.066				
ETA2	0	9.5	0.0003	0.0002	41	40.6	RHO1	0	6.1	0.0003	0.0003	41	40.2	A>0.001			0.061				
OO1	0	17	0.0003	0.0001	55.6	29.4	SIG1	0	12	0.0003	0.0002	181	35	% A>0.001			91.84				
J1	0	19	0.0003	0.0001	202	28.6	J1	0	9.5	0.0003	0.0002	130	38.1	Total A			0.066				
NO1	0	20	0.0003	0.0001	192	29.4	SO1	0	5.7	0.0003	0.0003	75.7	40	Rmin= 1.00	MinSNR= 1.00		(* SNR >= MinSNR)				
L2	0	6.5	0.0002	0.0002	150	39.4	PHI1	0	8.2	0.0003	0.0002	115	44.9	K= 4.35	SNRallc= 804						
UPS1	0	14	0.0002	0.0001	267	34.9	M3	0	27	0.0003	0.0001	184	20.9	TVallc= 0.000372	TVsnrc= 0.000372	TVraw= 0.000779					
LDA2	0	5.4	0.0002	0.0002	74.8	49	ALP1	0	3.3	0.0002	0.0002	220	60.7	PTVallc= 47.7%	PTVsnrc= 47.7%						

(continued on next page)

Table 1 (continued)

P2 results for 3.7 years				P2 results for 1 year				P2 results for 1 month															
NAME	PE	SNR		A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR		A	A_ci	Ph	Ph_ci	NAME	PE	SNR	A	A_ci	Ph	Ph_ci	
THE1	0	9		0.0002	0.0001	240	40.7	MO3	0	13		0.0002	0.0001	310	31.7								
SO1	0	7.4		0.0002	0.0001	66.2	41.9	MK3	0	8.6		0.0002	0.0001	180	37.9								
MO3	0	48		0.0002	0.0001	47.5	16.4	OQ2	0	5		0.0001	0.0001	97.5	43.4								
SIG1	0	8.1		0.0002	0.0001	25	41.6	LDA2	0	3.9		0.0001	0.0001	82.7	57.8								
OQ2	0	3.7		0.0002	0.0002	206	61.8	MN4	0	43		0.0001	0.0000	115	15.8								
RHO1	0	5.9		0.0002	0.0001	154	38.7	SK4	0	25		0.0001	0.0000	169	20.9								
PHI1	0	5.6		0.0002	0.0001	264	46.7	ETA2	0	1.7		0.0001	0.0001	141	84.7								
SO3	0	36		0.0001	0.0000	37.5	19.1	MK4	0	17		0.0001	0.0000	310	32.7								
BET1	0	3.6		0.0001	0.0001	223	53.7	M4	0	19		0.0001	0.0000	117	30.3								
CHI1	0	3.3		0.0001	0.0001	268	75	2MK5	0	510		0.0000	0.0000	90.2	4.73								
ALP1	0	2.7		0.0001	0.0001	337	95.2	2MK6	0	790		0.0000	0.0000	268	4.69								
MSN2	0	2.1		0.0001	0.0001	70.6	117	SO3	0	1.2		0.0000	0.0001	331	225								
MK3	0	18		0.0001	0.0000	187	27.3	SN4	0	6.5		0.0000	0.0000	305	42.8								
TAU1	0	1.3		0.0001	0.0001	240	102	MS4	0	6.4		0.0000	0.0000	103	57.7								
EPS2	0	0.53		0.0001	0.0001	39.3	184	2MS6	0	280		0.0000	0.0000	61.9	6.62								
SK4	0	49		0.0001	0.0000	245	16.6	MSK6	0	240		0.0000	0.0000	323	6.1								
MS4	0	33		0.0000	0.0000	63	20.7	2MN6	0	330		0.0000	0.0000	78.9	6.42								
M4	0	12		0.0000	0.0000	280	34.1	2SM6	0	200		0.0000	0.0000	105	6.59								
SN4	0	9.9		0.0000	0.0000	156	34.9	3MK7	0	900		0.0000	0.0000	12.6	3.07								
MN4	0	4.5		0.0000	0.0000	304	46.6	M6	0	52		0.0000	0.0000	1.42	24.2								
2MK6	0	850		0.0000	0.0000	9.46	3.82	M8	0	24		0.0000	0.0000	163	19.4								
MSK6	0	850		0.0000	0.0000	191	4.64	2SK5	0	0.76		0.0000	0.0000	297	144								
2MN6	0	680		0.0000	0.0000	215	4.57			Total A		0.120											
M6	0	720		0.0000	0.0000	152	3.7			A>0.001		0.108											
2SM6	0	640		0.0000	0.0000	74.2	4.53			% A>0.001		89.98											
3MK7	0	4800		0.0000	0.0000	126	1.66																
MK4	0	2.2		0.0000	0.0000	27.8	119	Rmin = 1.00	MinSNR = 1.00	(* SNR >= MinSNR)													
2MK5	0	290		0.0000	0.0000	225	6.69	K = 4.38	SNRallc = 3.53e + 03														
2MS6	0	100		0.0000	0.0000	309	10.2	TVallc = 0.00137	TVsnrc = 0.00137														
M8	0	26		0.0000	0.0000	312	25.1	PTVallc = 20.0%	PTVsnrc = 20.0%	TVraw = 0.00687													
2SK5	0	11		0.0000	0.0000	239	31.8																
		Total A		0.179																			
		A > 0.001		0.166																			
		% A > 0.001		92.66																			
Rmin = 1.00	MinSNR = 1.00	(* SNR >= MinSNR)																					
K = 4.38	SNRallc = 1.52e + 04																						
TVallc = 0.00316	TVsnrc = 0.00316	TVraw = 0.0212																					
PTVallc = 14.9%	PTVsnrc = 14.9%																						

quencies therefore will be better fitted. This fact is due to the lack of detections of the lower frequencies in the shorter time series.

Solar annual (SA) and solar semiannual constituents (SSA) were detected as the main lowest frequencies in the 3.7 year time series for the tide, P1, and P2 monitoring. Conversely, in the one-month time series, the moon-solar fortnightly constituent (MSF) was always the lowest frequency. In the one-year time series, the SA (solar annual) constituent was not detected, and the main constituents therefore were SSA and M2 (solar semiannual and moon semidiurnal). Moreover, the constituent fitted with the highest amplitude at P1 and P2 in the longest time series (3.7 years) was SA, whereas in the tidal records, it was M2. Fig. 4 shows (for the 3.7 year record at P1 and P2) the decouplings in the fitting amplitude at the lower frequencies (mainly the SA, SSA, MM, and MSM constituents) for the tide. This finding highlights the contribution of the non-tidal sources of perturbations such as the recharge processes in the aquifer at both piezometers, and as a consequence the tidal portions of the raw signals in P1 and P2 were not the principal sources of the perturbations when the longer time series were analysed.

The heads showed differences after applying this method using time series lengths of 3.7 years, one year and one month, as shown in Fig. 5. The filtered results for 3.7 years are not shown due to their poor resolution and the difficulty in obtaining an acceptable visualization. For the one-month time series of groundwater head (graphs A-2 and B-2 in Fig. 5), the main tidal constituents (M2, S2, and MSF) were easier to fit and extract than for the longer time series, mainly because the large amount of low-frequency variability in the entire time series hindered the fitting of higher frequencies. Probably as a consequence, the fit of the tidal variance of HA (first block in Table 1A, B, and C) was smaller in the longer analysed time series. Otherwise, the low-tidal frequency data were lost in the one-month analysis due to its absence (or weak presence) in that time series. The fitted tidal part (blue lines in Fig. 5) corresponded to the astronomical extracted component of the tide from the groundwater heads at P1 and P2, and the residual part is considered to be the tide-filtered head. In P1, this tidal influence was clearly higher than in P2. The differences in the amplitude values fitted for each time series length between P1 and P2 reveal the importance of depth in the groundwater measurements, as shown by the values for constituent M2, which varied from 0.156 m in the tide to 0.0521 m in P1 and 0.0186 m in P2 (Table 1A, B and C). This reveals the larger and more rapid sea-aquifer connection at depth in the unconfined aquifer. Likewise, this responds to the change in the storage coefficient through the thickness of the aquifer close to the sea, where a change in pressure near the phreatic surface reflects the movement of higher volumes of water than in the deeper parts of the aquifer, near the bottom of the aquifer, where the storage coefficient seems to be close to the confined values (Erskine, 1991; Nielsen et al., 1997). Otherwise, the difference in the groundwater head levels between P1 and P2 may be explained by the difference in pressure as a consequence of non-hydrostatic pressure (Nielsen, 1990; Wu, 2009). In that regard, this pressure effect is not considered to have affected the tidal extraction processes using the applied methods because the filtering was based on the signal oscillations (amplitude and phase). However, the effect of non-hydrostatic pressure should be considered to determine the absolute groundwater head level at each measured point as a further analysis after the filtering process.

4.2. Fitting and filtering of tidal part with the CWT method

The main frequency bands were fitted depending on the time series length. Diurnal (D1, 24 h), semidiurnal (D2, 12 h), quarter diurnal (D4, 6 h), and occasionally eight diurnal (D8, 3 h) were fitted and extracted from the one-month time series. However, for

Table 2

Maximum relative error (Max. error) and quadratic relative error (L2 error) obtained for each time series length (one month, one year, and 3.7 years) at P1 and P2 relative to the reconstruction of the time series by applying the CWT method, taking into account all the scales defined in the analysis. The reconstructed signal is the sum of the fitted and extracted tidal component and the residual (non-tidal) component.

Relative errors: reconstructed signal by CWT				
Period	P1		P2	
	Max. error	L2 error	Max. error	L2 error
Month	2.05%	1.38%	2.31%	2.20%
Year	2.64%	2.55%	3.84%	2.70%
3.7 years	3.94%	3.08%	3.93%	2.99%

the one year and the 3.7 year time series, it was also necessary to include additional frequency bands that allowed the lower frequency tidal constituents present in the time series to be fitted and extracted. Those bands were equivalent to the fortnightly constituents (MSF and MF) and the annual and semi-annual constituents (SA and SSA).

The time-scale analysis of the data for a one-month time series (Fig. 6) shows the inverse relation between scale and the pseudo-frequency bands, where the tidal influence is remarkable. The D2 tide band was recognized in the frequency interval 0.08–0.1 (h^{-1}) (left vertical axis), and the D1 band was recognized in the frequency interval 0.1–0.15 (h^{-1}). A certain degree of overlap was also visible between D1 and D2, as mentioned by Flinchem and Jay (2000), in the complete frequency range of 0.08–0.15 (h^{-1}). That overlap produced an increase or decrease in amplitude in the semidiurnal constituents, which yield spring and neap tides, respectively. In a general sense, the main tidal bands detected for each time series length in P1 and P2 were similar (D1 and D2), but the D1 band was more clearly seen in P1. In addition, the amplitudes differed from each other, and the maximum amplitudes were lower in P1 because they were more influenced by the tide. P2 was more affected by non-tidal forces, as can be best observed in the lower frequencies (Fig. 6).

The lowest-frequency tidal band extracted from the one-month time series was the fortnightly one, which was recognized as the highest amplitudes in bands D1 and D2. In addition, frequency bands D4 and D8 appeared in the frequency fringe above 0.15 (h^{-1}). There were also occasional higher frequencies that constituted noise, especially in P1 (oscillations with periods below 2.5 h), which were also extracted. Thus, the approximate frequencies taken into account to filter the time series were defined for D1 in the range of 0.0357–0.0463 (h^{-1}), for D2 in the range of 0.0734–0.0879 (h^{-1}), and for D4 in the range of 0.1553–0.1697 (h^{-1}). These results are similar to those of Guo et al. (2015), with these bands comprising almost the entirety of the tidal frequencies in one month at both P1 and P2. For one year, the results matched in shape with the one-month results of the frequency bands present in both cases, but new, lower frequencies were detected at lower ranges between 2.5×10^{-3} and 3.2×10^{-3} (h^{-1}). These frequencies allowed the fortnightly and monthly tidal constituents to be fitted. The same process was performed with the 3.7 year time series, and in that case the annual and semi-annual tidal constituents were added to the fit (frequencies of 1.14×10^{-5} and 2.28×10^{-5} (h^{-1}), respectively). The achieved fits (original signal versus reconstructed signal) were evaluated using the maximum and quadratic relative errors, which are shown in Table 2 for each time series length at both P1 and P2; all of them were below 4% when all the defined scales were taken into account.

Fig. 7 shows the filtered groundwater heads at P1 and P2 for one year (A-1 and B-1) and one month (A-2 and B-2). The fil-

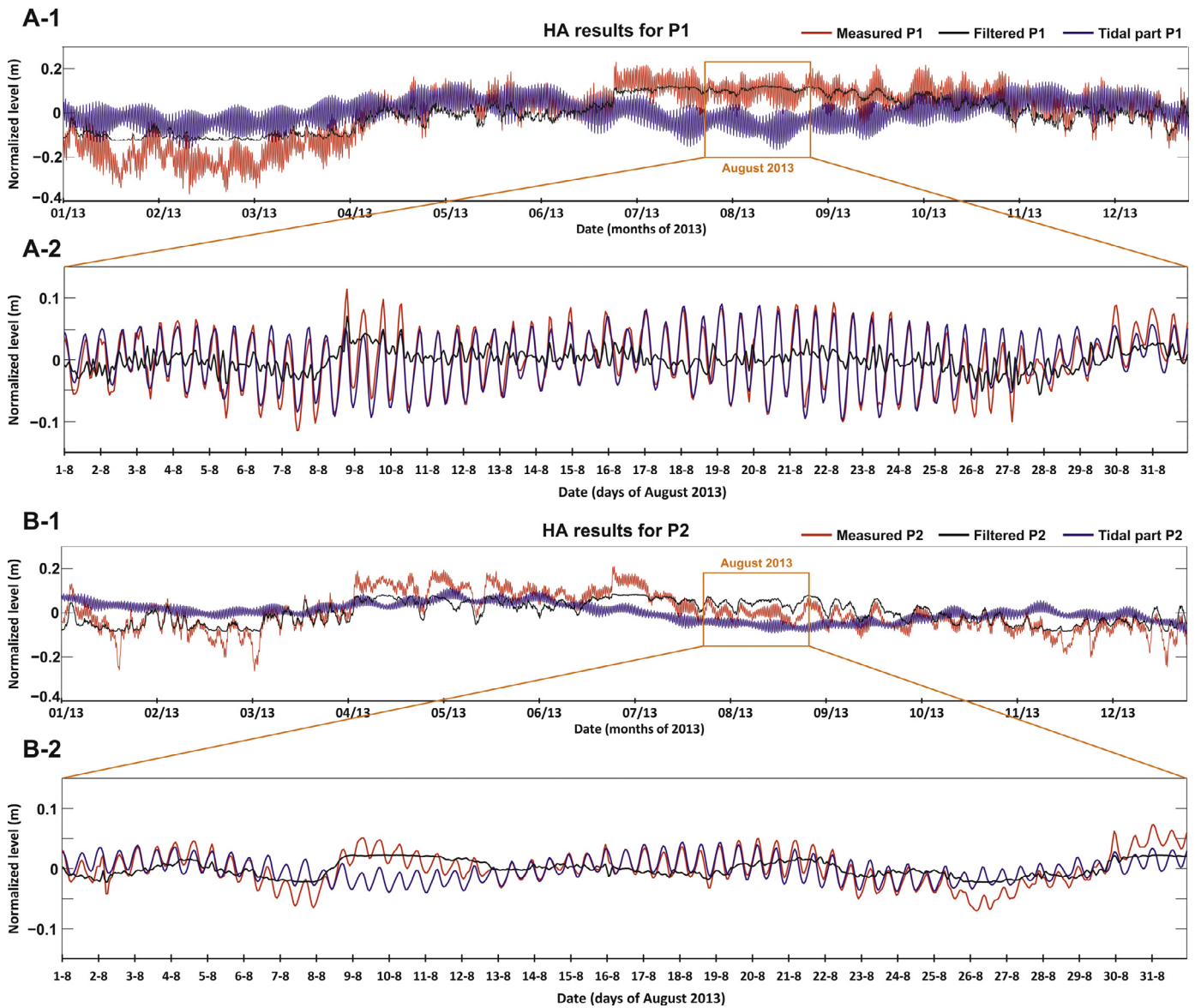


Fig. 5. One-year and one-month results of the HA method from the groundwater heads at P1 (A) and P2 (B). The one-month time series (A-2 and B-2) corresponded to August 2013, which was included in the one-year time series of 2013 (A-1 and B-1), but the method was applied in each time series independently. The measured groundwater heads (red lines) were decomposed in the fitted part due to the tidal effects (blue lines) and residual parts (black lines) at P1 and P2. The filtering was performed separately for each time series. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

tered results for 3.7 years are not shown due to the poor resolution and difficulty in obtaining an acceptable visualization. The black lines correspond to the filtered groundwater heads at P1 and P2 for both time series, whereas the blue lines are the extracted tidal components. All the frequency bands considered led to an almost complete extraction, where the tidal influences at P1 and P2 were completely extracted and the non-tidal part remained.

4.3. Evaluation of the methods

Fig. 8 shows a comparison of the filtered heads for both the P1 and P2 piezometers obtained by the HA and CWT methods for the 3.7 year, one-year and one-month time series. The comparison is centred in the one-month time series, where the three different time series are coincident in time.

The filtered head obtained by the HA method (Fig. 8A and B) showed a residual tidal oscillation for the 3.7-year time series, which corresponded in frequency to the semidiurnal and diurnal

constituents. This was more obvious in P1 than in P2, and it had a dampening effect (less remarkable) at the shorter time series. For a month, the major tidal constituents (M2, S2, and MSF) were fitted and filtered. Lower tidal frequencies such as the monthly and semi-annual tidal constituents were not present and hence not fitted and filtered in one month, which produced some differences between these and the one-year results. In the same way, the annual constituent was only filtered in the 3.7 year time series, resulting in some trending differences. In all the time series, some noise remained in the filtered heads.

Summarizing, the filtered results obtained by the CWT method (Fig. 8C and D) yielded a practically complete extraction of the tidal influences in P1 and P2, although they showed few differences between the filtered time series lengths for the lowest frequencies. Conversely, the filtered results obtained by the HA showed a lack of fit for diurnal tidal frequencies when the method is applied in the longer time series. This was verified by the comparison of the standard deviations of the residual tidal oscillations

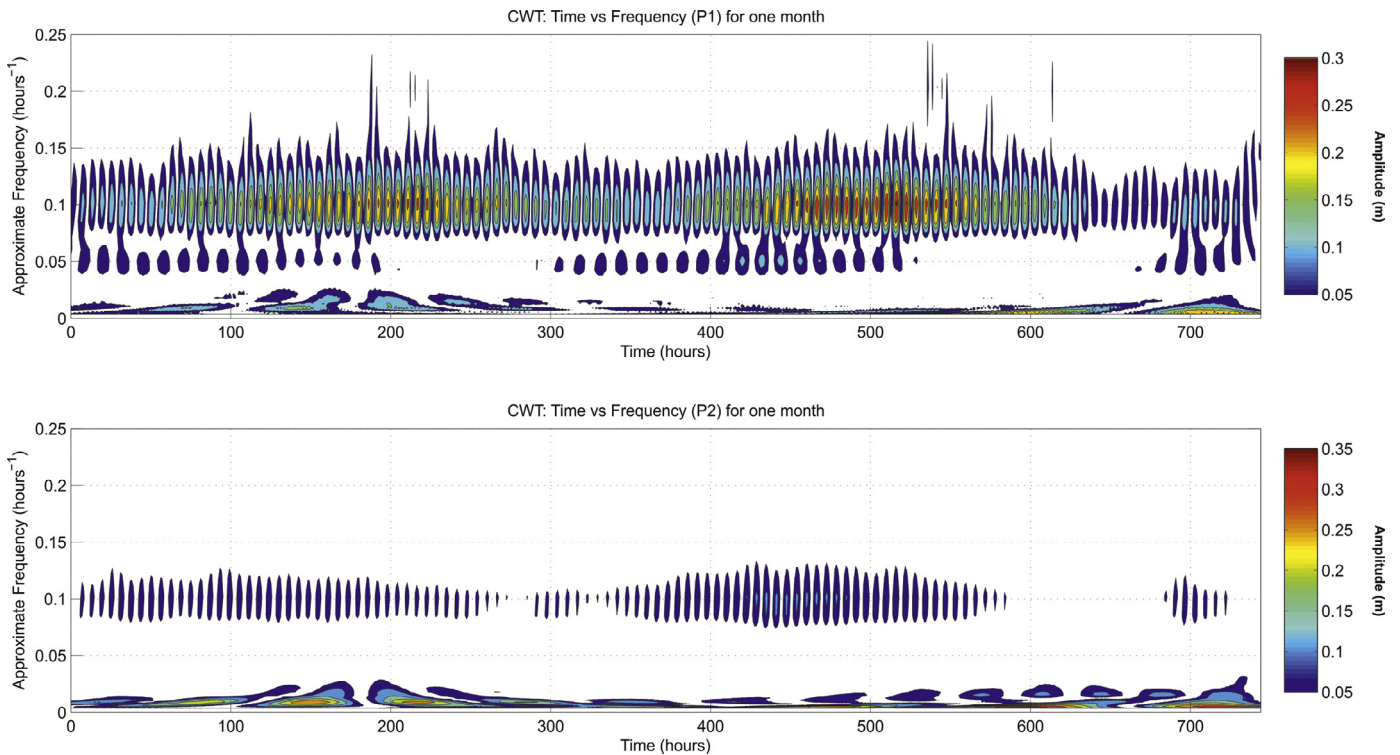


Fig. 6. Time-frequency analysis of the CWT results for P1 (A) and P2 (B) in the one-month time series. The right-hand coloured bar show the variation in amplitude (m) at each considered frequency band (inverse of scales). Note that the values of the colour bar are different for each point, and values below 0.05 m are in white. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

remaining in both methods. The standard deviation with the HA method in the longer time series (3.7 years) was 0.0201 m for P1 and 0.0108 m for P2 while with the CWT method was 0.0024 m for P1 and 0.0025 m for P2.

5. Discussion

The analysed constituents in a signal are first restricted by the number of occurrences of each constituent within the signal, which was verified with both methods. This means that a specific constituent must appear in the analysed time series at least twice its period (two complete oscillations) within the analysed record. Generally, a greater number of oscillations of a given constituent leads to a better definition of it, so that the detection and fit of higher frequencies should be better than at lower frequencies in a determined time series length. Conversely, in this case, when the analysed time series is shorter, the tidal constituents in a record were more easily detected and fitted because the high-frequency tidal portion (diurnal and lower periods) is more significant within the whole signal, and this occurs especially when the HA method is applied. Because of this, the apparent amplitudes of higher-frequency constituents may be incorrectly enhanced or reduced by the amplitudes of the lower-frequency constituents in the shorter time series, which are present but impossible to fit with filtering purposes. A proper filtering of a specific constituent also depends on its similarities with other occasional non-tidal oscillations, which could be close to it in frequency.

The HA fit results for P1 and P2 (Table 1A, B, and C) showed different values of the main tidal constituents for the 3.7 year time series for the constituents found in the tidal level. For the analysed tide, the major constituent (regarding the amplitude) was clearly the semi-diurnal (M2) constituent, whereas for P1 and P2, the major constituents were the solar annual and solar semiannual (SA and SSA) constituents. This could have been caused by the incor-

rect fitting of the low-frequency tidal oscillations in the groundwater heads, where the low frequencies of the non-tidal sources of the perturbation (e.g., the seasonal recharge oscillations) were partially or fully added to the low-frequency tidal constituents. This effect was greater in P2, where the measured groundwater head showed higher oscillations at the low frequencies than in P1, so that part of the non-tidal forces was fitted as low-frequency tidal oscillations. Therefore, the fitted constituents SA and SSA at P2 were higher than in the sea level and P1 measurements. The amplitude of the oscillation of the non-tidal component (recharge factors of the aquifer and other non-tidal sources) in P2 was higher than in P1, with the non-tidal portion being more prominent in P2 than the tidal component (its tidal influence), as noted in the HA method. By contrast, the higher tidal frequencies in P1 were more noticeable than in P2 because they were better detected and hence better fitted in the deeper parts of the aquifer.

The CWT results suggest that the adjustment in the frequency bands and the resolution between frequencies were better for the longer time series, where the tidal constituents had more oscillations to achieve a better fitting. CWT is useful to maintain the constant time-frequency relation of Eq. (28) because the filtered results of the different analysed time series lengths appeared to be similar with each other. The total fit achieved in each time series length was acceptable, considering the low error values in the comparison of the reconstructed and original time series (Table 2). In cases where the non-tidal processes were still evident in the filtered heads, the CWT method could be useful for further analysis, only considering additional filters that match all the possible detected constituents, but the nature and periodicity of those non-tidal processes must be well known (in terms of frequency and amplitude) to achieve acceptable fits.

The CWT method is a novel type of analysis for groundwater time series and offers good possibilities for development in further tidal and non-tidal studies. The correct recovery of both tidal

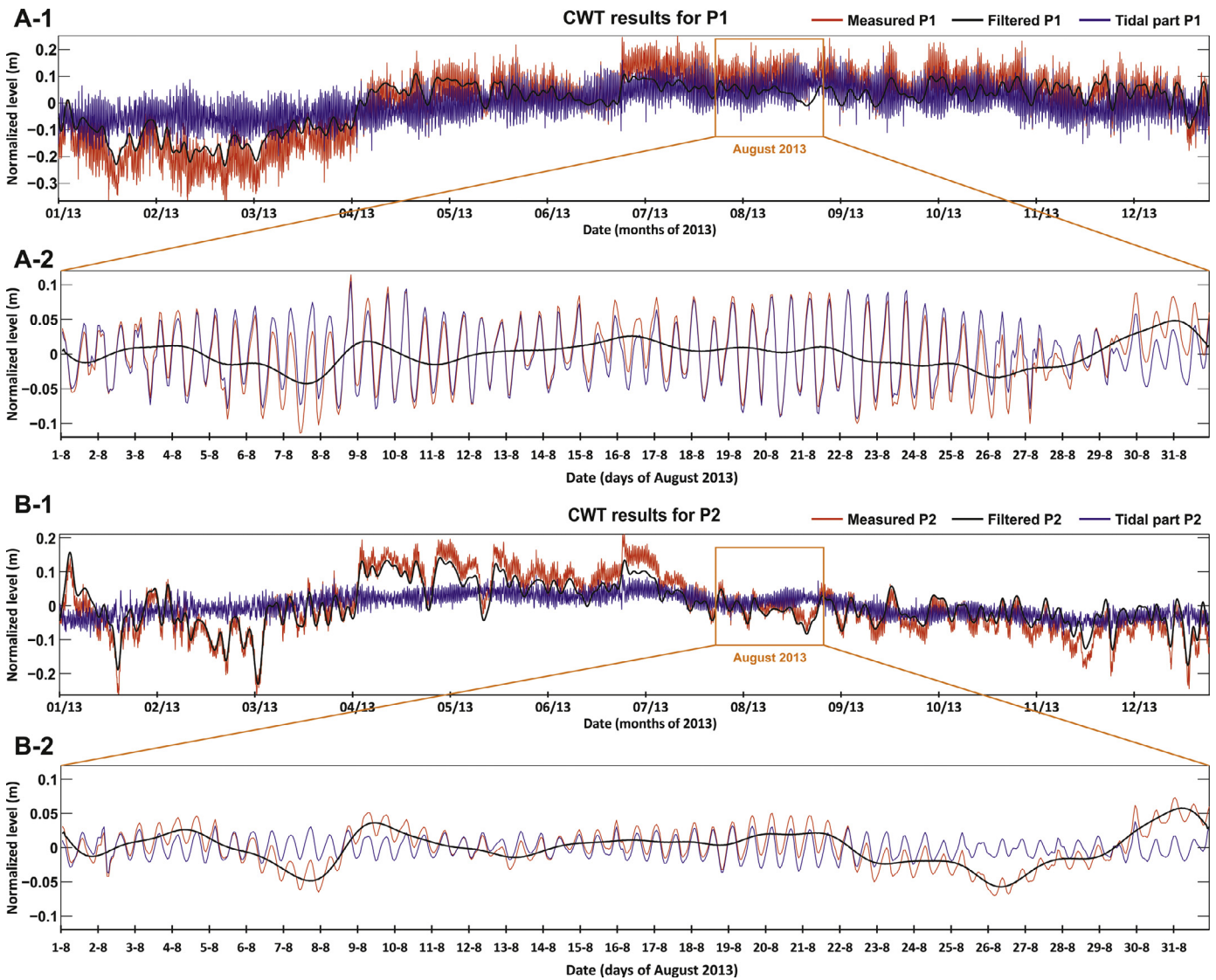


Fig. 7. One-year and one-month results of the CWT method from the groundwater heads at P1 (A) and P2 (B). The one-month time series (A-2 and B-2) corresponded to August 2013, which was included in the one-year time series of 2013 (A-1 and B-1). The measured groundwater heads (red lines) were decomposed in the fitted part due to the tidal effects (blue lines) and residual parts (black lines) at P1 and P2. The filtering was performed separately for each time series. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

and non-tidal components of the groundwater head is determined by the resolution limits set by the Heisenberg restriction. The HA method is also valid for the analysis of tidal influence on groundwater heads, but it is insufficient for the non-tidal part, especially in cases when the non-tidal part of the measurements is higher than the tidal part. Moreover, when HA method was applied in the longest time series (3.7 years), a residual oscillation was observed of the semidiurnal and diurnal tidal oscillations in the filtered signal, with a standard deviation of 0.0201 m for these residuals, compared with 0.0024 m with the CWT method at P1, and 0.0108 m (HA) and 0.0025 m (CWT) at P2. For one year and one month, this lack of fit had a standard deviation lower than 1×10^{-3} m.

The inland recharge processes produce the behaviour of the groundwater head throughout the aquifer system, but this cannot be recognized in tidal-influenced coastal regions without removing those tidal effects from the time series, especially when the non-tidal oscillations in the analysed dataset are close in frequency to the tidal oscillations and when the tidal frequency band is overly wide.

Teo et al. (2003) noted that the non-linear component of the tide-induced groundwater variation plays an important role. Likewise, the higher-order correction of the linear solution is expected to be particularly important under certain combinations of wave and soil characteristics in coastal aquifers (due to high-frequency tidal oscillations or waves in shallow waters). The non-linear components due to tides were neglected in this study because the features of the aquifer and sea-aquifer configuration do not yield perceptible non-linear perturbations. Nonetheless, the non-linear behaviour of the groundwater head should be considered in further studies where the inland processes that may control this non-tidal behaviour are monitored. Otherwise, the influence of groundwater over-height may contribute to the non-tidal part. The features of the aquifer and the sea-aquifer configuration in this case could have caused the verified negligible effect of the over-height in the groundwater heads at P1 and P2 (distance from the shore and depth) but should be considered when factors that indicate a significant influence of over-height are recognized.

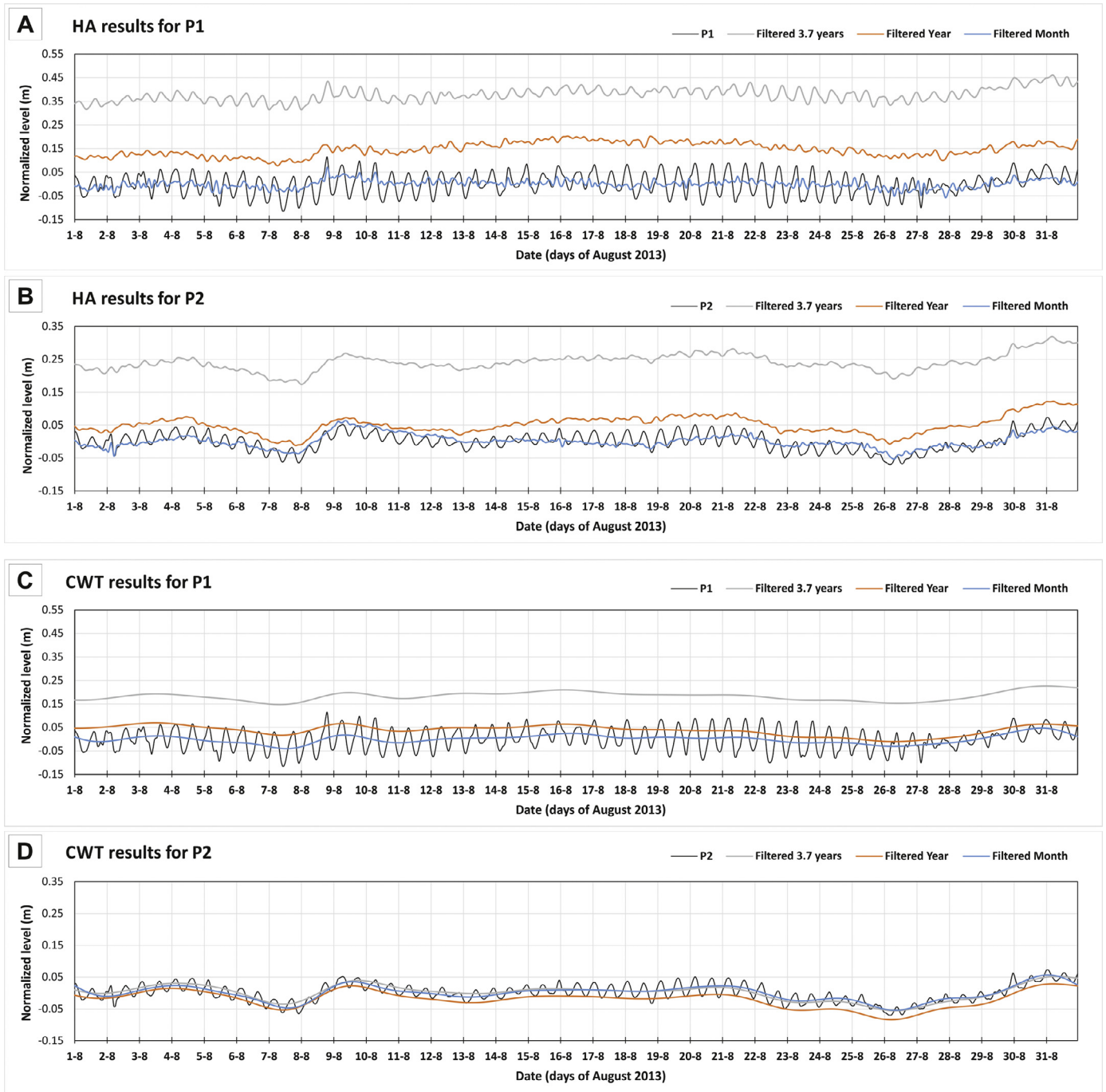


Fig. 8. 3.7 years and one month of filtered groundwater heads at P1 (A) and P2 (B) from the HA method (A–B) and the CWT method (C–D). The time series has been adjusted to one month to compare the filtered results of each time series length. The relative heads in one month and in the complete time series (left axis) do not overlap because the mean value in each time series length was removed prior to analysis. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

6. Concluding remarks

Two methods, HA (Harmonic Analysis) and CWT (Continuous Wavelet Transform), were applied to filter groundwater heads affected by tidal oscillations with the aim of comparing the results and evaluating the best option for filtering. Both methods were applied to three time series of different lengths to assess their influences on the outcomes. The results showed that both tidal extraction methods yielded acceptable resolutions of the tidal part, allowing practically the entire extraction of the tidal constituents that could be found in the coastal groundwater head, although some discrepancies and failures were observed.

The filtering process using the HA method showed better results for the shorter time series (one month), even with the absence of the lowest tidal frequencies, which could not be fitted in that case. In the filtering processes for longer time series (one year and 3.7 years), the fits were incomplete because the semidiurnal tidal oscillations remained in the groundwater heads. The lowest tidal frequencies detected in those cases were fitted with the influence of the non-tidal oscillations because the amplitude values for the annual and semi-annual constituents (SA and SSA) were higher in both groundwater heads than in the tidal level. This produced an overestimation of the low-frequency tidal constituents, which could be addressed with a better knowledge of non-tidal processes

with longer periods that would allow the frequency resolution to be increased.

The results obtained by applying the CWT method showed better fits than the HA method at both high and low tidal frequencies in the groundwater heads for all the time series because both the tidal part and possible noise (oscillations below 1 h) were almost completely filtered. However, the CWT results showed a slight decoupling between the results of different time series due to the lack of adjustment at the lower frequencies (not detected in shorter records) but with a very slight coupling between the tidal and non-tidal low frequencies (i.e., low mixing between them).

The variations in groundwater head evolution at the two filtered points also means that the different depths of measurement strongly influenced the groundwater head measurements and therefore the filtering process. The proposed methods highlighted the effects caused by differences in depth from the shoreline, since the tidal constituents were better resolved at increasing depths in the aquifer. The methods also allowed the extraction of the tidal part of the signal even when that part was fairly low (P2). This means that the methods could be useful tools for filtering head datasets and could enable the better management of coastal aquifers through a complete analysis of time series.

Acknowledgements

The tidal dataset was supplied by State Harbours, Ministry of Public Services (government of Spain). This study was supported by project CGL2012-32892, which was funded by the Ministry of Science and Innovation (government of Spain) and research group RNM-369 of the regional government of Andalusia. We are very grateful to the editor and reviewers for their constructive comments, which considerably contributed to improving the quality of the final version of the manuscript. We would also like to thank Christine Laurin for editing the article.

Supplementary materials

Supplementary material associated with this article can be found, in the online version, at [doi:10.1016/j.advwatres.2016.08.016](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.08.016).

References

- Brown, J.M., Bolaños, R., Howarth, M.J., Souza, A.J., 2012. Extracting sea level residual in tidally dominated estuarine. *Ocean Dyn.* 62, 969–982. <http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs10236-012-0543-7>.
- Bye, J.A.T., Narayan, K.A., 2009. Groundwater response to the tide in wetlands: observations from the Gillman Marshes, South Australia. *Estuarine, Coastal Shelf Sci.* 84, 219–226. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771409002972>.
- Calvache, M.L., Ibáñez, P., Duque, C., López-Chicano, M., Martín-Rosales, W., González-Ramón, A., Rubio, J.C., Viseras, C., 2009. Numerical modelling of the potential effects of a dam on a coastal aquifer in S. Spain. *Hydrol. Processes* 23, 1268–1281. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7234/abstract;jsessionid=99D77BF5F3863E553EC0B985E6C17A67.f04t04>.
- Cartwright, N., Nielsen, P., Dunn, S., 2003. Water table waves in an unconfined aquifer: experiments and modeling. *Water Resour. Res.* 39 (12), 1330. [oi/10.1029/2003WR002185/abstract](http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2003WR002185/abstract).
- Chapuis, R.P., Bélanger, C., Chenaf, D., 2005. Pumping test in a confined aquifer under tidal influence. *Ground Water* 44 (2), 300–305. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1745-6584.2005.00139.x/abstract>.
- Chattopadhyay, P.B., Vedanti, N., Singh, V.S., 2015. A conceptual numerical model to simulate aquifer parameters. *Water Resour. Manage.* 29, 771–784. <http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs11269-014-0841-6>.
- Chen, C., Jiao, J.J., 1999. Numerical simulation of pumping test in multilayer wells with non-Darcian flow in the wellbore. *Ground Water* 37 (3), 465–474. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1745-6584.1999.tb01126.x/abstract>.
- Chen, Y.J., Chen, G.Y., Yeh, H.D., Jeng, D.S., 2011. Estimations of tidal characteristics and aquifer parameters via tide-induced head changes in coastal observation wells. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 1473–1482. <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/1473/2011/>.
- Codiga, D.L., 2011. Unified Tidal Analysis and Prediction Using the U-TIDE Matlab® Functions. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, p. 59. Technical Report 2011-01 <http://www.po.gso.uri.edu/~codiga/utide/utide.htm>.
- Codiga, D.L., Rear, L.V., 2004. Observed tidal currents outside Block Island Sound: Offshore decay and effects of estuarine outflow. *J. Geophys. Res.* 109. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2003JC001804/abstract>.
- Daubechies, I., Mallat, S., Willksy, A.S., 1992. Introduction to the special issue on wavelet transforms and multiresolution signal analysis. *IEEE Trans. Inf. Theory* 38 (2), 529–531. http://ssg.mit.edu/~willksy/publ_pdfs/99_pub_IEEE.pdf.
- Doodson, A.T., 1954. Appendix to circular-letter 4-H. The harmonic development of the tide-generating potential. *Int. Hydrographic Rev.* 31, 37–61.
- Duque, C., Calvache, M.L., Pedrera, A., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., 2008. Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *J. Hydrol.* 349, 536–547. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169407007081>.
- Duque, C., Calvache, M.L., Engesgaard, P., 2010. Investigating river-aquifer relations using water temperature in an anthropized environment (Motril-Salobreña aquifer). *J. Hydrol.* 381, 121–133. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409007525>.
- Duque, C., López-Chicano, M., Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., Gómez-Fontalva, J.M., Crespo, F., 2011. Recharge sources and hydrogeological effects of irrigation and an influent river identified by stable isotopes in the Motril-Salobreña aquifer (Southern Spain). *Hydrol. Processes* 25 (4), 2261–2274. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7990/abstract>.
- Erol, S., 2011. Time-frequency analysis of tide-gauge sensor data. *Sensors* 11, 3939–3961. <http://www.mdpi.com/1424-8220/11/4/3939>.
- Erskine, A., 1991. The effect of tidal fluctuation on a coastal aquifer in the UK. *Ground Water* 29 (4), 556–562. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1991.tb00547.x/abstract>. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/>
- Farge, M., 1992. Wavelet transform and their applications to turbulence. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 24, 395–457. <http://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.fl.24.010192.002143>.
- Ferris, J.G., 1952. Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *IAHS Publ.* 33, 148–155. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70133368>.
- Flinchem, E.P., Jay, D.A., 2000. An introduction to wavelet transform tidal analysis methods. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 51 (2), 177–200. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S02727714000905869>.
- Foreman, M.G.C., 1977. Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, p. 101. Pacific Marine Science Report 77-10(Revised 2004) https://www.researchgate.net/publication/264782849_Manual_for_Tidal_Currents_Analysis_and_Prediction.
- Foreman, M.G.C., Crawford, W.R., Marsden, R.F., 1995. De-Tiding: Theory and Practice, in: Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models, American Geophysical Union (AGU). John Wiley & Sons, Ltd, pp. 203–239. https://www.researchgate.net/publication/242203926_De-tiding_Theory_and_Practice.
- Godin, G., 1972. The Analysis of Tides. University of Toronto Press, Toronto, p. 264.
- Guo, L., van der Wegen, M., Jay, D.A., Matte, P., Wang, Z.B., Roelvink, D., He, Q., 2015. River-tide dynamics: exploration of nonstationary and nonlinear tidal behavior in the Yangtze River estuary. *J. Geophys. Res. Oceans* 120. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014JC010491/abstract>.
- Jay, D.A., Flinchem, E.P., 1995. Wavelet transform analyses of non-stationary tidal currents. In: Proceedings of the Fifth Working Conference on Current Measurement. St. Petersburg, FL, IEEE, pp. 100–105. <http://ieeexplore.ieee.org/xpl/articleDetails.jsp?arnumber=516158>.
- Jay, D.A., Flinchem, E.P., 1997. Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: a demonstration of wavelet tidal analysis methods. *J. Geophys. Res.* 102 (C3), 5705–5720. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/96JC00496/abstract>.
- Jay, D.A., Flinchem, E.P., 1999. A comparison of methods for analysis of tidal records containing multi-scale non-tidal background energy. *Cont. Shelf Res.* 19 (13), 1695–1732. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434399000369>.
- Jha, M.K., Kamii, Y., Chikamori, K., 2003. On the estimation of phreatic aquifer parameters by the tidal response technique. *Water Resour. Manage.* 17, 69–88. <http://link.springer.com/article/10.1023%2FA%3A1023018107685>.
- Kacimov, A., Abdalla, O., 2010. Water table response to a tidal agitation in a coastal aquifer: the Meyer-Polubarinova-Kochina theory revisited. *J. Hydrol.* 392, 96–104. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410004798>.
- Landau, L.D., Lifshitz, E.M., 1977. Quantum Mechanics. Pergamon Press, Oxford, pp. 46–48. https://archive.org/details/QuantumMechanics_104.
- Leffler, K.E., Jay, D.A., 2009. Enhancing tidal harmonic analysis: Robust (hybrid L-1/L-2) solutions. *Cont. Shelf Res.* 29, 78–88. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434308001842>.
- Li, H., Jiao, J.J., 2003. Influence of the tide on the mean water table in an unconfined, anisotropic, inhomogeneous coastal aquifer. *Adv. Water Resour.* 26, 9–16. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170802000970>.
- Licata, I.L., Langevin, C.D., Dausman, A.M., Alberti, L., 2011. Effect of tidal fluctuations on transient dispersion of simulated contaminant concentrations in coastal aquifers. *Hydrogeol. J.* 19, 1313–1322. <http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs10040-011-0763-9>.
- Matte, P., Jay, D.A., Zaron, E.D., 2013. Adaptation of Classical tidal harmonic analysis to nonstationary tides, with application to river tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 30 (3), 569–589. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JTECH-D-12-00016.1>.

- Millham, N.P., Howes, B.L., 1995. A comparison of methods to determine K in a shallow coastal aquifer. *Ground Water* 33 (1), 49–57. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1745-6584.1995.tb00262.x/abstract>.
- Nielsen, P., 1990. Tidal dynamics of the water table in beaches. *Water Resour. Res.* 26 (9), 2127–2134. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/WR026i009p02127/abstract>.
- Nielsen, P., Aseervatham, R., Fenton, J.D., Perrochet, P., 1997. Groundwater waves in aquifers of intermediate depths. *Adv. Water Resour.* 20 (1), 37–43. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170896000152>.
- Parker, B.B., 2007. Tidal Analysis and Prediction. NOAA Special Publication NOS CO-OPS 3 http://tidesandcurrents.noaa.gov/publications/Tidal_Analysis_and_Predictions.pdf.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in Matlab[®] using T_TIDE. *Comput. Geosci.* 28, 929–937. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300402000134>.
- Singh, A., Jha, M.K., 2013. Efficacy of tide-aquifer interaction models for characterizing coastal aquifer systems. In: Ramkumar, Mu. (Ed.), *On a Sustainable Future of the Earth's Natural Resources*. Springer Earth System Sciences http://link.springer.com/chapter/10.1007%2F978-3-642-32917-3_25.
- Teo, H.T., Jeng, D.S., Seymour, B.R., Barry, D.A., Li, L., 2003. A new analytical solution for water table fluctuations in coastal aquifers with sloping beaches. *Adv. Water Resour.* 26 (12), 1239–1247. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170803001313>.
- Torrence, C., Compo, G., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79 (1), 61–78. [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477\(1998\)079%3C0061%3AAPTWA%3E2.0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477(1998)079%3C0061%3AAPTWA%3E2.0.CO%3B2).
- Trefry, M.G., Bekele, E., 2004. Structural characterization of an island aquifer via tidal methods. *Water Resour. Res.* 40 (1). <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2003WR002003/abstract>.
- Trefry, M.G., Johnston, C.D., 1998. Pumping test analysis for a tidally forced aquifer. *Ground Water* 36 (3), 427–433. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02813.x/abstract>.
- Vianna, M.L., Menezes, V.V., 2005. Singular spectrum analysis of nonstationary tidal currents applied to ADCP data from the Northeast Brazilian Shelf. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 23, 138–151. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JTECH1824.1>.
- Wu, L., 2009. Experimental research on effect of tide for alongshore groundwater table. In: *Advances in Water Resources and Hydraulic Engineering, Proceedings of 16th IAHR-APD Congress and 3rd Symposium of IAHR-ISHS, 2009*. Springer Berlin, Heidelberg, pp. 785–788. http://link.springer.com/chapter/10.1007%2F978-3-540-89465-0_138.
- Zhou, X., 2008. Determination of aquifer parameters based on measurements of tidal effects on a coastal aquifer near Beihai, China. *Hydrol. Processes* 22, 3176–3180. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.6906/abstract>.

THE EFFECTS OF NON-TIDAL COMPONENTS, DEPTH OF MEASUREMENT AND THE USE OF PEAK DELAYS IN THE APPLICATION OF TIDAL RESPONSE METHODS

Sánchez-Úbeda, Juan Pedro¹; Calvache, María Luisa¹; López-Chicano, Manuel¹ and Duque, Carlos².

1. Department of Geodynamics, Sciences Faculty, University of Granada, Campus Fuentenueva, E-18071, Granada, SPAIN.

2. Department of Geological Sciences, University of Delaware, Penny Hall, 255 Academy Street, 19716 Delaware, USA.

calvache@ugr.es; mlopezc@ugr.es; cduque@udel.edu

Corresponding author: juampesu@ugr.es

Keywords

tidal influence; tidal response methods; groundwater head; coastal aquifer; filtering method; continuous wavelet transform

ABSTRACT

The efficacy and applicability of tidal response methods (TRMs) were assessed in terms of the techniques used, the data used in the analysis, and the implementation of the methods under different conditions. The tidal efficiency (TE) and time lag (TL) methods were applied to directly measured groundwater head (GWH) values in the Motril-Salobreña coastal aquifer and compared with the same pre-filtered time series after eliminating the non-tidal signals through the continuous wavelet transform (CWT) procedure. The use of maximum and minimum groundwater peaks and sea-level peaks in combination to obtain different delay values and the effects of asymmetries in tidal fluctuations were assessed. Application of the TE method yields different D values when a complete groundwater head time series is considered, instead of the net induced tidal oscillation. Moreover, when the asymmetry of tidal oscillations is not taken into account, the application of TL may yield a higher uncertainty. In unconfined coastal aquifers, hydraulic diffusivity can be overestimated by the TE method if the non-tidal components are not removed from the measured time series of groundwater head. However, prior filtering provides better diffusivity results when the TE method is applied. The depth of the water head measurements leads to different D values when applying the TE method

as a consequence of the changes in the specific storage with depth, which result from changes in pressure. The results of the application of the TL method depend on whether maximum or minimum peaks are used. Since the use of maximum peak delays can overestimate D , minimum peak delays are recommended, as they yield D values that are closer to the values obtained using the TE method.

1. INTRODUCTION

More than 44% of the world's population is concentrated in coastal areas (USES), and economic and industrial activity is also clustered there. The required amounts of water are obtained by pumping groundwater resources, as many of these regions contain aquifers with a high storage capacity. The sound management and use of groundwater resources is highly dependent on knowledge of the hydraulic properties for applications ranging from simple estimations of reserves up to advanced numerical modelling with forecast objectives.

In coastal areas, the groundwater head (GWH) is subject to regular variations due to tidal oscillations in the sea. These variations hinder the application of classic testing methods that assume a steady-state GWH. This circumstance demands that the most common method for estimating hydrogeological parameters (pumping tests) be supplemented with other techniques that are based on the propagation of periodic fluctuations in the GWH. In turn, these techniques are applied to confined aquifers (Zhou 2008) or multilayer aquifer systems (Chen and Jiao 1999) with a correction for tidal fluctuations (Trefry and Johnston 1998) or with a prior extraction of the net tidal influence (Chapuis et al. 2006). However, the resulting method still presents multiple exceptions and must be applied with caution and tailored to each specific case (Calvache et al. 2016).

Since tidal changes can be easily measured and compared with the contemporaneous GWH values, a comparison between them can be converted into a useful tool for estimating hydraulic diffusivity ($D = T / S$, where T is the transmissivity and S is the storage coefficient) in coastal aquifers. This practice is considered to provide the best indication of hydraulic connectivity (Knudby and Carrera 2005), and it is more sensitive near the shore (Slooten et al. 2010).

The most commonly used techniques to calculate hydraulic diffusivity through the tidal influence are the tidal response methods (TRMs). The TRMs are based on the equations first developed by Jacob (1950) and Ferris (1951), which provide representative

values of hydraulic diffusivity. The TRMs include two methods: (1) the time lag (TL) between sea-level oscillations and GWH oscillations, and (2) the amplitude attenuation (tidal efficiency, TE) of these tide-induced oscillations in the GWH, which controls the effective transmission of the sea-level oscillations landward. Both methods are dependent on the aquifer's hydrogeological features.

The classic TRM equations must satisfy certain conditions (homogeneity, isotropy, an infinitely long aquifer in the inland direction, an elongated and straight coastline, a vertical beach, and a confined or semi-confined aquifer). These conditions are not always met, and the influence of deviations from these conditions on the results is not well defined (Kong et al. 2011). Even though the analytical solutions were developed for confined conditions, the tidal methods have been widely applied in unconfined aquifers, especially considering the fact that, deep in the aquifer, where saturation and desaturation do not occur, the hydrogeological conditions are close to those of a confined system (Nielsen 1990; Erskine 1991). In addition, the conditions proposed by Millham and Howes (1995) reveal the importance of depth and the distance of the measured well from the coastline for the application of these techniques in an unconfined aquifer; that is, the thickness of the system should be much thicker than the amplitude oscillations, and the observation points should be far enough from the aquifer discharge point.

TRM has been applied by numerous authors to estimate hydraulic properties and to explore the limits of the method. For instance, Erskine (1991) used the TE and TL methods to filter piezometer readings and stated that tidal transmission in an unconfined aquifer is faster and less attenuated at greater depths.

Numerous authors have confirmed that the time lag values increase linearly and the calculated efficiency values decrease exponentially with increasing distance between the well in question and the sea (Jha et al. 2003; Trefry and Johnston 1998; Trefry and Bekele 2004; Banerjee et al. 2007; Zhou 2008; Chattopadhyay et al. 2015). However, this distance is not actually the distance from the piezometer to the shoreline; it must be understood as the distance between the well where the groundwater head is measured and the sea-aquifer contact, as found by Erskine (1991) by extrapolating lines fitted to observations of time lag and tidal efficiency with depth.

Moreover, the impact of measurement depth on the results has been mentioned, but it has not been discussed in terms of the application of the TRM equations. Erskine (1991) posited that time lag decreases with depth, whereas tidal efficiency increases with depth, due to the unconfined nature of the studied aquifer. Levanon et al. (2016) explained that

the propagation of pressure head waves in the deeper parts of an aquifer is faster than the propagation close to the unsaturated zone due to the higher hydraulic conductivity and lower specific storage coefficient at depth, where the conditions are effectively confined. Thus, it is clear that the depth of measurement is a major factor that determines the obtained values of time lag and tidal efficiency. Moreover, under confined conditions, the depth may be a key factor regarding the changes in pressure. These changes imply differences in the propagation of tidal oscillations.

Differences in the D values obtained using the TE and TL methods have also been reported in several studies (Erskine 1991; Millham and Howes 1995; Trefry and Johnston 1998; Trefry and Bekele 2004; Zhou 2008; Chattopadhyay et al. 2015). Erskine (1991) posited that the variations in the calculated storage coefficients based on time lag data and tidal efficiency data results from the inadequacy of these methods for unconfined aquifers. Millham and Howes (1995) used the TL and TE methods to determine hydraulic conductivity. However, the results of the TE method were discarded due to the erratic results it produced. These erratic results occurred because the amplitudes of tidally induced oscillations are highly damped close to the water-table surface due to the existence of unconfined conditions. Regarding the TL method, the differences between the results obtained for each well studied have been explained as being due to the heterogeneity of the aquifer, seasonal differences in soil moisture conditions, or the nature of the tidal regime. Trefry and Johnston (1998) concluded that the results obtained via tidal attenuation are more consistent than those obtained via time lag data, mainly due to the low sensitivity of time lags to diffusivity in the studied area; these lags are more sensitive to the storativity. Zhou (2008) found that this difference is based on the assumptions of the theoretical model, such as the uniform nature of the aquifer, the existence of confined conditions or the vertical nature of the sea-aquifer boundary. Trefry and Bekele (2004) investigated unmatched results from TE and TL and showed that horizontal layering in aquifer properties is the most likely cause of the differences between the diffusivities obtained using TE and TL (which causes what is referred to as a propagation bias of the amplitude signal and time lag ratio). Chattopadhyay et al. (2015) showed that the differences among the calculated results obtained from the application of tidal efficiency, time lag and pumping test methods occur due to the uncertainty in hydraulic head measurements, spatial variations in hydraulic parameters, delayed physical effects, geometric effects, and because the shapes and amplitudes of real tidal curves contain irregularities.

These studies apply the TRMs and explain the differences between the results obtained with the TE and TL methods, but there is limited information about the applicability of the TRMs to the time series used for obtaining TE and TL and the locations (distance from the coast and depth) where these time series are measured. These are common questions because, in each case, the wells will be at different locations and depths; moreover, the time series will present different characteristics.

The value of the delay obtained for the application of the TL method has been commonly assumed in studies to represent an average of the most prominent sea-level oscillations (semidiurnal tidal constituents) and the induced oscillations in the GWH. In fact, the sea level oscillations are not static over time, and there is no symmetry between the rise and the drop of the tidal-induced oscillations in the GWH, as the rise is much steeper than the decline (Nielsen 1990). A separate analysis of the delay between sea level changes and the maximum and minimum peaks in the GWH would be required to determine the best practices.

Another issue in the application of these methods is the assumption that the tidally influenced GWH is a static level that is only affected by the tide. However, it is actually a dynamic level that is affected by temporal changes in the recharge and discharge processes that operate in aquifers over time, which could mask tidal-induced oscillations. Consequently, the GWH data should be filtered to eliminate changes not associated with tidal oscillations. The method applied is based on a multiband (frequency) time series analysis to differentiate the various components of the GWH (Sánchez-Úbeda et al. 2016).

The aim of this study is to test the use of TRM methods using variable data sets considering measurement depth and recharge/discharge oscillations to provide a better overview of how to use these techniques with naturally heterogeneous and variable field data. The datasets utilized were collected in the detrital coastal aquifer of Motril-Salobreña (SE Spain), where data are available over sufficiently long periods and at different depths. In detail, the objectives of this study are as follows.

- Establish the differences between applying the methods TL and TE methods to different time series to calculate tidal efficiency and time lag values.
- Analyse the impact on the results when non-tidal oscillations are included in the tidal part extracted from GWH measurements.
- Compare the use of successive maximum or minimum peaks of tidal oscillations for estimating delay values.

- Discuss the influence of the GWH measurement depth in the case of the studied unconfined aquifer at confined conditions.

2. STUDY AREA

The Motril-Salobreña aquifer (42 km²) is located in the southwestern part of the Spanish Mediterranean coast (Fig. 1). Widespread agricultural activity and tourism during the spring and summer months necessitate efficient management of water resources.

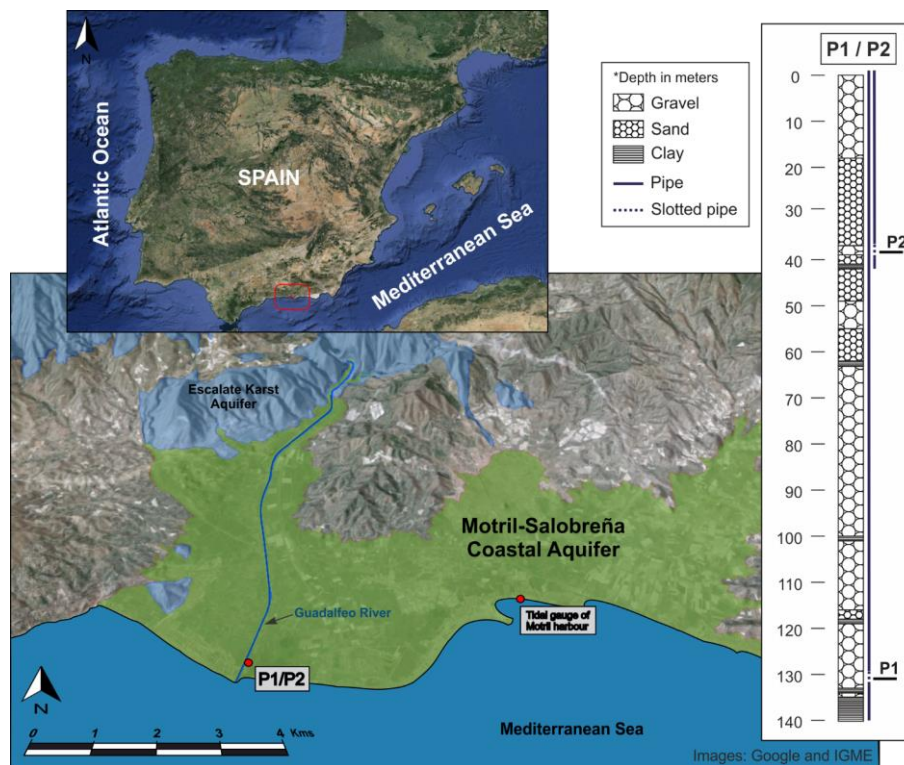


Figure 1: Location of study area and hydrogeological characterization of piezometers P1 and P2. Images from Google and IGME (Instituto Geológico y Minero de España).

The aquifer is made up primarily of coarse metapelitic sediments with high grain-size variability. The thickness of the aquifer is variable, and it ranges from 30–50 m in the northern sector (which represents a fluvial sedimentary environment) to more than 250 m in areas near the coastline (which represents a deltaic sedimentary environment) (Duque et al. 2008). The unconfined aquifer consists of a heterogeneous succession of continental detrital units, with high contents of coarse material, and the remaining deepest part (below 140 m deep) is composed of a thick clay layer with thinner interlayered units of coarser material (Fig. 1). To the north, the aquifer is bounded by the alluvium of the Guadalfeo

River and the Escalate carbonate aquifer; to the south, it is bounded by the Mediterranean Sea. At all of its other boundaries, the aquifer is in contact with schists and phyllites that can be considered impermeable (these rocks also constitute the basement).

The Guadalfeo River in the aquifer's western sector (Fig. 1) is within a mixed pluvio-nival regime. Under its natural regime, the river recharges the Motril-Salobreña aquifer and constitutes one of its principal water inflows. The other main input to the aquifer is irrigation return flows from local agricultural activity, where flooding irrigation is used extensively; river-derived water is primarily used for this purpose (Duque et al. 2011). The main outputs from the aquifer system are submarine discharge through the southern edge and pumping activities (Ibáñez 2005).

Prior hydraulic parameter evaluations indicate that transmissivity (T) values vary strongly between aquifer zones. The most recent study (Calvache et al. 2016) proposed that T values varied with the measurement depth within the study zone based on both pumping tests and numerical modelling. These values ranged between 1300 to 1600 m^2/d at a depth of 40 m and 2800 to 3300 m^2/d at a depth of 135 m, with average values of 1460 m^2/d and a value of S of 0.027. These values yield a mean hydraulic diffusivity of $5.4 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{d}$ at a depth of 40 m and $11.3 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{d}$ at a depth of 135 m.

3. METHODOLOGY

In this study, the application of different methods and different input data are compared. The TRMs (TL and TE) are applied in two ways. Specifically, (1) the measured GWH values are used directly, and (2) tidal components extracted from the GWH are used. For the analysis using the TL method, we distinguish between the delay values obtained using the maximum (max) and minimum (min) peak-to-peak analysis for sea-level peaks. Data from different depths are applied to test the effect of depth on the results.

The datasets (which cover one month, specifically August 2013) were measured at two piezometers located in the discharge zone of the Motril-Salobreña coastal aquifer, 300 m from the shoreline (Fig. 1) and 5 m from each other. Piezometer P1 is 132 m deep, and piezometer P2 is 40 m deep. The lithology in this section of the aquifer is characterized by alternating fine to coarse sands with interlayered gravels and mixed sands and gravels. At a depth of 40 m (P2), there are gravels and coarse sands, and at a depth of 132 m (P1),

there are gravels above a thick layer of clays, which is considered to be the bottom of the aquifer.

3.1. Tide and groundwater head measurements and data pre-processing

A sea-level dataset covering one month (State Harbours-Ministry of Development) was obtained that contains measurements taken every 5 minutes, and the GWH values at P1 and P2 were measured hourly. The mean values of each dataset were removed to facilitate comparison.

The raw sea-level data were processed with an asymmetric filter to eliminate noise and oscillations with periods of under one hour. The tide was resampled at hourly intervals to compare the sea level with time series from piezometers. Likewise, the GWH time series were cleaned with a low-pass filter, which eliminates residual noise in the signal (oscillations with periods under one hour) that are associated in most cases with high-frequency oscillations that are due to the installation of the data loggers and collection of data from the data loggers.

Afterwards, the time series were resampled from one hour to 5 minutes by the interpolation of a signal in the Fourier domain (using the Fast Fourier Transform), which improves the estimation of the delay and the amplitude in the time fitting.

3.2. Separation of tidal and hydrogeological components

The GWH time series were decomposed into their two principal components: (1) the astronomical components of the tide recognizable in the well, and (2) the hydrogeological component, which is due to several stochastic processes (e.g., changes in the flow of a nearby river, rainfall recharge fluctuations, storm events, or coastal surges). The non-tidal oscillations in sea level, which display high-frequency fluctuations due to meteorological conditions (wind, wave action, etc.) are assumed to be negligible based on filtering by the porous beach medium (Kacimov and Abdalla 2010).

Groundwater tides (i.e., the influence of tide on the GWH) can be represented as a sum of tidal constants or constituents in a similar manner to the open sea tide (Bye and Narayan 2009). Both tides and their effects on GWH have the same features and oscillation shapes, so the methods commonly used in tidal studies can be applied. The decomposition into constituents was accomplished using CWT (continuous wavelet

transform) methods. CWT is a mathematical tool commonly used in tidal analysis and forecasting (Jay and Flinchem 1995, 1997, 1999; Flinchem and Jay 2000; Parker 2007; Erol 2011), and it has been applied to tidally influenced GWH measurements by Sánchez-Úbeda et al. (2016). The analysis is based on a function termed a wavelet, and the CWT process compares the signal to shifted and compressed or stretched versions of this wavelet (Jay and Flinchem 1999):

$$\Psi_a(t) = 1/a \Psi_0(t - b/a) \quad (1)$$

where a is the scale factor, the inverse of frequency ω ($0 < a = 1/\omega < \infty$); b is the translation from the origin ($-\infty < b < \infty$); Ψ_0 is an oscillatory prototype (the *Morlet wavelet* in this case); and t is time. As a increases (and ω decreases), the filter length $2T$ (measured in time) increases, whereas $2T$ (wave cycles) is constant for each tidal frequency band (e.g., semidiurnal, diurnal, fortnightly, etc.). This feature makes this analysis a multi-scale or multi-band analysis. This procedure provides the detected tidal oscillations within the GWH signal and the residual signal (the original signal minus the tidal oscillations). The residual signal is considered to be the non-tidal part of the signal, that is, the filtered GWH values (Sánchez-Úbeda et al. 2016).

3.3. Tidal Response Methods (TRMs)

The TRMs were applied based on the expressions derived by Jacob (1950) and Ferris (1951), who defined the hydraulic head expected from the sea-aquifer connection under tidal forces (Zhou 2008):

$$H(x, t) = H_0 e^{-x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}\right) \quad (2)$$

where H (L) is the aquifer GWH at a distance x (L) from the coast at time t (T), H_0 (L) is the tidal amplitude, t_0 (T) is the period of the tidal oscillation, T (L²/T) is the aquifer transmissivity, and S (dimensionless) is the aquifer storage coefficient. From equation (2), the following expressions are obtained:

$$H_x = H_0 e^{-x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \quad (3)$$

$$TE = e^{-x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \quad (4)$$

$$t_L = x \sqrt{\frac{t_0 S}{4\pi T}} \quad (5)$$

where H_x (L) is the amplitude of the GWH oscillation at a distance x from the coast, TE (dimensionless) is the tidal efficiency, t_L (T) is the time lag (delay) between a peak of sea-level oscillation and the peak of the induced oscillation in the GWH, and the T/S coefficient in (4) and (5) is the hydraulic diffusivity, D (L²/T).

Tidal efficiency values were calculated for one month of data obtained from both P1 and P2 as the ratio between the Standard Deviation (STD) of the GWH (STD_{GW}) and the sea-level (STD_{TIDE}) time series. This procedure enabled the use of all of the available data rather than just the peak readings, which thereby reduces the effect of individual reading errors compared to peak-to-peak average amplitude estimation (Erskine 1991):

$$TE = \frac{STD_{GW}}{STD_{TIDE}} \quad ; \quad STD = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (6)$$

where N is the total number of measurements, x_i is the value of measurement (GWH or sea level) number i , and \bar{x} is the average value of the dataset (GWH or sea level). Afterwards, D values are obtained by applying equation (4).

The time lag or delay values were obtained by the peaks analysis, which consists of evaluating the peak-to-peak position between the sea level and the GWH time series, always between consecutive tidal peaks and the consequent peaks produced at the piezometers. Due to the asymmetric nature of tides (Nielsen 1990), this analysis was performed separately for both the max and min peaks in the semidiurnal constituent M2 (which has a period of 12.42 hours) to identify the differences in delay values, since it is the constituent with the highest amplitude detected in the piezometers (Fig. 2). For each max and min analysis over one month of data, 60 peaks were obtained and then compared with the peaks of the sea-level time series to obtain 60 delay values. The average max-peaks value and the average min-peaks values for a single month are calculated and applied in equation (5) to obtain the hydraulic diffusivity (T/S).

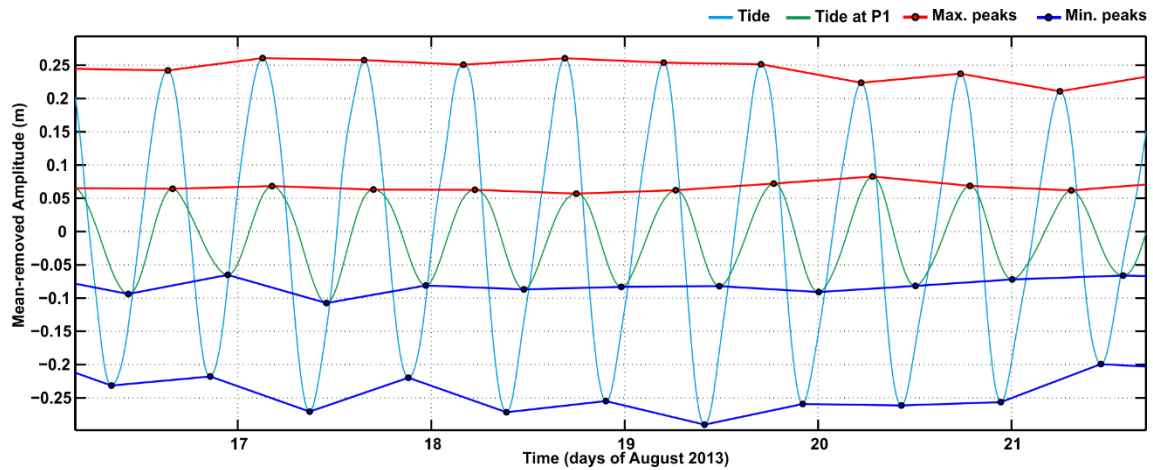


Figure 2: Peak-to-peak evaluation of the delay between the sea level and tidal component extracted from P1 time series, with both maximum and minimum oscillations. Time axis refers to the interpolated time series, defined from 01-08-2013 (0:00) to 31-08-2013 (23:00) every 5 minutes.

4. RESULTS

The tidal oscillations display a higher amplitude in P1 (0.3 cm) than in P2 (0.15 cm). This is mainly due to the differences in pressure conditions (i.e., the different values of hydraulic potential at different depths); the oscillations seem to be less damped and faster deeper in the aquifer, where the hydrogeological conditions may be somewhat confined (Erskine 1991).

The main tidal constituents observable in one month of GWH data in terms of frequency are the semidiurnal (M2, S2), diurnal (K1, O1), and fortnightly (Mf) constituents. The main tidal constituents detected in the GWH time series at P1 and P2 are fitted by applying equation (1) and removed by subtracting each one, thereby providing the extracted tidal component and the residual (non-tidal) component at both P1 (A) and P2 (B) (Fig. 3). The residual component refers, in this case, to the GWH not influenced by tidal oscillations, reflecting the piezometric evolution within the aquifer system. This shows a similar trend at different depths, but higher amplitudes were noted in the upper levels of the aquifer, which could not be recognized before the extraction of the tidal component from both P1 and P2. The amplitude of the extracted tidal components was higher in P1 than in P2. Compared with the amplitude of the measured time series, it dropped from 0.25 m to 0.19 m in P1 (24% lower) and from 0.17 m to 0.07 m in P2 (59% lower). This means that, at shallower depths, the extraction of the non-tidal

component is more important for the application of the TE method, since it is based on the amplitude coefficient.

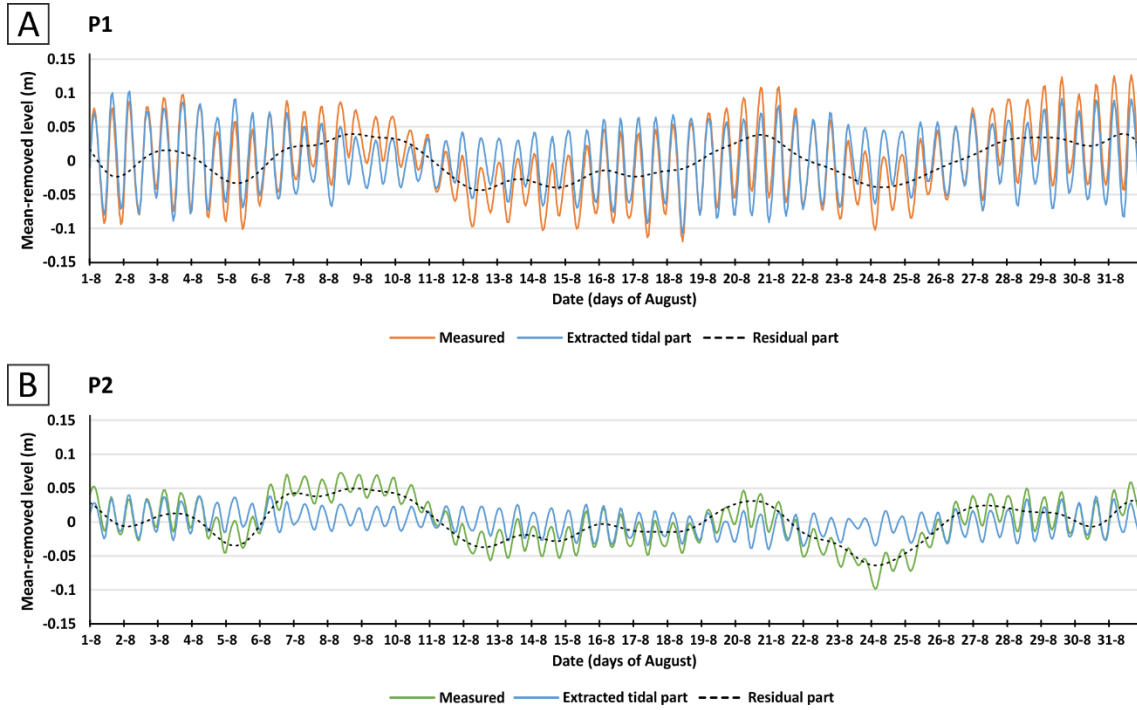


Figure 3: Decomposition of the original measurements into its two components, the tidal component due to the tide (blue lines), and the residual part or non-tidal groundwater head (black dotted lines) at P1 (A) and P2 (B).

When the tide and extracted tidal part at P1 and P2 are compared, the similarities between them are clearer than in the original measurements (Fig. 4) due to the removal of the non-tidal oscillations. The tide is damped at both P1 and P2; the tidal amplitude is 0.64 m, whereas the amplitudes noted in P1 and P2 are 0.25 m and 0.17 m, respectively. The main values related to tidal oscillations are obtained for each time series (the measured GWH values and the tidal component extracted from the GWH values) and at both piezometers (Table I). Amplitude values vary with depth; the difference between P1 and P2 is 0.08 m for the measured GWH and 0.12 m for the extracted tidal components.

The mean peak amplitudes (i.e., the difference between the average values of the max and min peaks) also vary with depth, from 0.12 m (in P1) to 0.04 m (in P2). The filtering process involves changes in TE values between the measured GWH and the extracted tidal oscillations of 0.06 m for P1 and 0.13 m for P2, and the difference is higher in P2 than in P1 due to its higher non-tidal amplitude variation. The causes of the difference in the non-tidal part between P1 and P2 may be the difference in response to inland

processes, such as direct recharge from the river to the aquifer or irrigation returns, and this is more evident in the shallower part of the aquifer.

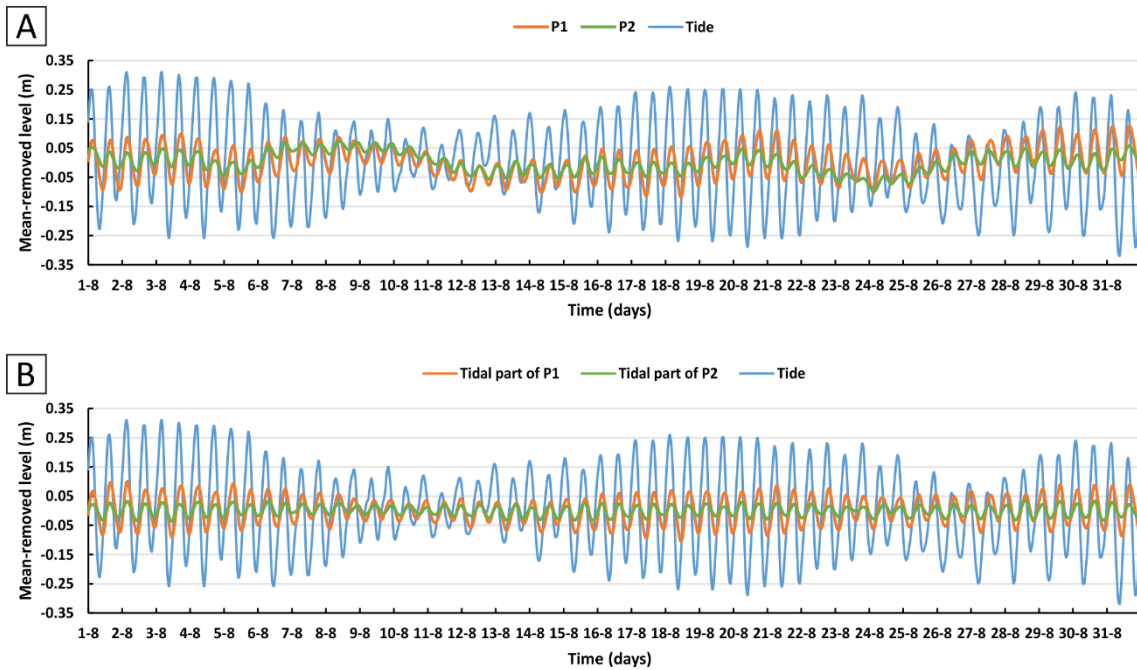


Figure 4: Comparison between the measured groundwater head and sea level (A), and comparison between the extracted tidal components (B) from P1 and P2 and sea level, for one month (August 2013) of hourly measurements.

For each time series (sea level (A), P1 (B), and P2 (C)), the envelopes obtained contain all of the max and min peaks (Fig. 5). Sets of max and min peaks obtained from the P1 and P2 time series are compared with the sea-level time series, and the average delay values are calculated (Table I). The same delay value of 82 minutes is found in all cases when the max peaks are considered. In addition, the differences between P1 and P2 for the delay values are less than one minute. However, there is a significant variation (approximately 35%) in the delay values estimated, depending on whether the analysis employs the max or the min peaks.

The TE and TL methods show differences in the D values obtained (Table II), and similar differences have been noted in other studies as well (Erskine 1991; Trefry and Johnston 1998; Zhou 2008) for both measured GWH values and tidal components (Table II). The differences between the two methods are lower when the delay estimated from the min peaks is applied. Regarding the differences found in the calculated D from both the measured GWH and the extracted tidal component, there is practically no variation

when the TL method is applied, but the differences in D are approximately 25% in P1 and more than 50% in P2 when the TE method is applied.

Therefore, both methods indicate differences in the value of D with increasing depth (between P1 and P2), but the differences are much greater using the TE method with regard to the differences in the tide-induced amplitude with depth.

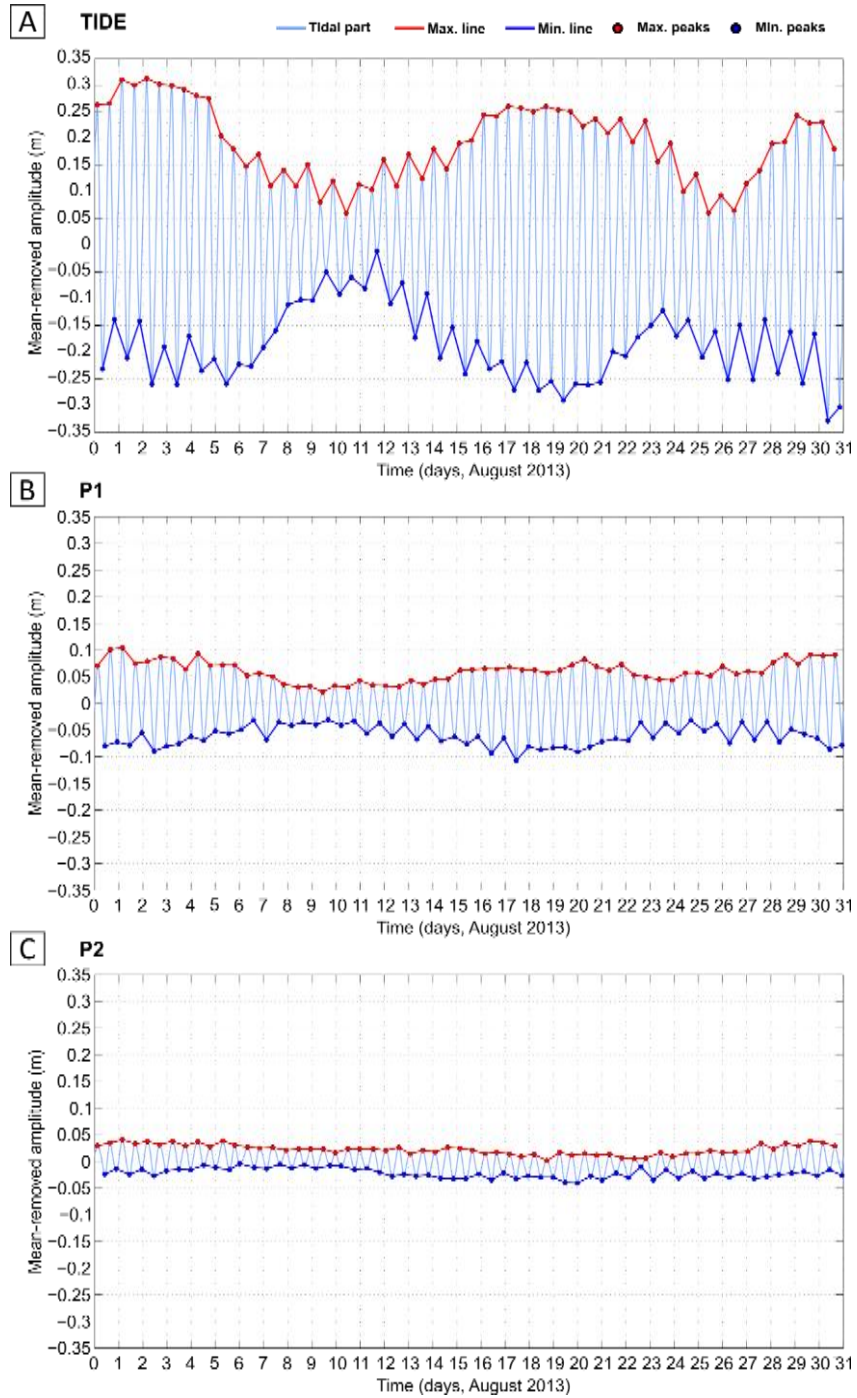


Figure 5: (A) Peak analysis of sea level for one month (August 2013) and peak analysis of the extracted tidal component from piezometers (B) P1 and (C) P2.

5. DISCUSSION

The application of the TL method shows differences of 0.75 hours (Table I) between the results using the min and max peak delays at both P1 and P2, possibly due to the asymmetric tidal-induced GWH oscillations, with slower drops related to beach draining (Nielsen 1990; Ataie-Ashtiani et al. 2001; Cartwright et al. 2003a, b). Another factor that may explain the observed asymmetry of tidal oscillations in the GWH values could be the difference in time between the low and high tides, as the flood tide is faster than the ebb tide in most cases (Dronkers 1986). The tidal oscillations extracted from the P1 and P2 records have faster rises and slower drops, which produces higher delay values between the minima than between the maxima (Table I). Consequently, significant differences in the diffusivity values are noted when the TL method is applied (Table II). However, the difference in the max and min delay values remains similar in both P1 and P2, indicating that tidal asymmetry is almost the same at different depths. Most studies that apply TRMs using the TL method (Eq. 5) are based on least squares fitting (Erskine 1991; Trefry and Johnston 1998; Banerjee et al. 2007; Zhou 2008; Chattopadhyay et al. 2015), regardless of the asymmetry of tidal oscillations, so the difference between max and min delays is not considered.

The lower D values obtained using TE compared with those obtained with TL agree with the results from previous studies (Erskine 1991; Millham and Howes 1995; Trefry and Johnston 1998; Zhou 2008) and can be attributed in many cases to the violation of the assumptions of the TRMs when they are applied to unconfined aquifers. Moreover, some studies consider that the results of TE are more reliable, due to the greater consistency of amplitude estimation compared to delay estimation (Trefry and Johnston 1998). Delay estimation can be influenced by other complex parameters, particularly where the tidal influence could be considerable from other directions not perpendicular to the coastline (Chattopadhyay et al. 2015). The results in this study indicate that the differences between the analysis of max and min peaks (i.e., tidal asymmetry) could be a major cause of the differences between the diffusivity values obtained using the TE and TL methods.

The D values found by applying the TL method using the delay associated with minimum peaky are similar to the D values obtained using the TE method at both piezometers (Table II). Comparing the results at different depths for P1 (-132 m) and P2 (-40 m) for the same distance from the coast, the D values are nearly equal using the TL

method (2 to 6% difference) and completely different when the TE method is used (53 to 72% difference). This suggests that the measurement depth of the GWH mainly influences the attenuation of the sea-level oscillations; however, its delay is largely unaffected. Instead, the delay seems to be more closely related to the hydrogeological nature of the aquifer and the distance from the coast. The attenuation of the sea-level oscillations is associated with the hydraulic potential of the location where measurements are taken within the aquifer. Thus, the depth of the measuring location has a direct impact on the application of the TETE method. The changes in hydraulic conditions with depth have a remarkable impact, especially in cases where confined conditions occur in unconfined aquifers.

The D values obtained using the TE method calculated using the measured GWH values and the extracted tidal component are different, in contrast to the TL results. The effect on the D values (with the TE method) is an overestimation of the induced amplitude, which results in a difference in the D values of 25% in P1 and a difference of more than 50% in P2.

6. CONCLUSIONS

The tidal response methods (TE and TL with the min and max peak analysis methods) were applied in the Motril-Salobreña coastal aquifer to test their applicability, considering conditions that are typically present in natural aquifers and monitoring wells: time series data, different measurement, measuring depths and asymmetry of the tidal oscillations.

The two methods were compared with the measured GWH values, which were affected by the tides, and the tidal oscillations extracted from the measured GWH values. When the TRMs are applied to the extracted tidal component obtained from the GWH, differences of more than 56% are found in the diffusivity values in some cases, mainly due to the differences in amplitude between the time series used.

For the TL method, the use of max or min peaks to obtain the delay between the tide and the tidal effect observed in the piezometers changes the diffusivity obtained by more than 58% (higher values are obtained with the max peaks delay analysis). Otherwise, the diffusivity obtained using the min peaks delay analysis with the TL method is close to that found with the TE method. The use of the max peak delays can cause the diffusivity to be overestimated when the induced tidal oscillation is substantially asymmetric.

The measurement depth influences the results mainly when the TE method is applied because of the changes in the oscillation amplitude with depth. This is directly determined by the hydraulic potential within the aquifer and is not solely due to saturated-unsaturated effects. Thus, the depth of measurement in unconfined aquifers when the hydraulic conditions are confined determines the results obtained with TE method.

The TE method is also vulnerable to variations caused by the importance of non-tidal oscillations (hydrogeological changes) and the features of the tidal-induced oscillations measured in the aquifer. Therefore, these factors should be considered when this method is applied. In any case, the TE method was more appropriate than the TL method, due to its higher accuracy in estimation of the amplitude values compared to the peak delays between minima and maxima.

Acknowledgements

This study was supported by project CGL2012-32892, which was funded by the Ministerio de Ciencia e Innovación; project CGL2016-77503-R, which was funded by the Ministerio de Economía y Competitividad; by research group RNM-369 of the Junta de Andalucía and by the Marie Curie International Outgoing Fellowship (624496). The tides dataset was supplied by State Harbours. Thanks go to Francisco Rueda Valdivia for his advice on Matlab® processing and to Christine Laurin for editing the article. The authors also wish to thank to the editor and two anonymous reviewers, who raised several comments that led to clear improvements in the final version of the manuscript.

REFERENCES

- [1] Ataie-Ashtiani B, Volker RE, Lockington DA (2001) Tidal effects on groundwater dynamics in unconfined aquifers. *Hydrological Processes* 15:655-669. doi: 10.1002/hyp.183
- [2] Banerjee P, Sarwade D, Singh VS (2007) Characterization of an island aquifer from tidal response. *Environmental Geology* 55:901-906. doi: 10.1007/s00254-007-1041-y
- [3] Bye J, Narayan KA (2009) Groundwater response to the tide in wetlands: Observations from the Gillman Marshes, South Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 84:219-226. doi: 10.1016/j.ecss.2009.06.025

- [4] Calvache ML, Sánchez-Úbeda JP, Duque C, López-Chicano M, De la Torre B (2016) Evaluation of Analytical Methods to Study Aquifer Properties with Pumping Tests in Coastal Aquifers with Numerical Modelling (Motril-Salobreña Aquifer). *Water Resources Management* 30:559-575. doi: 10.1007/s11269-015-1177-6
- [5] Cartwright N, Nielsen P, Li L, Callaghan DP (2003a) Watertable waves in unconfined aquifers: sloping boundary effects. *Coasts and Ports 2003*, 16th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference.
- [6] Cartwright N, Nielsen P, Dunn S (2003b) Water table waves in an unconfined aquifer: Experiments and modeling. *Water Resources Research* 39:1330. doi: 10.1029/2003WR002185
- [7] Chapuis RP, Bélange C, Chenaf D (2006) Pumping test in a confined aquifer under tidal influence. *Ground Water* 44:300-305. doi: 10.1111/j.1745-6584.2005.00139.x
- [8] Chattopadhyay P, Vedanti N, Singh VS (2015) A Conceptual numerical model to simulate aquifer parameters. *Water Resources Management* 29:771-784. doi: 10.1007/s11269-014-0841-6
- [9] Chen C, Jiao J (1999) Numerical simulation of pumping tests in multilayer wells with non-Darcian flow in the wellbore. *Groundwater* 37:465-474. doi: 10.1111/j.1745-6584.1999.tb01126.x
- [10] Dronkers J (1986) Tidal asymmetry and estuarine morphology. Netherlands. *Journal of Sea Research* 20:117-131. doi: 10.1016/0077-7579(86)90036-0
- [11] Duque C, Calvache M, Pedrera A, Martín-Rosales W, López-Chicano M (2008) Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 349:536-547. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.031
- [12] Duque C, López-Chicano M, Calvache ML, Martín-Rosales W, Gómez- Fontalva JM, Crespo F (2011) Recharge sources and hydrogeological effects of irrigation and an influent river identified by stable isotopes in the Motril- Salobreña aquifer (Southern Spain). *Hydrological Processes* 25:2261-2274. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7990/abstract> .
- [13] Erol S (2011) Time-Frequency Analyses of Tide-Gauge Sensor Data. *Sensors* 11:3939-3961. doi: 10.3390/s110403939
- [14] Erskine A (1991) The Effect of Tidal Fluctuation on a Coastal Aquifer in the UK, *Ground Water* 29:556-562. doi: 10.1111/j.1745-6584.1991.tb00547.x

- [15] Ferris JG (1951) Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *International Association of Scientific Hydrology* 33:148-155. doi: 10.3133/70133368
- [16] Flinchem EP, Jay DA (2000) An Introduction to Wavelet Transform Tidal Analysis Methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 51:177-200. doi: 10.1006/ecss.2000.0586
- [17] Ibáñez S (2005) Comparación de la aplicación de distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos. Ph.D. Thesis, University of Granada, 304 pp.
- [18] Jacob CE (1950) Flow of groundwater. Rouse H (ed.) *Engineering hydraulics*. Wiley, New York, 321-386.
- [19] Jay DA, Flinchem EP (1995) Wavelet Transform Analyses of non-stationary tidal currents. *Proceedings of the IEEE Fifth Working Conference on Current Measurement*, 7-9 Feb 1995, St. Petersburg, FL, pp. 100-105. doi: 10.1109/CCM.1995.516158
- [20] Jay DA, Flinchem EP (1997) Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: a demonstration of wavelet tidal analysis methods. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102:5705-5720. doi: 10.1029/96JC00496
- [21] Jay DA, Flinchem EP (1999) A comparison of methods for analysis of tidal records containing multi-scale non-tidal background energy. *Continental Shelf Research* 19:1695-1732. doi: 10.1016/S0278-4343(99)00036-9
- [22] Jha MK, Kamii Y, Chikamori K (2003) On the estimation of phreatic aquifer parameters by the tidal response technique. *Water Resources Management* 17:69-88. doi: 10.1023/A:1023018107685
- [23] Kacimov A, Abdalla O (2010) Water table response to a tidal agitation in a coastal aquifer: The Meyer-Polubarinova-Kochina theory revisited. *Journal of Hydrology* 392:96-104. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.07.040
- [24] Knudby C, Carrera J (2005) On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. *Advances in Water Resources* 28:405-421. doi: 10.1016/j.advwatres.2004.09.001
- [25] Kong J, Song ZY, Xin P, Shen GJ (2011) A new analytical solution for tide-induced groundwater fluctuations in an unconfined aquifer with a sloping beach. *China Ocean Eng.* 25:479-494. doi: 10.1007/s13344-011-0039-0
- [26] Levanon E, Shalev E, Yechieli Y, Gvirtzman H (2016) Fluctuations of fresh-saline water interface and of water table induced by sea tides in unconfined aquifers.

Advances in Water Resources 96: 34-42.
<http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.06.013>.

- [27] Millham N, Howes B (1995) A comparison of methods to determine k in a shallow coastal aquifer. *Ground Water* 33:49-57. doi: 10.1111/j.1745-6584.1995.tb00262.x
- [28] Nielsen P (1990) Tidal dynamics of the water table in beaches. *Water Resources Research* 26:2127-2134. doi: 10.1029/WR026i009p02127
- [29] Parker BB (2007) Tidal Analysis and Prediction. NOAA Special Publication NOS CO-OPS 3.
http://tidesandcurrents.noaa.gov/publications/Tidal_Analysis_and_Predictions.pdf
- [30] Sánchez-Úbeda JP, Calvache ML, Duque C, López-Chicano M (2016) Filtering methods in tidal-affected groundwater head measurements: application of harmonic analysis and continuous wavelet transform. *Advances in Water Resources* 97:52-72. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.08.016>.
- [31] Slooten LJ, Carrera J, Castro E, Fernandez-Garcia D (2010) A sensitivity analysis of tide-induced head fluctuations in coastal aquifers. *Journal of Hydrology* 393:370-380. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.08.032
- [32] Trefry M, Johnston C (1998) Pumping test analysis for a tidally forced aquifer. *Ground Water* 36:427-433. doi: 10.1111/j.1745-6584.1998.tb02813.x
- [33] Trefry MG, Bekele E (2004) Structural characterization of an island aquifer via tidal methods. *Water Resources Research* 40, 21 pp. doi: 10.1029/2003WR002003
- [34] USES: Human Settlements on the Coast. United Nations, Atlas of the Oceans.
<http://www.oceansatlas.org/servlet/CDSServlet?status=ND0xODc3JjY9ZW4mMzM9KiYzNzlr3M~>
- [35] Zhou X (2008) Determination of aquifer parameters based on measurements of tidal effects on a coastal aquifer near Beihai, China. *Hydrological Processes* 22:3176-3180. doi: 10.1002/hyp.6906

Evaluation of Analytical Methods to Study Aquifer Properties with Pumping Tests in Coastal Aquifers with Numerical Modelling (Motril-Salobreña Aquifer)

M. L. Calvache¹ · J. P. Sánchez-Úbeda¹ · C. Duque² ·
M. López-Chicano¹ · B. de la Torre³

Received: 29 May 2015 / Accepted: 27 October 2015

© The Author(s) 2015. This article is published with open access at Springerlink.com

Abstract Two pumping tests were performed in the unconfined Motril-Salobreña detrital aquifer in a 250 m-deep well 300 m from the coastline containing both freshwater and saltwater. It is an artesian well as it is in the discharge zone of this coastal aquifer. The two observation wells where the drawdowns are measured record the influence of tidal fluctuations, and the well lithological columns reveal high vertical heterogeneity in the aquifer. The Theis and Cooper-Jacob approaches give average transmissivity (T) and storage coefficient (S) values of 1460 m²/d and 0.027, respectively. Other analytical solutions, modified to be more accurate in the boundary conditions found in coastal aquifers, provide similar T values to those found with the Theis and Cooper-Jacob methods, but give very different S values or could not estimate them. Numerical modelling in a synthetic model was applied to analyse the sensitivity of the Theis and Cooper-Jacob approaches to the usual boundary conditions in coastal aquifers. The T and S values calculated from the numerical modelling drawdowns indicate that the regional flow, variable pumping flows, and tidal effect produce an error of under 10 % compared to results obtained with classic methods. Fluids of different density (freshwater and saltwater) cause an error of 20 % in estimating T and of over 100 % in calculating S. The factor most affecting T and S results in the pumping test interpretation is vertical heterogeneity in sediments, which can produce errors of over 100 % in both parameters.

Keywords Pumping test · Coastal aquifer · Vertical heterogeneity · Theis solution · Cooper-Jacob solution · Numerical modelling

✉ M. L. Calvache
calvache@ugr.es

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain

² Department of Geosciences, University of Oslo, Oslo, Norway

³ Departamento de Ecología y Geología, Universidad de Málaga, Málaga, Spain

1 Introduction

Pumping tests are the most widely used method for estimating hydrogeological parameters such as transmissivity and storage coefficient in aquifers. The first analytical solutions for the equation of groundwater flow in aquifers subjected to pumping provided by Thiem (1906) for a steady state, and by Theis (1935) and Cooper and Jacob (1946) for a transient state, consider very restrictive conditions that limit their application to aquifers that are porous, uniform, homogeneous, infinite, of constant thickness and isotropic, and in which pumping occurs in a completely penetrating well with a constant discharge. Subsequent modifications to these initial analytical solutions have expanded the application conditions. Boulton (1954) pointed out the effect of delayed drainage in an unsaturated zone in an unconfined aquifer and Neuman (1972; 1974) in partially penetrating unconfined aquifers. Hantush (1960) proposed a solution for the case of a leaky confined aquifer with storage in the aquitard and a variable rate. Hantush (1961) also offered a solution for the case of anisotropic aquifers and partially penetrating wells. Papadopoulos and Cooper (1967) worked with large-diameter wells.

The interpretation of pumping tests in coastal aquifers is highly complex since a number of specific conditions can influence the results. For instance, the co-existence of freshwater and saltwater produces changes in density, and tide-induced head fluctuations can complicate the interpretation of drawdown data from pumping tests (Trefry and Johnston, 1998; Sakr, 2001). Sakr (2001) proposes type-specific curves for aquifers with freshwater and saltwater. In addition, Chen and Jiao (1999) and Chapuis et al. (2006) propose correcting for tidal effects in the drawdown data for confined aquifers by subtracting the net tidal effects measured before pumping. Trefry and Johnston (1998) and Chattopadhyay et al. (2014) applied a least squares regression technique to attenuate tidal influence. Ni et al. (2011) propose applying the Cooper-Jacob method on the rectilinear stretch of the s - $\log t$ function based on the fact that tides cause regular fluctuations in groundwater of the same amplitude.

Another circumstance that may occur in a coastal aquifer is the existence of an artesian well (Calvache et al. 2011), resulting in a variable pump flow diminishing over time. Interpretations of pumping tests in artesian conditions for any type of aquifer (not necessarily coastal) have been specifically studied by Jacob and Lohman (1952) considering a variable well discharge but with constant drawdown. However, Sternberg (1967) presents an approximate solution for decreasing discharge. Lai et al. (1973) consider a variable discharge that is both linear and exponential. Sen and Altunkaynak (2004) compare the T and S values obtained considering steady and variable discharge, respectively. Zhang (2013) applies Theis' method and proposes a new type of curve for the case of variable discharge, validating the method with a numerical model, although it requires several measurements of drawdowns in different points at varying distances from the pumping point. Mishra et al. (2013) consider a sinusoidal variation of the discharge.

Detrital coastal aquifers are also often stratified sediments with alternating layers of extremely different hydraulic conductivity. The influence of vertical heterogeneity in the interpretation of pumping tests has concerned experts for some time. As noted by Hemker (1999), most analytical solutions for vertical heterogeneity consider the case of multiaquifer systems (Hemker 1985; Hemker and Maas 1987; Maas 1987b; Streltsova 1988). However, few analytical solutions allow for some sort of vertical heterogeneity within the aquifer. Maas (1987a) developed an analytical solution for vertical heterogeneity in steady-state conditions. Moench (1995; 1996) uses analytical transient well flow solutions that include vertical flow components based on the numerical inversion technique of the Laplace transform solution.

Hemker (1999) provides a solution of the general issue of computing well flow in vertically heterogeneous aquifers by integrating both analytical and numerical techniques. Alam and Olsthoorn (2014) use Hemker and Maas' (1987) numerical and analytical approaches to assess the benefits of using multidepth pumping tests in the analysis of deep layered and anisotropic aquifers. In most cases, a pumping test in aquifers with some vertical heterogeneity is resolved with numerical modelling (Hemker 1999; Riva et al. 2001; Kollet and Zlotnik 2005; Chen et al. 2014).

Despite these steps forward and the many modifications to the initial analytical solutions, there are still many unresolved limitations in interpreting pumping tests in coastal aquifers. Many studies on coastal aquifers consider it acceptable to use the T and S results obtained applying classic methods (Theis 1935; Cooper and Jacob 1946). Such is the case of Capuano and Jan (1996) and Vouillamoz et al. (2006), who apply the Theis and Cooper-Jacob solutions to a coastal detrital aquifer. Park et al. (2012) use Theis' solution for a fissured aquifer with freshwater and saltwater. Chachadi and Gawas (2012), Sabtan and Shehata (2003), Mohanty et al. (2012), and Lee et al. (2014) also apply Theis' solution in detrital coastal aquifers. Barlow et al. (1996) and Ni et al. (2011) noticed a tidal effect in their drawdown curves but did not consider it for evaluating T and S. Keith et al. (2006) and Mastrocicco et al. (2013) apply the Cooper-Jacob method to interpret pumping tests in detrital coastal aquifers. Diamantopoulou and Voudouris (2008) apply the Theis and the Cooper-Jacob methods to a multilayer coastal aquifer.

It can therefore be concluded that there are still uncertainties in the analytical solutions applied in interpreting pumping tests in coastal aquifers. In addition, the classic analytical solutions are applied even when the theoretical conditions required by those solutions are not met.

This study presents the case of two pumping tests carried out in a deep well penetrating the Motril-Salobreña coastal aquifer (southern Spain), which has a series of specific circumstances typical of coastal aquifers that make it difficult to interpret drawdowns from the pumping tests. It is an artesian well with a decreasing variable flow drilled in a detrital aquifer with a layered series having different hydraulic conductivity and with significant flow to the sea. In addition, the well intersects the freshwater-saltwater mixing zone and is affected by tidal fluctuations due to its proximity to the coastline. The main objective of this paper is to determine the error of the T and S values obtained applying the classic methods of Theis and of Cooper-Jacob due to these specific characteristics of coastal aquifers. This objective is approached with numerical modelling, which allows a quantification of the impact on the theoretical results.

2 Study Area and Hydrogeological Setting

The unconfined detrital Motril-Salobreña aquifer, located on the Mediterranean coast in southern Spain (Fig. 1), covers a surface area of 42 km² and comprises alluvial sediments supplied by the Guadalfeo River and other minor streams. The aquifer's main recharge source is the Guadalfeo River, providing direct infiltration in the 8 km of its course over the aquifer and indirect infiltration from irrigation water deriving from the same river (Calvache et al. 2009; Duque et al. 2011).

The Motril-Salobreña aquifer is one of the few on the Spanish Mediterranean coastline that has of yet shown no signs of marine intrusion in contrast to the usual case for aquifers in semi-arid coastal zones (Kourakos and Mantoglou, 2011; Doulgeris and Zissis, 2014; Zekri

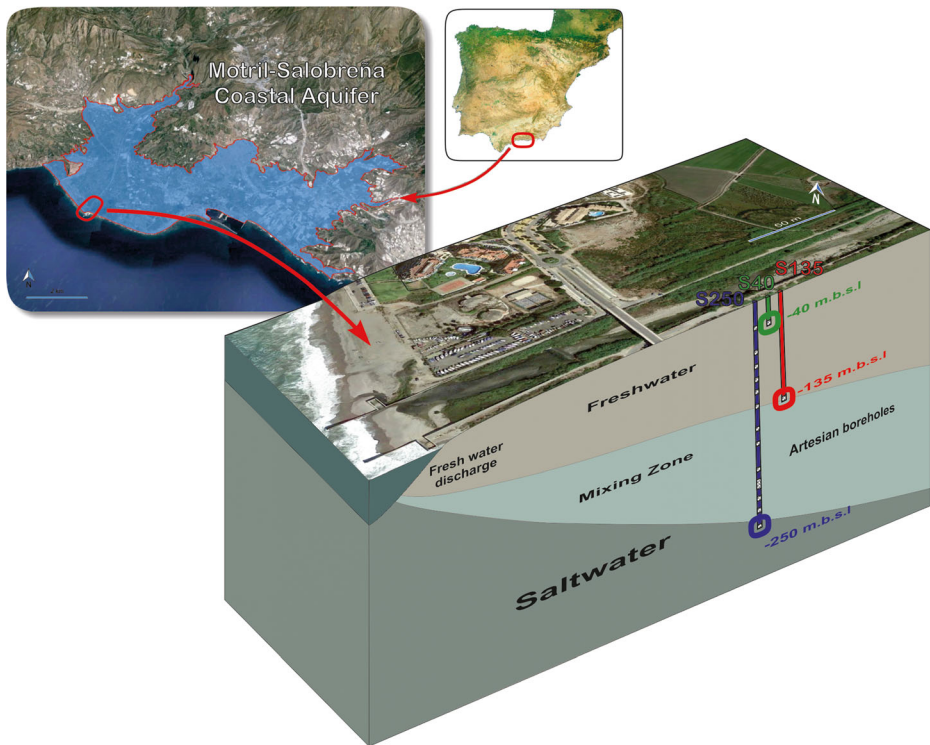


Fig. 1 Location of the study area and the pumping and observation wells

et al. 2015). Quite the contrary, it shows signs of very active freshwater discharge, as corroborated by the fact that the freshwater-saltwater contact does not penetrate far inland (Duque et al. 2008; Calvache et al. 2009).

At 300 m from the coastline, three wells were drilled clustered within a few metres of each other. The three are flowing artesian wells. The deepest (S250) is 250 m deep with 12 screens (3 m each) distributed along its length, supplying an average flow of 18 L/s. The other two wellbores are piezometers (4.7 and 9.6 m from the first well) with respective depths of 40 m (S40) and 135 m (S135). The average flow of these two monitoring wells is 0.10 and 0.13 L/s, respectively. The three wells are normally hermetically sealed to prevent uncontrolled discharge from the aquifer. Electrical conductivity logs from well S250 indicate that the saltwater-freshwater interface is approximately 135–200 m deep.

The artesian character of the three wells could be due to the typical flow pattern of discharge zones, with features of vertical flow and increasing head with depth. This discharge-zone flow pattern, typical of the freshwater-saltwater contact in a coastal aquifer (Glover 1959; Kohout 1964), is even more pronounced due to the fact that the Motril-Salobreña aquifer has a high horizontal hydraulic gradient, which in turn causes an increase in the vertical hydraulic gradient in the discharge zone (Calvache et al. 2011).

The lithological column in this sector of the aquifer can be roughly grouped into three units. From the surface down to 65 m, the dominant lithology is fine sand with silty and scarce gravel layers. From 65 m down to 140 m, there are centimetre-sized gravels mixed with coarse sand. From 140 m to the bottom (250 m), there are abundant clays with intercalating thin gravel

layers. The latest studies on the aquifer, using numerical modelling calibration, provide average transmissivity and specific yield values of 5000 m²/d and 0.12, respectively, not taking into account vertical changes (Duque 2009).

The hourly log of the heads of the two piezometers (S40 and S135) shows the effect of tidal fluctuations, particularly in monitoring well S135 (15 cm versus 5 cm in the shallower well) (Fig. 2).

3 Methods

The following steps were followed in the course of this work:

1. Two pumping tests were performed on artesian well S250 by keeping the well open and continuously measuring the drawdowns and recoveries in piezometers S40 and S135.
2. Estimate of T and S values by applying:
 - a. Classic methods (Theis and Cooper-Jacob) using the AQT SOLV software (Duffield 2007), which can consider a constant pumping flow or a variable discharge by applying Streltsova's (1988) principle of superposition.
 - b. Other analytical solutions considering certain variants on the boundary conditions examined in the classic methods. Specifically, the methods proposed by the following authors were applied: (1) Sakr (2001) for tests in coastal aquifers with freshwater-saltwater mixing zones. (2) Sen and Altunkaynak (2004) for tests with variable discharge. (3) Chapuis et al. (2006) applying the method of subtracting the tidal fluctuation in drawdowns obtained in sectors near the coastline.
3. Evaluation of the reliability of the Theis and Cooper-Jacob analytical models using a synthetic numerical model. Specifically, the factors determined are the effect of the variable fluid density, the non-uniform radial flow due to a hydraulic gradient, the non-steady pumping flow, regular fluctuations in the head on one of the boundaries,

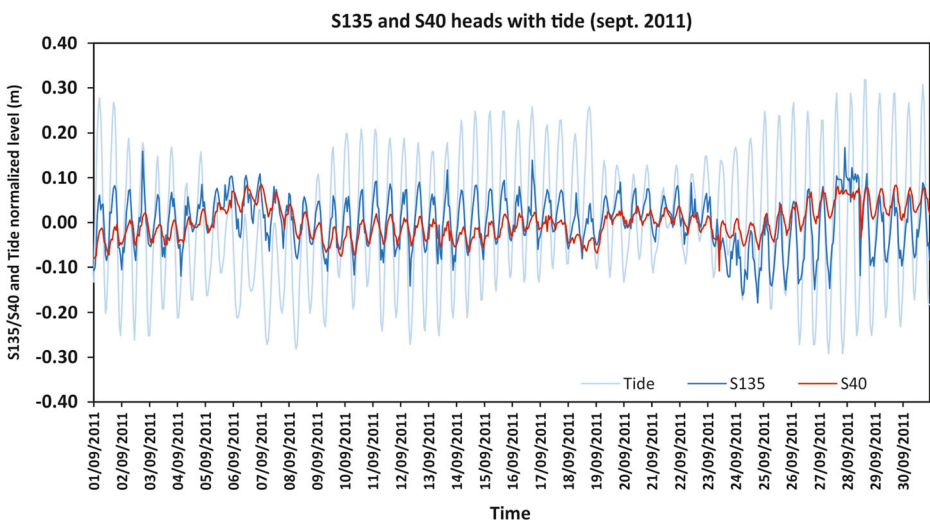


Fig. 2 Mediterranean tide and tidal effects in piezometers S40 and S135

and the vertical heterogeneity of the hydraulic conductivity. The conceptual model considered is a simplification of the real study case since the objective is to determine the margin of error that the T and S values obtained with the classic methods can have when the boundary conditions considered by Theis and Cooper-Jacob are not met (case 1). To do so, the T and S values (T_i , S_i) are estimated from the drawdowns for each simulated scenario, and the error with regard to case 1 (T_1 , S_1) is calculated as

$$\text{Error}_T = \frac{T_i - T_1}{T_1}; \quad \text{Error}_S = \frac{S_i - S_1}{S_1}$$

3.1 Pumping Tests Description

Two pumping tests were performed consisting in measuring the heads in the monitoring wells S40 and S135 after a prolonged opening of well S250. In the first test (PT1), well S250 was kept open for 23 h and 35 min, allowing a recovery time of 3 h and 30 min after well S250 was sealed. In the second test (PT2), well S250 was opened for 26 h and 7 min, allowing a recovery time of 23 h and 43 min (Table 1).

Throughout the two tests, the well discharge was measured at variable intervals, noting a progressive drop in flow. In PT1, discharge was between 20 and 16.7 L/s and in PT2 it was 17.7 to 16 L/s. The average discharge for the two tests was taken as 18.2 and 16.8 L/s, respectively (Table 2).

In PT1, although the recovery time allowed was very short (3.5 h), the static water level was nearly reached, with a residual decrease of just 0.01 m in S40. In PT2, the recovery time was longer (almost 24 h), allowing complete recovery of the water level.

In both tests, the effect of tidal fluctuations is noted, although it is much more noticeable in S135 than in S40.

3.2 Numerical Modelling

A finite-difference 3D model (SEAWAT) has been developed simulating a theoretical pumping test where the boundary conditions were modified in a total of seven different cases: (1) Theis and Cooper-Jacob conditions, (2) with a hydraulic gradient on the X axis, (3) with a variable pumping rate, (4) with a boundary with tidal fluctuations, (5) with vertical heterogeneity, (6) with fluids of different density (freshwater and saltwater), and (7) with all the above conditions. The size of the model is large enough to ensure a completely theoretical pumping, in which there is no border impact on the shape of the drawdown cones.

Table 1 Procedure of the two pumping tests carried out in the S250 well

Pumping Test 1 (PT1)		Pumping Test 2 (PT2)	
S250 well opening (PT start)	1–11-11 12:30	S250 well opening (PT start)	21–2-12 10:20
S250 well closing (PT end)	2–11-11 12:05	S250 well closing (PT end)	22–2-12 12:27
Recovering end	2–11-11 15:35	Recovering end	23–2-12 12:10

Table 2 Some pumping test data related to the pumping and observation wells

Observation point	PT1		PT2			
	S40	S135	S40	S135	S40 recovering	S135 recovering
Discharge (m ³ /d)	1576		1451			
Distance to pumping (m)	4.72	9.60	4.72	9.60	4.72	9.60
Static Head (m)	5.23	6.62	4.88	6.58	4.88	6.58
Max. Drawdown (m)	0.79	0.45	0.49	0.44		
Tidal-induced amplitude (m)	0.008	0.06	0.006	0.06	0.028	0.09

Accordingly, the model dimension (Fig. 3) was set to 5 km long (X dimension) by 5 km wide (Y dimension) by 200 m deep (Z dimension), considering the ground surface at 3 m above sea level. Cells are 50 m × 50 m and of variable depth in accordance with the two main situations: one layer (cases 1, 2, 3, 4, and 6) as a homogeneous aquifer and three layers (cases 5 and 7) to include heterogeneity in the aquifer (Fig. 3).

The main features for each scenario are listed in Table 3. The gradient defined between the two constant head boundaries is 0.001 in cases 2 and 7. The tide condition imposed in cases 4 and 7 is described as a constant sinusoidal oscillation head boundary condition (Fig. 3B) on the left border from 0 to 1 km, with the aim to produce a detectable disturbance in the records of the head observation wells. The expression used to define the tide oscillation is:

$$H = A \sin\left(\frac{2\pi}{T} * t - \varphi\right)$$

where H is the tide elevation [L], A is the semi-amplitude of the tide [L], T is the period of tide oscillation [T], t is the time [T], and φ is the phase of the tide [°]. In this case, tidal values similar to those in the Mediterranean Sea were considered. The semi-diurnal tide fluctuation for a 24-h period has been adjusted, with an amplitude of 2 m, a frequency of 0.082 cycles/h, and a period of 12.2 h. Another variation (applied in cases 6 and 7) is added with the aim of evaluating the implication of variable density on the simulated pumping test. The considered density values are 0.35 g/L (freshwater) and 35 g/L (saltwater). A 10 m-thick layer in the lowest level was considered, with a constant salinity of 35 g/L.

The pumping well is situated in the centre of the model domain (2.5 × 2.5 km²), and fully penetrating, from 3 m to −200 m depth (along the Z axis). The casing of the pumping well was assigned as fully screened. The variable pumping rate in cases 3 and 7 has been imposed with a linear decrease from 1600 m³/d to 1500 m³/d, throughout one day of pumping. In other cases, the pumping rate is constant and equal to 1500 m³/d.

Finally, eight head observation points were added in order to assess the symmetry of the drawdown cone produced by the pumping and the changes in heads with depth. They were distributed symmetrically on both the right and left sides of the well (R1-RS1-L1-LS1 50 m and R2-RS2-L2-LS2 100 m from the pumping well, respectively), as shown in Fig. 3B. The depths of the head observation points are:

- RS1, RS2, LS1, and LS2: - 5 m (below top of the model)
- R1 and L1: - 40 m (below top of the model)
- R2 and L2: - 135 m (below top of the model)

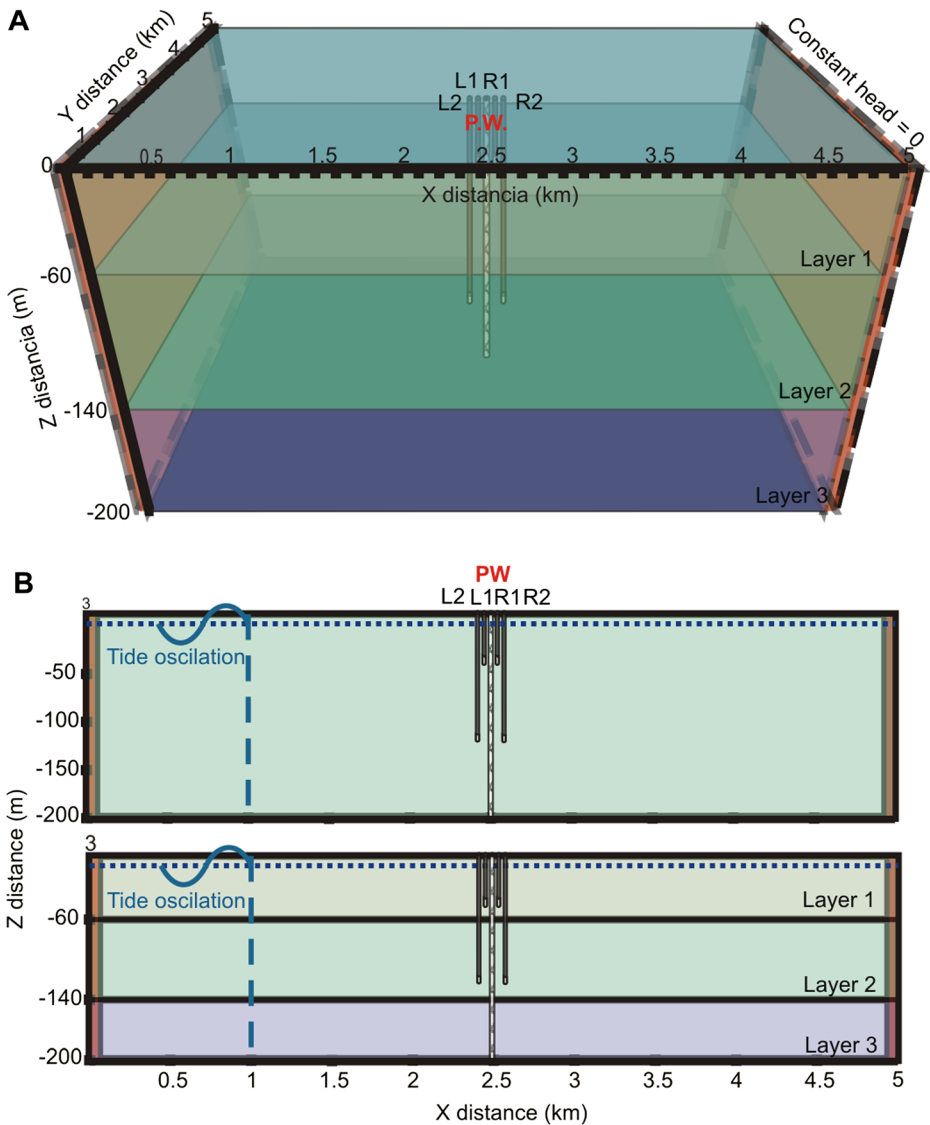


Fig. 3 Conceptual model scheme. **a** 3-D; **b** 2-D cross-section along a row in homogeneous (cases 1, 2, 3, 4, and 6) and heterogeneous cases (cases 5 and 7)

4 Results

4.1 Pumping Test Interpretation

For the estimation of T and S, the drawdowns obtained in the two pumping tests (PT1 and PT2) in the Motril-Salobreña aquifer are used. The drawdowns in the two piezometers are slightly different in PT1 and PT2 due to the different discharge rates. However, in both tests S40 has higher drawdowns than S135 (Fig. 5) due to its greater proximity to the pumping and

Table 3 Properties and boundary conditions used in each modelled case. P: Pumping; G: Hydraulic gradient between the two constant head boundaries; VQ: Variable well discharge; TE: tidal effect; VH: Vertical heterogeneity; VD: Variable fluid density; FW: Freshwater; SW: Salt water

Case	Descrip.	K (m/d)	Anisotropy (m/d)	S _s (1/m)	S _y (-)	Time (d)	Q (m ³ /d)	Constant Head	Density (g/L)
1	P	K = 10	K _x = 10 K _y = 10 K _z = 1	1E-5	0.03	1	1500	Columns 1 and 100: (H = 0 m)	Not applied
2	P + G	K = 10	K _x = 10 K _y = 10 K _z = 1	1E-5	0.03	1	1500	H ₁ = -2.5 m H ₁₀₀ = 2.5 m	Not applied
3	P + VQ	K = 10	K _x = 10 K _y = 10 K _z = 1	1E-5	0.03	1	From 1600 to 1500	Columns 1 and 100: (H = 0 m)	Not applied
4	P + TE	K = 10	K _x = 10 K _y = 10 K _z = 1	1E-5	0.03	1	1500	Oscillating in columns 1 to 20	Not applied
5	P + VH	K ₁ = 15 K ₂ = 30 K ₃ = 1	1/10 in all layers	1E-5	0.03	1	1500	Columns 1 and 100: (H = 0 m)	Not applied
6	P + VD	K = 10	K _x = 10 K _y = 10 K _z = 1	1E-5	0.03	1	From 1600 to 1500	Columns 1 and 100: (H = 0 m)	FW: 0.35 SW: 35
7	P + G + VQ + TE + VH + VD	K ₁ = 15 K ₂ = 30 K ₃ = 1	1/10 in all layers	1E-5	0.03	1	From 1600 to 1500	H ₁ equal to case 4 but respect to -2.5 m H ₁₀₀ = 2.5 m	FW: 0.35 SW: 35

to the shallower measurement. The highest drawdown in S40 during PT1 was 0.79 m and 0.49 during PT2 (Table 2). In the case of S135, the differences in drawdowns are slight in both tests, never exceeding 0.02 m.

In both tests, only diurnal and semi-diurnal tidal fluctuations are noticeable, with periods of around 24 h and 12.2 h respectively.

It can be seen that the flow around the pumping point interacts with the tidal effect of the levels. In fact, the fluctuations in S40 and S135 in the absence of pumping are 0.05 and 0.15 m, respectively. However, during pumping they seem to be attenuated, logging 0.008 and 0.06 m, respectively.

4.1.1 Classic Methods

The fit of the drawdowns to the theoretical curves was more satisfactory for well S40, with a standard error of 1.6 % compared to 4 % in the fit for S135. This difference is probably due to tidal fluctuations, which are much more evident in S135 and make the data difficult to fit (Fig. 4). The T data estimated for S40 and S135 range from 1598 to 2360 m²/d and 3192 to 4383 m²/d, respectively. The S data range from 0.003 to 0.009 for S40 and 1.2 · 10⁻⁴ and 0.008 for S130.

Applying the modifications proposed by Streltsova (1988) for variable discharge, slightly lower T values than the above are obtained. These values range from 1292 to 1630 m²/d for S40 and from 2750 to 3249 m²/d for S135 (Table 4). However, for S the values are higher, with 0.023 for S40 and from 0.03 to 0.002 for S135. In general, the standard errors obtained when fitting the curves in the latter case are very similar to those not considering variable discharge. However, when variable discharge is considered, the fitted data logged in S40 show a minimum standard error (1.5 %). Therefore, the averages of estimates for S40 are taken as representative values for T and S in the western sector of the Motril-Salobreña aquifer applying the methods of Theis and Cooper–Jacob (with variable discharge). Specifically, a T of 1460 m²/d and an S of 0.027 are considered.

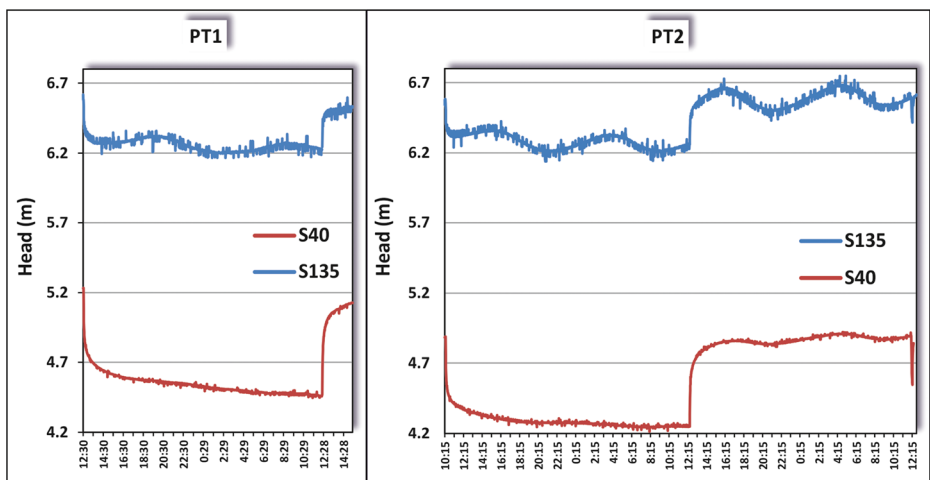


Fig. 4 Heads measured in S40 and S135 during pumping tests

Table 4 T and S results obtained from classic methods

		PT1		PT2				
		Pumping		Pumping		Recovery		
		Cooper-Jacob	Theis	Cooper-Jacob	Theis	Cooper-Jacob	Theis	
Constant Discharge	T (m ² /d)	S40	1602	1598	1977	1971	2360	1933
		S135	4381	4383	3192	3192		
	S (-)	S40	0.009	0.009	0.003	0.003		
		S135	1.5 10 ⁻⁴	1.2 10 ⁻⁴	0.009	0.008		
Variable Discharge	T (m ² /d)	S40	1292	1290	1629	1630	-	1242
		S135	3249	3249	2768	2750		
	S (-)	S40	0.03	0.03	0.023	0.023		
		S135	0.002	0.002	0.03	0.03		

4.1.2 Other Analytical Solutions

To apply other analytical solutions, only the drawdown data logged in S40 were taken since the tidal signal in S135 makes it difficult to interpret the results.

A better fit is obtained with the curves proposed by Sakr (2001) than with the Theis method. The s -log t curve is included in those corresponding to an r_w/L of 1 and $2 \cdot 10^{-4}$. The value for $T = 1540$ m²/d is quite close to that obtained with the classic methods (1460 m²/d). However, the result for S ($2.75 \cdot 10^{-5}$) is much lower than that obtained with the classic methods.

Applying the method proposed by Sen and Altunkaynak (2004), which considers a variable discharge rate, gives a T value of 1,040 m²/d, which is lower than the 1460 m²/d calculated with the classic methods. However, this method could not be applied to calculate S . It may be that the method proposed by those authors is better applied to confined aquifers, in which the drawdowns related to the discharge flow are much greater than in unconfined aquifers such as this one.

Following the methodology of Chapuis et al. (2006), the s resulting from subtracting h_0 (head with a tidal signal logged before pumping) from the h measured during pumping still shows a fluctuating signal, indicating this method does not entirely clean up the tidal signal. The application of this methodology has two main problems. On one hand, Chapuis et al. (2006) consider a uniform tidal signal in the piezometric log even though that signal is usually very irregular (Fig. 2) since these fluctuations are also affected by factors such as wind, barometric pressure, and changes in aquifer recharge. It is consequently very difficult to find tidal signals of the same amplitude at different times. In addition, the superpositioning of the tidal signal unaffected by pumping (h_0) on the signal logged during pumping (h) can yield apparent maxima and minima that falsify the resulting drawdowns in the subtraction.

Briefly, analytical solutions other than those proposed by Theis and Cooper-Jacob, considering variable density and a variable discharge, provide similar T values to those obtained with the classic methods. The solution proposed by Sen and Altunkaynak (2004) gives a T value 30 % lower than that given by the classic methods, whereas the solution proposed by Sakr (2001) yields a T value that is 5 % higher. In contrast, the results for the storage coefficient with these two analytical solutions are much lower or could not be adjusted.

4.2 Evaluation of Reliability of Theis and Cooper-Jacob Methods

Figure 5 shows the drawdowns in nine check points in the seven scenarios simulated with numerical modelling, although there seem to be fewer lines as some coincide. It can be observed that the s logs are symmetrical in all cases. There is only a slight difference in case 7, where the tidal effect appears, which not surprisingly shows greater amplitude in points closer to the boundary in which the tidal fluctuation condition is applied.

In all cases except those including vertical heterogeneity (cases 5 and 7), the drawdowns recorded at depth coincide with those logged at the surface. In cases 5 and 7, there is agreement between the s obtained at point 1 at depth and at the surface (R1 and RS1, L1 and LS1) because both are in layer 1. The same does not occur for the points in position 2, where R2 and L2 are located in layer 2, and RS2 and LS2 are in layer 1. In points R2 and L2, the drawdowns trend differently than in the other cases, with a sharper drawdown at the start of pumping and a slowing of the drawdown after about one hour of pumping (Fig. 5).

Cases 2, 3, and 4 show very similar results to case 1 for the degree of impact of the different circumstances considered on the values of s .

Table 5 presents the data for T and S calculated from the drawdown data obtained by numerical modelling after one day of pumping in the different scenarios considered. Coinciding with the values noted in the s - t graphs (Fig. 5), the T values calculated in scenarios 2, 3, 4,

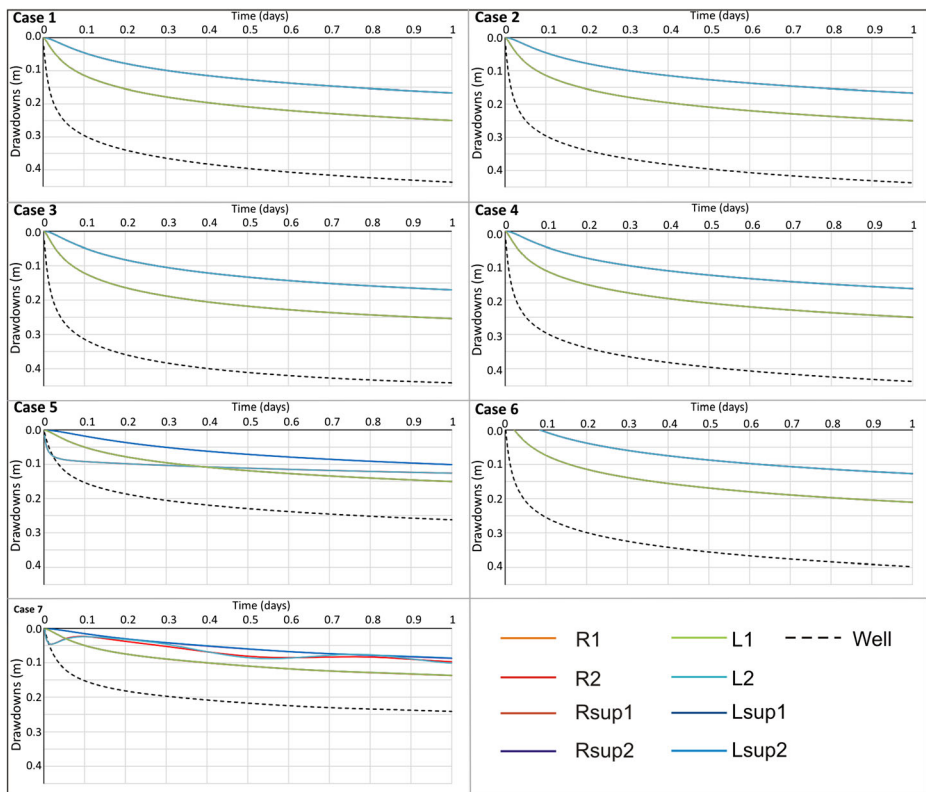


Fig. 5 Drawdowns versus time in the seven modelled cases at nine control points. Some lines are not visible as they are obscured by others than exactly coincide with them

Table 5 T and S values for each of the cases modelled from each one of the drawdown records from the different observation points of the numerical model and estimation errors regarding case 1. Values repeated due to symmetry have been eliminated

Cases	Transmissivity						Storage coefficient									
	R1		R2		RS1		RS2		R1		R2		RS1		RS2	
	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value
	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %
	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d	m ² /d
1 Ideal	1958	-	2014	-	1994	-	2133	-	1937	-	2032	-	1994	-	2133	-
2 H. Gradient	1959	0.0	2066	0.1	1995	2.6	2066	0.1	1959	-3.1	2026	1.1	1995	-0.3	2185	2.4
3 V. Disch.	1944	-0.7	2009	-0.5	1985	-0.2	2170	-0.5	1944	1.7	2053	0.4	1985	1.0	2078	-2.6
4 Tidal Eff.	1958	0.0	2077	0.0	1994	3.1	2133	0.0	1958	0.0	2029	1.1	1994	-0.2	2100	-1.5
5 V. Heterog.	2517	28	2639	342	8806	31	5295	148	2517	148	2653	30	2518	31	2749	29
6 V. Density	1810	-7.5	1945	-20.6	1583	-3.4	2170	-20.6	1810	1.7	1953	-6.5	1583	-3.9	2170	1.8
7 All	2863	46	2827	16.1	2314	40	3579	68	2863	68	2827	48	2812	39	2943	38
Cases																
	R1		R2		RS1		RS2		R1		R2		RS1		RS2	
	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value	Theis Value	Jacob Value
	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %	Err. %
	0.0292	-	0.0263	-	0.0288	-	0.0237	-	0.0301	-	0.0264	-	0.0288	-	0.0234	-
1 Ideal	0.0292	0.0	0.0254	-0.1	0.0288	-3.4	0.0254	-0.1	0.0292	7.2	0.0256	-3.0	0.0288	-2.9	0.0234	0.0
2 H. Gradient	0.0300	2.7	0.0262	1.0	0.0291	-0.4	0.0235	-1.1	0.0300	-1.1	0.0263	-0.3	0.0291	-0.4	0.0253	7.9
3 V. Disch.	0.0292	0.1	0.0254	-0.2	0.0288	-3.4	0.0243	-0.2	0.0292	2.4	0.0261	-2.9	0.0288	-1.1	0.0252	7.5
4 Tidal Eff.	0.0970	232	0.0843	220	0.0002	220	0.0043	-99	0.0970	-82	0.0847	222	0.0723	151	0.0602	157
5 V. Heterog.	0.0664	127	0.0558	112	0.0707	112	0.0494	145	0.0664	108	0.0555	121	0.0707	145	0.0494	110
6 V. Density	0.1072	267	0.1039	256	0.0609	256	0.0526	108	0.1072	80	0.1039	267	0.0945	223	0.0800	174

and 6 are quite similar to those obtained with the Theis and Cooper-Jacob methods (case 1). The error tends to be below 10 %, and only in the case of s measured at the points farthest from the pumping point considering different densities (R2, RS2) does it reach an error of 20 % (case 6).

Vertical heterogeneity is the most important factor impacting the applicability of classic methods in interpreting pumping tests. In that scenario (case 5), the T values obtained show a higher error percentage, although there is a great difference between the values calculated at the points located in layer 1 (R1, RS1, RS2), with errors of around 30 %, and the values in layer 2 (R2), with errors of over 100 %.

It is worth noting that, considering all the factors combined (case 7), the percentage of error drops down to 40–50 % in most cases, probably because certain effects compensate for the effects of other factors.

The S is much more sensitive to changes with respect to the reference case. Acceptable results have only been found for cases taking into account a hydraulic gradient, variable withdrawal rate, and single-layer tidal effects (cases 2, 3, and 4), with errors generally under 3 %. In the other cases, the S values are much higher than the value calculated in case 1, with errors of around 100–300 %.

As occurs with T, the S values obtained for case 7 (in which all the variables are considered jointly) show a lower error than in case 5. The fluid's variable density affects the estimation of S (errors of over 100 %) more than that of T (errors of 1.7–20.6 %).

5 Discussion

Applying the analytical solution proposed by Sen and Altunkaynak (2004) to the Motril-Salobreña aquifer to determine the effect of pumping with a variable discharge reveals a T value 28 % lower than when estimated with the classic methods. In contrast, the results of the numerical modelling (case 3) considering a decrease of 10 % in the pumping rate over the course of the test yielded a difference of less than 2.6 % compared to the values from the Theis and Cooper-Jacob methods.

The other analytical solution applied in this work, proposed by Sakr (2001), considers the effect of two fluids of different density and yields T values 5 % higher than the values of the classic methods for the Motril-Salobreña aquifer. In this case, in contrast, the results of the numerical modelling (case 6) indicate that this factor has more impact on the results and inversely to the form suggested by Sakr (2001), with T values up to 20 % lower than those found with the classic methods.

When considering layers with different hydraulic conductivity (case 5), vertical flows occur that deform the equipotentials, losing their verticality. This occurs because the supply of water to the pumping well is proportional to the hydraulic conductivity and, therefore, is higher in layer 2, which has the highest K of the three. In fact, layer 2 supplied 71 %, layer 1 27 %, and layer 3 2 % of the withdrawal volume. This causes a greater loss of head at the beginning in layer 2 and the appearance of a vertical hydraulic gradient from layers 1 and 3 towards layer 2. This is why, in case 5, the drawdowns in L2 and R2 are much sharper at the start and gradually stabilize due to the supply of water from the other two layers.

Consequently, the s values measured in the different layers do not correspond to the direct effect of the volume pumped and explains why they do not provide good results using the classic methods. Therefore, and in agreement with Alam and Olsthoorn (2014), the traditional methods tend to mask the effect in stratified aquifers with vertical flow.

In case 5, it has been considered that the effect could be similar to what happens in a leaky confined aquifer, and we therefore opted to use the analytical solution proposed by Hantush (1960). The resulting T values are closer than with traditional methods, but the errors are still quite large (around 100 %).

The effect of tidal fluctuations on drawdowns is minimal when only one layer is considered (case 4 in Fig. 5), but is notable when several layers are taken into account (case 7 in Fig. 5). Specifically, the s logged in the shallower points (R1, L1) show no fluctuation; however, deeper points (R2, L2) do show a clear effect of tidal fluctuations. This circumstance is in agreement with the effect found in the two monitoring wells for the Motril-Salobreña aquifer (S40 and S135), where a much sharper tidal fluctuation is found in the deeper piezometer (Fig. 2).

6 Conclusions

Synthetic numerical modelling has shown that estimating the transmissivity values and the storage coefficient calculated by Theis and Cooper-Jacob in a detrital aquifer can yield an error of under 10 % when there is regional flow (hydraulic gradient), when the volume pumped varies up to 10 % throughout the test, and when the levels show a tidal effect on the order of 1 % of the total head.

A saltwater-freshwater interface can cause an error of 20 % in the transmissivity results and of over 100 % in the storage coefficient.

Vertical heterogeneity causes the greatest errors in the T and S results using classic methods. Layers with variations in hydraulic conductivity of 1–30 m/d produce errors in both parameters of over 100 %.

The Theis and Cooper-Jacob methods can be applied in coastal aquifers to interpret pumping tests and obtain T and S values as long as the aquifers are uniform, without significant vertical heterogeneity, and in a sector without variable density (saline wedge).

If the Theis or Cooper-Jacob methods are used in stratified aquifers with variable vertical hydraulic conductivity or in which pumping is carried out in the saline wedge, the S data cannot be considered valid and the T values should be viewed as approximate and over-estimated.

In the specific case of the Motril-Salobreña aquifer, in fact, the T value ($1460 \text{ m}^2/\text{d}$) obtained from applying the Theis and Cooper-Jacob methods on the pumping tests is probably overestimated as well. The storage coefficient value is uncertain and other methods will need to be used to determine it.

Acknowledgments This research has been financed by Project CGL2012-32892 (Ministerio de Economía y Competitividad of Spain) and by the Research Group Sedimentary Geology and Groundwater (RNM-369) of the Junta de Andalucía. Christine Laurin is thanked for the English version of the text.

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made.

References

- Alam N, Olsthoorn TN (2014) Multidepth pumping tests in deep aquifers. *Groundwater* 52:148–160. doi:10.1111/gwat.12155
- Barlow PM, Masterson JP, Walter DA (1996) Hydrogeology and analysis of ground-water-flow system, sagamore marsh area, Southern Massachusetts USGS Water-Resources Investigations Report 96-4200
- Boulton NS (1954) The drawdown of the water-table under non-steady conditions near a pumped well in an unconfined formation. *Proc Inst Civil Eng* 3:564–579
- Calvache ML, Duque C, Gomez-Fontalva JM, Crespo F (2011) Processes affecting groundwater temperature patterns in a coastal aquifer. *Int J Environ Sci Technol* 8(2):223–236
- Calvache ML, Ibáñez SP, Duque C, et al. (2009) Numerical modelling of the potential effects of a dam on a coastal aquifer in S. Spain. *Hydrol Process* 23:1268–1281
- Capuano RM, Jan RZ (1996) In situ hydraulic conductivity of clay and silty-clay fluvial-deltaic sediments, Texas gulf coast. *Ground Water* 34:545–551. doi:10.1111/j.1745-6584.1996.tb2036.x
- Chachadi AG, Gawas PD (2012) Correlation study between geoelectrical and aquifer parameters in West coast laterites. *Int J Earth Sci Eng* 5(2):282–287
- Chapuis RP, Belanger C, Chenaf D (2006) Pumping test in a confined aquifer under tidal influence. *Groundwater* 44(2):300–305
- Chattopadhyay PB, Vedanti N, Singh VS (2014) A conceptual numerical model to simulate aquifer parameters. *Water Resour Manag* 29:771–784. doi:10.1007/s11269-014-0841-6
- Chen C, Jiao JJ (1999) Numerical simulation of pumping tests in multilayer well with non-darcian flow in the well-bore. *Ground Water* 37(3):465–474
- Chen F, Wiese B, Zhou Q, Kowalsky MB, Norden B, Kempka T, Birkholzer JT (2014) Numerical modeling of the pumping tests at the ketzin pilot site for CO₂ injection: model calibration and heterogeneity effects. *Int J Greenh Gas Con* 22:200–212
- Cooper HH, Jacob CE (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Trans Am Geophys Union* 27:526–534
- Diamantopoulou P, Voudouris K (2008) Optimization of water resources management using SWOT analysis: the case of Zakynthos island, Ionian sea, Greece. *Environ Geol* 54(1):197–211
- Doulgeris C, Zissis T (2014) 3D variable density flow simulation to evaluate pumping schemes in coastal aquifers. *Water Resour Manag* 28(4):4943–4956
- Duffield GM (2007) AQTESOLV for Windows, Version 4.5, HydroSOLVE Inc, Reston, Virginia
- Duque C (2009) Influencia antrópica sobre la hidrogeología del acuífero Motril-Salobreña [Anthropogenic influence on the hydrogeology of the Motril-Salobreña Aquifer. PhD Thesis, University of Granada
- Duque C, Calvache ML, Pedrera A, Martín-Rosales W, López-Chicano M (2008) Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (southern Spain). *J Hydrol* 349(3–4):536–547
- Duque C, López-Chicano M, Calvache ML, Martín-Rosales W, Gómez-Fontalva JM, Crespo F (2011) Recharge sources and hydrogeological effects of irrigation and an influent river identified by stable isotopes in the motril-salobreña aquifer (southern Spain). *Hydrol Process* 25(4):2261–2274
- Glover RE (1959) The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. *J Geophys Res* 64(4):457–459
- Hantush MS (1960) Modification of the theory of leaky aquifers. *J Geophys Res* 65(11):3713–3725
- Hantush MS (1961) Aquifer test in partially penetrating wells. *J Hyd Div, Proc Am Soc Civil Eng* 87:171–194
- Hemker CJ (1985) Transient well flow in a leaky multiple-aquifer systems. *J Hydrol* 81:111–126
- Hemker CJ (1999) Transient well flow in vertically heterogeneous aquifers. *J Hydrol* 225:1–18
- Hemker CJ, Maas C (1987) Unsteady flow to wells in layered and fissured aquifer systems. *J Hydrol* 90:231–249
- Jacob CE, Lohman SW (1952) Non steady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. *Trans Am Geophys Union* 33(4):559–569
- Keith JH, Willis DW, Robert PS (2006) Interpretation of transmissivity estimates from single-well pumping aquifer tests. *Groundwater* 44(3):467–471
- Kohout FA (1964) The flow of fresh water and salt water in the Biscayne aquifer of the Miami area, Florida. In: sea water in coastal aquifers: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1613-C:12–32
- Kollet J, Zlotnik VA (2005) Influence of aquifer heterogeneity and return flow on pumping test data interpretation. *J Hydrol* 300(1–4):267–285. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.011
- Kourakos G, Mantoglou A (2011) Simulation and multi-objective management of coastal aquifers in semi-arid regions. *Water Resour Manag* 25(4):1063–1074
- Lai RY, Karadi GM, Williams RA (1973) Drawdown at time-dependent flowrate. *Water Resour Bull* 9(5):892–900
- Lee BS, Song SH, Kim JS, Um JY, Nam K (2014) Availability of coastal groundwater discharge as an alternative water resource in a large-scale reclaimed land, Korea. *Environ Earth Sci* 71(4):1521–1532

- Maas C (1987a) Groundwater flow to a well in a layered porous medium 1. Steady flow. *Water Resour Res* 23: 1675–1681
- Maas C (1987b) Groundwater flow to a well in a layered porous medium 2. Nonsteady multiple-aquifer flow. *Water Resour Res* 23:1683–1688
- Mastrocicco M, Sbarbati C, Colombani N, Petitta M (2013) Efficiency verification of a horizontal flow barrier via flowmeter tests and multilevel sampling. *Hydrol Process* 27:2414–2421
- Mishra PK, Vessilinov V, Gupta H (2013) On simulation and analysis of variable-rate pumping tests. *Groundwater* 51(3):469–473
- Moench AF (1995) Combining the neuman and boulton models for flow to a well in an unconfined aquifer. *Groundwater* 33:378–384
- Moench AF (1996) Flow to a well in a water-table aquifer: an improved Laplace transform solution. *Groundwater* 34:593–596
- Mohanty S, Jha MK, Kumar A, Jena SK (2012) Hydrologic and hydrogeologic characterization of a deltaic aquifer system in Orissa, eastern India. *Water Resour Manag* 26:1899–1928. doi:10.1007/s11269-012-9993-4
- Neuman SP (1972) Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. *Water Resour Res* 8(4):1031–1045
- Neuman SP (1974) Effects of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed aquifer response. *Water Resour Res* 10(2):303–312
- Ni JC, Cheng WC, Ge L (2011) A case history of field pumping tests in a deep gravel formation in the Taipei basin, Taiwan. *Eng Geol* 117:17–28. doi:10.1013/j.enggeo.2010.10.001
- Papadopoulos IS, Cooper HH (1967) Drawdown in a well of large diameter. *Water Resour Res* 3:241–244
- Park HY, Jang K, Ju JW, Yeo JW (2012) Hydrogeological characterization of seawater intrusion in tidally-forced coastal fractured bedrock aquifer. *J Hydrol* 446–447:77–89
- Riva M, Guadagnini A, Neuman SP, Franzetti S (2001) Radial flow in a bounded randomly heterogeneous aquifer. *Transp Porous Media* 45(1):139–193
- Sabtan AA, Shehata WM (2003) Hydrogeology of Al-lith sabkha, Saudi Arabia. *J Asian Earth Sci* 21(4):423–429
- Sakr SA (2001) Type curves for pumping test analysis in coastal aquifers. *Ground Water* 39(1):5–9
- Sen Z, Altunkaynak A (2004) Variable discharge type curve solutions for confined aquifers. *J Am Water Resour Assoc* 40(5):1189–1196
- Sternberg YM (1967) Transmissibility determination from variable discharge pumping tests. *Groundwater* 5(4): 27–29
- Streltsova TD (1988) Well testing in heterogeneous formations. John Wiley & sons, New York
- Thiem G (1906) *Hydrologische methoden*. Gebhardt, Leipzig
- Theis CV (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of well using groundwater storage. *Trans Am Geophys Union* 2:519–524
- Trefry MG, Johnston CD (1998) Pumping test analysis for a tidally forced aquifer. *Groundwater* 36(3):427–433
- Vouillamoz JM, Chatenoux B, Mathieu F, Baltassat JM, Legchenko A (2006) Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. *J Appl Geophys* 61:142–154
- Zekri S, Triki C, Al-Maktoumi A, Bazargan-Lari MR (2015) An optimization-simulation approach for groundwater abstraction under recharge uncertainty. *Water Resour Manag* 29:3681–3695. doi:10.1007/s11269-015-1023-x
- Zhang G (2013) Type curve and numerical solutions for estimation os transmissivity and storage coefficient with variable discharge condition. *J Hydrol* 476:345–351



**UNIVERSIDAD
DE GRANADA**

Tesis Doctoral 2017



**Programa Doctorado
Ciencias de la Tierra**

