

Influencia de la gestión del acuífero sobre los humedales del manto eólico de Doñana

M. Manzano⁽¹⁾, E. Custodio⁽²⁾, H. Higuera⁽¹⁾, R. Puig⁽³⁾ y A. Soler⁽³⁾

(1) Universidad Politécnica de Cartagena (UPCT), Pº de Alfonso XIII 52, 30203 Cartagena.
marisol.manzano@upct.es; horacio.higuera@upct.es

(2) Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Gran Capitán s/n ed. D2, 08034 Barcelona.
emilio.custodio@upc.edu

(3) Universidad de Barcelona (UB), Martí i Franqués, s/n, 08028 Barcelona.
rpuig@ub.edu; albersolergil@ub.edu

RESUMEN

Doñana es conocida sobre todo por las marismas, pero sobre el manto eólico litoral que cubre buena parte del área occidental de la zona existen cientos de pequeños y medianos humedales (lagunas, arroyos y criptohumedales) de agua dulce que generan una gran variedad de ecosistemas. La mayor parte de ellos están vinculados al acuífero de arenas, y su hidrología e hidroquímica dependen de la posición particular de cada uno respecto a la red regional de flujo de agua subterránea. El bombeo intensivo y localizado desde principios de 1980 ha modificado la red de flujo en varias zonas, alterando la relación aguas superficiales-aguas subterráneas respecto al funcionamiento natural. Los descensos interanuales acumulados de los niveles piezométricos profundos han provocado bajadas del nivel freático de entre unos pocos decímetros y más de un metro. Esto supone una disminución de las descargas por rezumes y evapotranspiración y la modificación de la fuente de alimentación principal y el hidroperiodo de algunos humedales. Los estudios hidrogeoquímicos, isotópicos y de modelación realizados han ayudado a conocer el funcionamiento de la mayoría de los humedales y han permitido evaluar la influencia de la extracción de agua subterránea y de la gestión de la vegetación en los cambios observados en la hidrología de algunos humedales significativos. La modelación del flujo de agua subterránea indica que tras una perturbación del funcionamiento del acuífero éste necesita alrededor de 30 años para alcanzar una situación intermedia entre el equilibrio previo y un nuevo equilibrio. En la actualidad el acuífero del manto eólico está en evolución (estado transitorio), y los manantiales, rezumes y descargas a arroyos irán disminuyendo si el actual modelo de explotación persiste. En algunas zonas este efecto se verá en parte compensado por la erradicación de los eucaliptos plantados hace varias décadas.

Palabras clave: acuífero, Doñana, hidroquímica, humedales, isótopos ambientales, manto eólico, modelación

Influence of aquifer management on the wetlands of the Doñana eolian mantle

ABSTRACT

The Doñana area holds important fluvial marshes and also hundreds of small-to-medium size wetlands (ponds, water courses and crypto-wetlands) on a sandy cover (an eolian mantle). The wetlands are mostly groundwater dependant and their hydrological properties are controlled by the particular location within the regional groundwater flow net. Intensive groundwater pumping since early in the 1980's has dramatically changed the groundwater flow regime in many areas. Accumulated inter-annual lowering of the piezometric levels of deep aquifer layers, the preferentially exploited ones, induced a progressive water-table drawdown. This resulted in a decrease of natural water discharge through seepage and phreatic evapotranspiration, thus modifying wetlands water source and hydroperiod. Hydrogeochemical, environmental isotopes and modelling studies developed allowed to know wetlands functioning and gave insight about how much groundwater pumping and vegetation management contributed to the modification of wetlands hydrology. The system needs about 30 years to go midway between a previous state and the final state after a change has been produced. Currently the system is under unsteady state, and springs, seepages and river flows tend to decrease if current pumpage persists. In some areas this is partially compensated by the eradication of eucalyptus trees planted some decades ago.

Key words: aquifer, Doñana, environmental isotopes, eolian mantle, hydrochemistry, modelling, wetlands

Introducción

El acuífero de Doñana está situado en la costa SO de España, entre los ríos Tinto (Huelva) y Guadalquivir (Sevilla). Con una extensión de unos 3000 km², tiene

en su superficie una zona protegida de unos 1100 km², el Espacio Natural Doñana, cuyo núcleo es el Parque Nacional de Doñana (PND) (Fig. 1).

El clima de la zona es Mediterráneo sub-húmedo con influencia atlántica y consiste en veranos secos e

inviernos húmedos. La precipitación media, que se concentra entre octubre y marzo, está entre 500 y 600 mm, pero tiene una elevada variabilidad interanual, entre 250 y 1100 mm (Custodio *et al.*, 2006). La temperatura media anual del aire es de unos 17 °C cerca de la costa y 18 °C en el centro de la zona que abarca el acuífero, y hay alrededor de 3000 horas de sol al año.

Los primeros asentamientos relevantes dentro de la zona empezaron en las décadas de 1930 y 1940 aprovechando parte de las marismas para el cultivo de arroz. Poco después se introdujo el pino sobre las arenas del manto eólico, aunque tuvo poco éxito debido a la cercanía del agua freática y a las pobres cualidades edáficas de las arenas. En la década de 1950 se plantaron extensas áreas con eucaliptos para madera, los cuales sí tuvieron éxito debido precisamente a la cercanía del agua. Sin embargo, buena parte de la superficie ha permanecido deshabitada a través de los tiempos debido a la escasez de recursos y de condiciones para el asentamiento humano. La zona más valiosa desde el punto de vista ecológico está deshabitada, aunque por ella transita el personal de conservación y algunos visitantes. En la década 1970, y como resultado de un plan de desarrollo impulsado por Organización para la Alimentación y la Agricultura (FAO) y el gobierno español, se desarrollaron grandes zonas para regadío con agua subterránea local, fuera de los límites del PND, pero adyacentes al mismo.

El turismo es una actividad económica relevante que comenzó a finales de la década de 1970. Es un turismo de playa principalmente, por tanto concentrado estacionalmente (primavera y verano) y espacialmente (Matalascañas y Mazagón, con capacidad conjunta para unas 300.000 personas). Las extracciones para abastecer a estas urbanizaciones se sumaron a la extracción de agua subterránea para regadío, comenzando todas en la misma época.

El acuífero está bordeado por dos ríos de tamaño considerable, al E el Guadalquivir y al O el Tinto. Ninguno de ellos aporta agua a la zona de Doñana, ni superficialmente ni mediante recarga al acuífero. Sobre la superficie del acuífero de Doñana discurren un río (Guadiamar) y dos arroyos que son permanentes (La Rocina y El Partido), los cuales reciben descarga de agua subterránea todo el año procedente total o parcialmente del acuífero de Doñana. También hay un número elevado de arroyos estacionales y, concentrados sobre una extensa formación eólica o manto eólico litoral de unos 400 km², hay más de un centenar de pequeños humedales (Bravo y Montes, 1993; Montes *et al.*, 1998) muy relevantes desde el punto de vista ecológico.

Desde 1984 se han realizado numerosos estudios

hidrogeológicos centrados en aspectos concretos y distintos del acuífero. Se han hecho estudios hidrodinámicos para conocer el impacto de las extracciones sobre los niveles piezométricos (Susó y Llamas, 1990), modelación del flujo de agua subterránea a escala local (Poncela, 1993; Trick, 1998) y regional (IGME, 1972, 1982a, UPC, 1999; los incorporados a este volumen), valoración de la recarga al acuífero mediante distintos métodos (Oliás, 1995; Guimerá *et al.*, 1992; Coletto *et al.*, 1992a, 1992b; Poncela, 1993; Custodio y Palancar, 1995; Trick y Custodio, 2003; Iglesias *et al.*, 1996; De Haro *et al.*, 2000; UPC, 1999; Custodio *et al.*, 2006); estudio de la relación de los humedales con el acuífero desde el punto de vista hidrogeológico (Lozano *et al.*, 2001, Delgado *et al.*, 2001; Lozano *et al.*, 2005; Manzano *et al.*, 2007a, 2007b). Mediante técnicas isotópicas se han estudiado los tiempos de permanencia y de tránsito del agua en el acuífero, el origen del agua de recarga y los procesos modificadores que el agua experimenta tras la recarga (Baonza *et al.*, 1984; Poncela *et al.*, 1992; Iglesias, 1999; Manzano *et al.*, 2001; Lozano *et al.*, 2005; Manzano *et al.*, 2007a) y también el origen del S en el agua subterránea (Higueras *et al.*, 2008). También se ha estudiado el fondo químico natural del agua en el acuífero, su origen y causas de modificación (Iglesias, 1998; Manzano *et al.*, 2005b). Aún están en estudio las distintas fuentes de contaminantes, su evolución en el acuífero y el posible papel de los humedales en los procesos de atenuación.

Este trabajo trata sobre la relación entre el acuífero y los humedales del manto eólico litoral, y sintetiza los principales resultados de estudios desarrollados en los últimos años. El origen geomorfológico y la hidrología de estos humedales es variable, pero muchos de ellos dependen del agua subterránea (Custodio, 2000; Manzano, 2001): manantiales, arroyos, pequeñas lagunas, vegetación de ribera, masas de vegetación freatófítica, prados, etc. La ubicación espacial de los humedales respecto a la red de flujo hídrica es determinante para la hidrología de los mismos, ya que condiciona los mecanismos de llenado y vaciado, el hidroperiodo (frecuencia y permanencia de la inundación), la mineralización del agua y el tipo químico (Manzano *et al.*, 2002). En el marco de estudios pasados se ha realizado una clasificación hidrológica sistemática con base en la propuesta metodológica del Plan Andaluz de Humedales (PAH, 2002). La mayoría de las lagunas, arroyos y manantiales son estacionales, aunque hay algunos permanentes, y reciben su agua principalmente del nivel freático cuando éste intercepta la superficie del terreno. Esta circunstancia se ha ido espaciando en el tiempo en zonas ecológicamente significativas del manto eólico,

debido a la disminución de la descarga natural de agua subterránea como consecuencia de la explotación del acuífero.

A pesar del elevado número de estudios realizados, las dimensiones de la zona y su complejidad hacen que aún queden aspectos pobremente conocidos, tanto de la hidrogeología del acuífero como del papel de los humedales en ciertos procesos hídricos y, sobre todo, ecológicos.

2. Geología e hidrogeología

La geología del acuífero de Doñana se ha descrito con detalle en otros lugares. La primera descripción exhaustiva fue producto de los estudios realizados para el Plan Regable Almonte-Marismas, auspiciado por FAO y el gobierno español (IGME, 1982b). Salvany y Custodio (1995) realizaron una revisión con criterios sedimentológicos e hidrogeológicos y sentaron la base de la terminología y los conceptos aquí empleados. A efectos del presente trabajo se hace una síntesis con connotaciones hidrogeológicas.

El acuífero de Doñana es en realidad un sistema acuífero formado principalmente por un apilamiento de sedimentos detríticos plio-cuaternarios no consolidados que yacen sobre un espeso paquete de margas marinas del Mioceno (ver Fig. 1). Los sedimentos del Plioceno son mayoritariamente poco permeables (margas, limos y arenas limosas) y de ambiente transicional marino-litoral. Los sedimentos del Cuaternario van desde limos, arenas y gravas de

ambiente deltaico y aluvial hacia el norte y este del acuífero y en la zona litoral, a arenas aluviales y eólicas que recubren el sector suroeste, y arcillas y limos de estuario y marismas recubriendo el sector sureste. Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales más permeables (gravas) están en las formaciones deltaicas y aluviales del sureste, que están recubiertas por las arcillas de marisma. El resto de formaciones tiene permeabilidades entre moderadas y reducidas.

Los sedimentos de las distintas formaciones están formados de manera dominante por granos de sílice amorfa y cristalina, con proporciones menores de feldspatos de Na y K y de arcillas (illita, clorita y caolinita; Iglesias, 1998; Ruíz *et al.*, 2004, Pozo *et al.*, 2008). Los carbonatos (calcita y dolomita) no están presentes en todas las formaciones. Por ejemplo, están prácticamente ausentes del sector oeste del manto eólico litoral (desde Matalascañas hacia Huelva), posiblemente porque ya han sido disueltos por la ligera acidez de la lluvia local y evacuados por el flujo de agua subterránea. Sí hay carbonatos, generalmente de origen biogénico, en las arenas del cordón litoral de Matalascañas-Malandar. También los hay, en forma de potentes formaciones de ostreidos, en las formaciones infrayacentes a la formación eólica en el borde sur del arroyo de La Rocina, así como en las arenas eólicas y litorales del borde noroeste de la marisma. Además, en las arenas y limos arenosos de la formación deltaica al norte y noroeste de la marisma hay calcita detrítica o de neoformación.

El conjunto de las formaciones del acuífero aumenta de espesor de norte a sur y de oeste a sures-

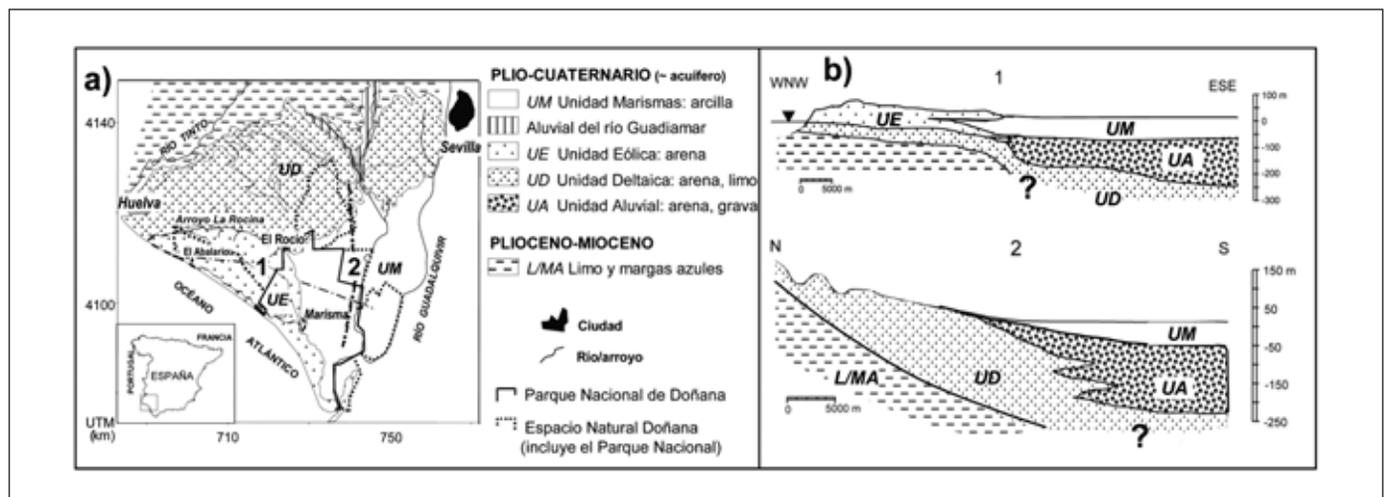


Figura 1. Localización, geología y geometría del sistema acuífero de Doñana. Los humedales que se mencionan en este trabajo están ubicados en el techo de la llamada Unidad Eólica (UE)

Figure 1. Location, geology and geometry of the Doñana aquifer system. The wetlands mentioned in this work are located on top of the Eolian Unit (UE)

te. Tierra adentro los espesores son de unas pocas decenas de metros y en la línea de costa más oriental son superiores a 150 m. En el sureste los sedimentos más gruesos (gravas aluviales) están recubiertos por una gruesa secuencia (50 a 80 m de espesor) de arcillas de estuario y marisma, la cual está separada del océano Atlántico por el cordón litoral de dunas activas, de edad reciente (Rodríguez Ramírez, 1998; Rodríguez Vidal *et al.*, 1993).

A escala regional la parte aflorante del sistema acuífero presenta dos dominios litológicos, uno arenoso (hacia el norte y el oeste de las marismas) y otro arcilloso (las marismas, con unos 1800 km² de superficie). Las formaciones permeables ubicadas bajo las arcillas están confinadas; fuera de la marisma las formaciones arenosas forman un acuífero libre, aunque localmente es posible distinguir niveles confinantes y otros semiconfinados. El sector suroeste del dominio de arenas está formado por el manto eólico litoral que soporta los humedales mencionados en este trabajo (techo de la Unidad Eólica en la Fig. 1).

La recarga al acuífero tiene lugar por la infiltración de la lluvia en todo el dominio de arenas. También hay recarga por la infiltración de excedentes de riego en

las zonas regables, pero ésta no supone un incremento de recursos ya que el agua procede del acuífero.

A escala regional el agua subterránea fluye principalmente hacia las zonas de descarga regional ubicadas a lo largo de la costa, a lo largo del contacto entre las arenas y las arcillas y a lo largo de los arroyos locales, principalmente el de La Rocina y el de El Partido. También debe existir algo de flujo desde el acuífero libre al acuífero confinado bajo la marisma, aunque en este tema hay menos seguridad por la dificultad para obtener observaciones representativas que proporcionen información conclusiva. Para calibrar las observaciones disponibles el modelo regional de flujo (UPC, 1999) requiere que ese flujo exista, pero entonces también debe existir una descarga profunda de agua dulce al mar por la costa que bordea la marisma. No obstante, las observaciones existentes en los pocos sondeos profundos que se han podido realizar en el cordón litoral indican que hay agua salina e incluso muy salada desde casi la superficie hasta los 300 m de profundidad (Fig. 2). Es decir, casi todo el acuífero confinado bajo la marisma contiene agua marina congénita casi estancada, evolucionada químicamente hasta convertirse en muy salina. Esta

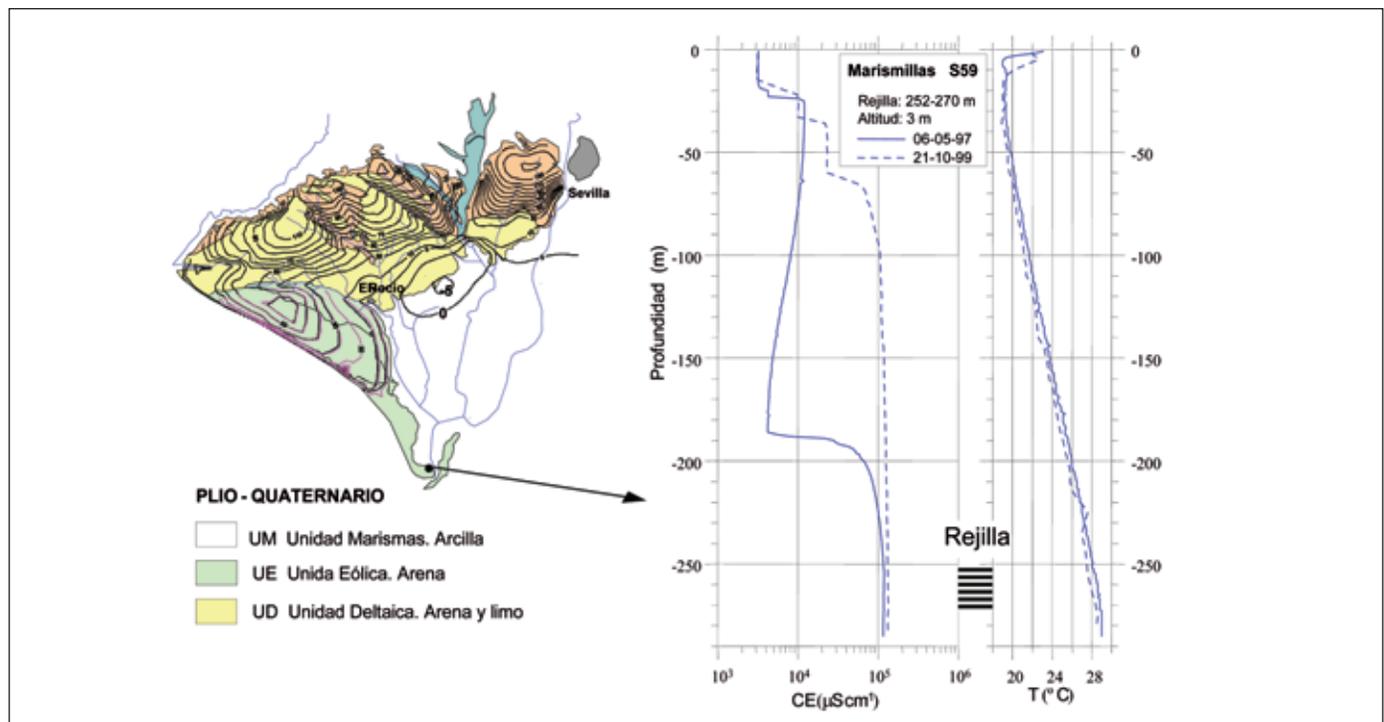


Figura 2. Piezometría regional (izquierda) y salinidad en un sondeo representativo de la zona de contacto marisma-flecha litoral (derecha). El sondeo tiene un solo tramo ranurado en la parte inferior, pero se observa que entra agua, también salina, por varias conexiones entre tramos de entubación, las cuales no son estancas

Figure 2. Regional piezometry (left) and salinity log in a borehole representative of the contact marshes-littoral spit (right). The borehole has a short screen near the bottom, but inflow of saline water through several casing connections is observed

agua se debió posicionar durante el último ascenso eustático, que se inició hace unos 11.000 años, y no ha podido ser desplazada hacia el mar (como ha ocurrido en otros acuíferos costeros del mundo) por el flujo de agua dulce procedente de la recarga en las arenas circundantes debido a que el gradiente hidráulico del agua dulce ha sido muy pequeño en la zona desde la última estabilización del nivel del mar hace unos 6.000 años (Zazo *et al.*, 1996; Manzano *et al.*, 2001) hasta la actualidad. En las condiciones de flujo natural imperantes antes del inicio de las explotaciones intensivas en la década de 1980, la descarga del acuífero a los numerosos humedales de la superficie del manto eólico y la descarga por evapotranspiración debían ser significativamente mayores que en la actualidad, pues los niveles freáticos están más bajos. También debía existir descarga por flujos lentos ascendentes a través de las arcillas de marisma (goteo, en términos hidrogeológicos). Posiblemente algunas de las surgencias llamadas "ojos de marisma", cuya profundidad de procedencia debe ser variable, sean restos de esos flujos.

El flujo natural está actualmente muy modificado en zonas más o menos amplias cercanas a las áreas de extracción. Los pozos agrícolas están concentrados cerca del contacto arenas-marisma, hacia el noreste y el noroeste de la marisma. Dado que se trata de una zona de descarga natural, los bombeos han substituido parcialmente a ésta y buena parte del agua recargada en las arenas y que fluye hacia el acuífero confinado es interceptada aquí por las explotaciones. La explotación intensiva de agua subterránea desde la década de 1980, principalmente para regadío y también para abastecimiento de zonas turísticas y, localmente, para usos medioambientales, ha producido un descenso de niveles piezométricos profundos en zonas extensas. El consiguiente descenso del nivel freático ha reducido la descarga natural de agua subterránea mediante manantiales, rezumes y evapotranspiración en el entorno de la marisma, modificando el patrón hidrológico de muchos humedales e induciendo cambios lentos pero progresivos en la vegetación freatófítica natural (Muñoz Reinoso, 1995; Serrano y Serrano, 1996; Trick y Custodio, 2004; UPC, 1999; Manzano *et al.*, 2005; Coletto, 2003; Lozano, 2004; Lozano *et al.*, 2005).

3. Funcionamiento del sistema acuífero en el manto eólico

Hasta el año 1992 la red de control piezométrica y química consistía en pozos agrícolas con varias rejillas y en algunos pozos someros de brocal, los cuales eran

medidos por el Instituto Geológico y Minero de España y por el Instituto Andaluz de Reforma Agraria (antes por el ICONA). Debido a las características de los pozos, las muestras de agua representaban una mezcla vertical de aguas procedentes de distintas profundidades, con tiempos de tránsito variables y composición química diferente. También los niveles piezométricos eran un promedio de los correspondientes a las aguas que penetran cada pozo a diversas profundidades.

Dado el espesor del acuífero, de forma natural existen flujos verticales descendentes en las zonas de recarga y ascendentes en las de descarga. Aquellos han incrementado al aumentar el gradiente hidráulico debido a los bombeos en capas profundas. La información hidrodinámica e hidroquímica que se obtenía no era representativa de ningún nivel particular, y no permitía obtener información acerca de gradientes verticales, tiempos de tránsito, variaciones de la composición con la profundidad, etc.

A finales de la década de 1980 la realización de perfiles de conductividad eléctrica y temperatura en múltiples pozos de todo el manto eólico y de ensayos de trazador en pozos seleccionados permitió observar la existencia de flujos verticales descendentes y ascendentes en distintas zonas. Esta observación orientó el diseño y la perforación, durante la década de 1990, de una red de control con emplazamientos de piezómetros múltiples puntuales. La red fue construida por el antiguo Servicio Geológico de Obras Públicas y por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Entre 1998 y 2003 el Instituto Geológico y Minero de España realizó algunos emplazamientos complementarios en zonas que habían quedado sin observación.

Desde su construcción, la nueva red de piezómetros múltiples puntuales ha permitido clarificar el patrón de la red de flujo de agua subterránea al permitir medir la evolución de los gradientes verticales. Esto ha posibilitado establecer la trayectoria de líneas de flujo y diseñar muestreos químicos e isotópicos a distintas profundidades y en distintas posiciones de una línea de flujo, lo cual ha proporcionado información sobre los procesos de transporte de solutos y sobre tiempos de tránsito siguiendo líneas de flujo individuales.

Aportaciones de la hidrogeoquímica relevantes para el conocimiento de la relación acuífero-humedales

El modelo hidroquímico conceptual que explica el fondo químico natural del manto eólico y su origen es el resultado de combinar estudios estadísticos, de

tendencias químicas, de trazadores temporales y de modelación hidrogeoquímica.

Puesto que el agua subterránea se deriva de la infiltración de la lluvia, los solutos que aporta la lluvia, concentrados por la evapotranspiración, constituyen la composición química mínima del agua subterránea. Los pocos datos disponibles de lluvia en Doñana (una decena de muestras) proceden del Palacio de Doñana (Lozano, 2004), de El Acebuche (Iglesias, 1999) y de La Rocina (estudios en curso). En todos los casos la lluvia muestreada es débilmente ácida (pH = 5,5 a 6,5) y de tipo bicarbonatado-cálcico, en vez de clorurado-sódico como se espera en una zona costera. Posiblemente se deba a la influencia del entorno medio, o quizás por la influencia temporal de polvo atmosférico procedente del Sahara, cuya composición es carbonatada cálcica según Querol *et al.* (2006), aunque los muestreos realizados en Canarias muestran un carácter silíceo. Dado el reducido número de muestras es posible que éstas no sean representativas de la lluvia promedio de la zona, como parece indicar el hecho de que el agua freática sea de tipo clorurado-sódico en la mayor parte del manto eólico.

Considerando una línea de flujo razonablemente realista que vaya desde la zona de recarga en El Abalarío hasta la de acuífero confinado en las inmediaciones de Vetalegua, pasando por El Alamillo y el Palacio de Doñana (Fig. 3), se pueden cuantificar los balances de masa de cada soluto a lo largo de esa línea y modelar las posibles reacciones químicas con el terreno que puedan justificar los balances observados. Se obtiene que los cambios principales de composición a lo largo de la línea de flujo se deben a los siguientes procesos:

- Procesos principales que ocurren durante la infiltración de la lluvia en las arenas eólicas: concentración por evapotranspiración (calibrado mediante balance de Cl); disolución de CO₂ edáfico (contrastado con mediciones de ¹³C del CO₂ del agua); equilibramiento con sílice; disolución de feldspatos de Na y K y disolución de CaCO₃ (sólo en los lugares del manto eólico donde hay carbonatos). El agua freática resultante tiene una mineralización baja (<0,2 mS cm⁻¹) y una facies química que oscila entre clorurada-sódica, en las áreas donde las arenas están formadas casi únicamente por sílice, y clorurada-bicarbonatada-sódica-cálcica, allí donde hay CaCO₃. Adicionalmente a los solutos de origen natural (atmosférico y litológico), en los aproximadamente 30 m superiores de la zona saturada del manto eólico se encuentran solutos procedentes de la actividad antrópica. Bajo las zonas en cultivo las concentraciones de plaguicidas, NO₃, SO₄, Zn, Co y

Cu, entre otros, son mayores que por debajo de esa profundidad (Fig. 4). Esto fue resultado del proyecto europeo BaSeLiNe (2003), cuyas conclusiones contribuyeron al texto de la actual Directiva para la Protección de las Aguas Subterráneas (Manzano *et al.*, 2005b; 2008; Custodio *et al.*, 2007) y ha sido reforzado por trabajos de otros otros autores (Oliás *et al.*, 2008).

En el marco del proyecto Doñana 2005 se ha confirmado que los nitratos agrícolas alcanzan aproximadamente los 20-25 m de profundidad en la zona agrícola del manto eólico (Fig. 5). Considerando que la agricultura intensiva empezó hacia 1980, eso indicaría una velocidad de transporte algo inferior a 1 m/año, claramente inferior a lo que indica el tritio (unos 34 años; ver más adelante). No obstante, estos cálculos pueden no ser exactos si a esa profundidad en el acuífero tienen lugar procesos de reducción. El estudio del SO₄ en las aguas subterráneas del manto eólico confirma la ocurrencia de procesos de reducción, aunque no de manera generalizada (Manzano *et al.*, 2007a y 2007b; Higuera *et al.*, 2008). Por ello, para discernir la existencia de reducción de NO₃ es necesario realizar un estudio isotópico del N y el O del nitrato disuelto, el cual está en marcha.

- Procesos que ocurren durante el flujo desde la parte más somera del manto eólico hasta la más profunda: en la Fig. 3 se puede intuir que la única reacción relevante parece ser la disolución de carbonatos en los niveles de la base del acuífero,

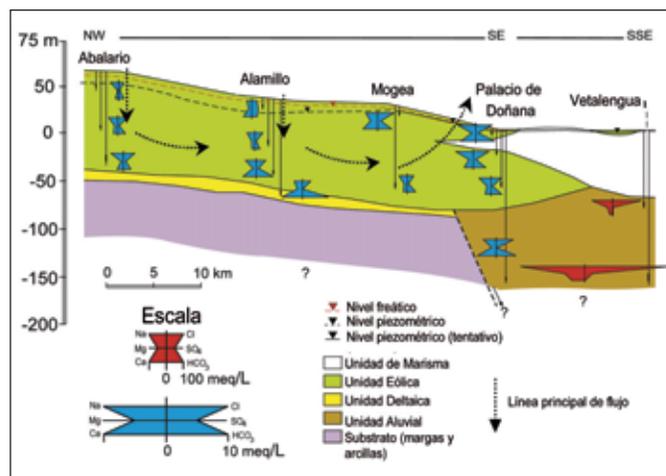


Figura 3. Evolución espacial y con la profundidad de la composición química del agua subterránea en el manto eólico a lo largo de un corte NO-SE

Figure 3. Lateral and vertical evolution of groundwater chemistry in the eolian mantle across a NW-SE section

donde el agua se hace bicarbonatada-cálcica. La modelación hidrogeoquímica realizada con PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) ha validado esta hipótesis. Una vez en la parte más profunda del acuífero el agua fluye hacia el este y al llegar al contacto con las arcillas de marisma las líneas de flujo ascienden. Las aguas que descargan a lo largo del contacto arenas-arcillas (La Vera y La Retuerta) son cloruradas-sódicas o bicarbonatadas-cálcicas, dependiendo de la procedencia de los flujos ascendentes. En esta zona la mineralización de las aguas puede llegar hasta 1 mS cm⁻¹. Sin embargo, las descargas locales a arroyos efímeros son predominantemente dulces ya que proceden del nivel freático local o de niveles muy poco profundos semiconfinados por las frecuentes capas de arcilla propias de la zona de contacto manto eólico-marisma.

Aportaciones de los isótopos ambientales relevantes para la relación acuífero-humedales

El ¹⁸O y el ²H han permitido identificar el origen de la recarga, su marca isotópica y la existencia de procesos de evaporación y mezcla en el acuífero. El tritio, el ¹⁴C y el ¹³C han proporcionado información relevante sobre la red de flujo en distintas zonas, sobre tiempos de tránsito por las arenas del manto eólico y sobre procesos hidrogeoquímicos modificadores de la actividad inicial del ¹⁴C en distintos lugares del acuífero. El ³⁴S y el ¹⁸O del SO₄ han permitido conocer las fuentes de S al acuífero y algunos procesos modificadores que tienen lugar a lo largo del flujo. Estudios en marcha con ¹⁵N están permitiendo identificar procesos modificadores, pero es necesario disponer de más mediciones para conocer la marca isotópica de las distintas fuentes de N y seguir su rastro en la red de flujo. A continuación se sintetiza la información relevante para este trabajo; más detalles pueden verse en Baonza et al. (1984); Poncela et al. (1992); Iglesias (1999); Delgado et al. (2001); Lozano (2004) y Manzano et al. (2001, 2007a y 2007b).

- El estudio de δ¹⁸O y δ²H en la lluvia, en aguas superficiales y en aguas subterráneas a distintas profundidades apoya el modelo conceptual sobre el origen de la recarga y la red de flujo. La lluvia local es coherente con la recta meteórica media mundial (Fig. 6). Las aguas freáticas no evaporadas tienen como valores medios δ¹⁸O = -4.7 a -5.5 ‰ V-SMOW; δ²H = -28 a -33 ‰ V-SMOW. Las variaciones espaciales de composición responden a dos procesos: mezcla con aguas marinas congénitas bajo la marisma (línea A en Fig. 6) y evapora-

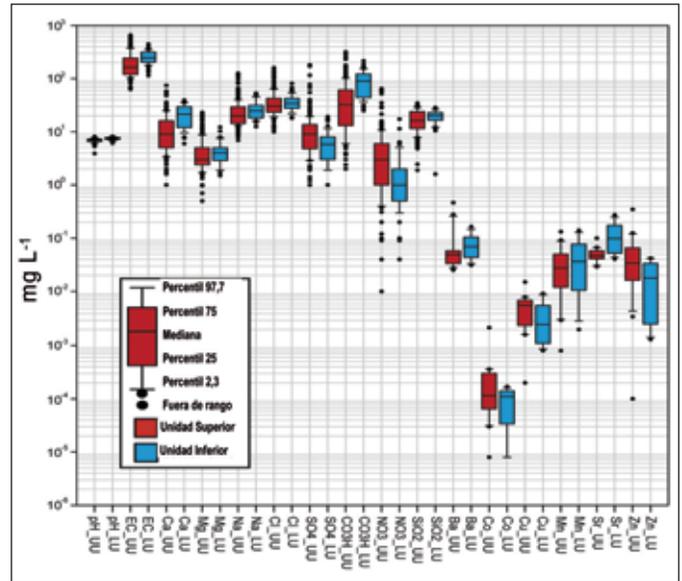


Figura 4. Diagramas de caja de los componentes cuya concentración varía significativamente con la profundidad en la formación Unidad Eólica, constituida por dos sub-unidades: la Unidad Superior (UU en eje X), que corresponde propiamente a arenas eólicas, y la Unidad Inferior (LU en eje X), que corresponde a arenas litorales y aluviales con gravas. Los contenidos de SO₄, NO₃, Co, Zn y Cu son mayores en la Unidad Superior, lo cual se atribuye a que los aportes agrícolas aún no han llegado a las capas más profundas. Los contenidos de HCO₃, Ca, Ba, Sr y Mn son mayores en la Unidad Inferior, lo cual es coherente con la ausencia de carbonatos en las arenas eólicas y su presencia en las arenas litorales. (Según Manzano et al., 2005b)

Figure 4. Box plot showing contents of selected components in the upper and lower part (Upper Unit and Lower Unit) of the Eolian Formation. The Upper Unit consists of eolian sands; the Lower Unit consists of littoral and alluvial sands and gravels. SO₄, NO₃, Co, Zn and Cu show higher contents in the Upper Unit, which is interpreted in terms of the irrigation water excess having not yet reached the deepest layers. HCO₃, Ca, Ba, Sr and Mn contents are higher in the Lower Unit, which is coherent with the presence of carbonates in the deeper, littoral sands, and its absence in the shallower, eolian sands. (After Manzano et al., 2005b)

ción en la superficie del terreno para aguas freáticas del entorno del complejo lagunar de Santa Olalla (línea B en Fig. 6). Esta información será retomada más tarde en la discusión sobre la hidroquímica de las lagunas.

- En las zonas de recarga del manto eólico la modelación del tritio en muestras representativas de líneas de flujo individuales (tomadas en los sondeos puntuales) indica que hasta unos 15 m de profundidad el agua es reciente; entre los 20 y los 25 m de profundidad tiene unos 34 años y a partir de los 40 m el agua es anterior a 1954. La actividad del ¹⁴C de las aguas hasta los 40 m oscila entre casi 100 y 75 pmC, lo cual indica que son recientes y que la

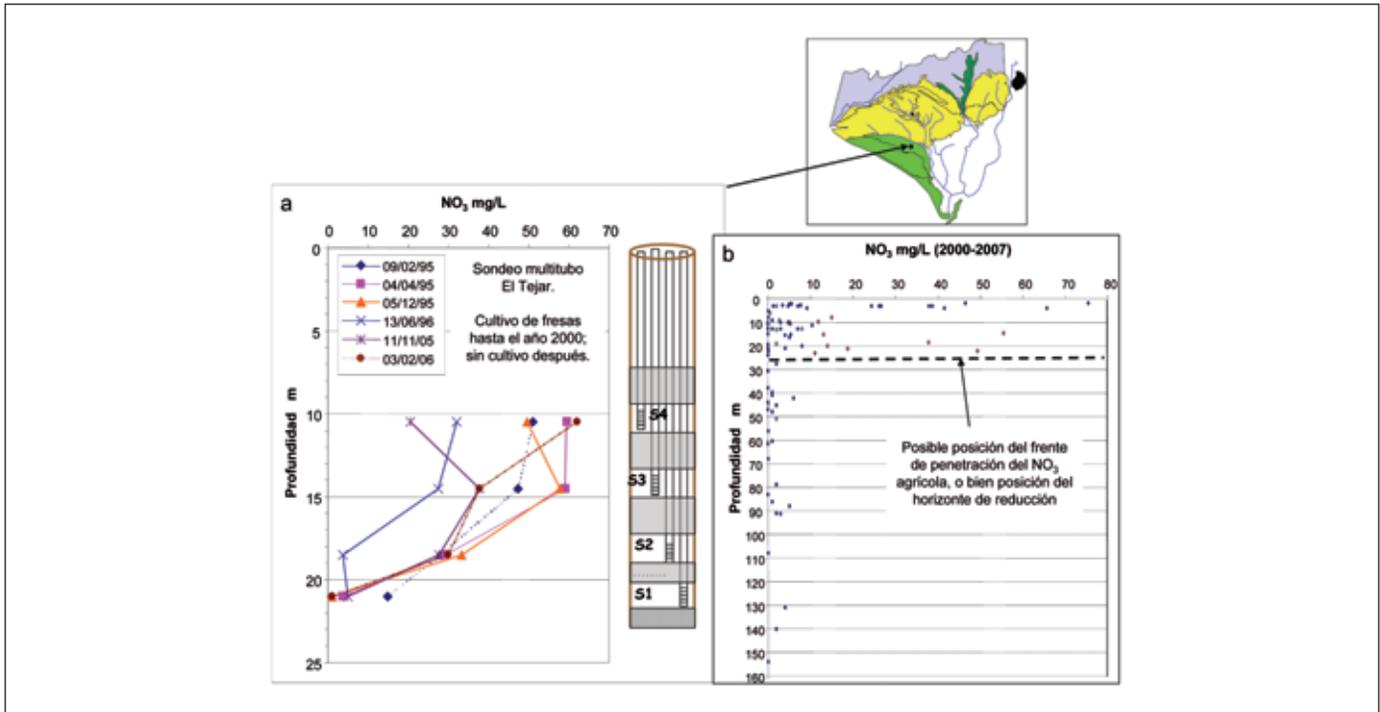


Figura 5. a) Evolución temporal y con la profundidad de la concentración de NO₃ en un sondeo multitubo diseñado para observar el transporte de agroquímicos. La disminución del NO₃ hacia los 20 m durante los 11 años de registro sugiere la ocurrencia de procesos de reducción, hipótesis que está en estudio. b) Concentración de NO₃ a distintas profundidades en la formación Unidad Eólica en muestras tomadas en sondeos puntuales entre los años 2000 y 2007. La disminución de NO₃ hacia los 20-25 m podría indicar bien la existencia de procesos de reducción, bien la posición alcanzada por el frente de penetración de los excedentes de riego. En el segundo caso, tras 30 años de agricultura la velocidad de flujo vertical sería algo inferior a 1 m/año, lo cual es coherente con una recarga media de 250 mm/año en esta zona

Figure 5. a) Time and depth evolution of NO₃ in a nested borehole designed to study agrochemicals transport. NO₃ decrease at around 20 m in the 11 years record suggest the occurrence of reduction processes, which is under study. b) NO₃ at different depths in the Eolian Unit formation in samples from point boreholes measured between 2000 and 2007. The NO₃ decrease around 20-25 m could be due either to reduction processes or just to the depth reached by the irrigation water penetration front. In this case, after 30 years or irrigation vertical groundwater flow would be somewhat under 1 m/year, which is coherent which a mean recharge of 250 mm/year in the area

actividad del ¹⁴C no está modificada por la disolución de carbonatos, o lo está ligeramente (según la ubicación espacial). El valor de δ¹³C del CO₂ del suelo en el manto eólico (medido por los autores) está entre -23 y -25 ‰ V-PDB y las aguas subterráneas someras tienen δ¹³C en torno a -16 ‰ V-PDB, en equilibrio isotópico con los anteriores valores, lo cual es coherente con el hecho de que en la parte superior del manto eólico no hay carbonatos.

- A lo largo del contacto arenas-arcillas, donde las aguas descargan mediante flujos ascendentes, las aguas procedentes de 20-25 m de profundidad tienen tiempos de tránsito alrededor de 30 años y a profundidades mayores a 25 m fueron recargadas antes de 1954. La actividad del ¹⁴C de estas aguas está entre 70 y 75 pmC, lo que, una vez corregida por la posible disolución de carbonatos, corresponde a edades entre recientes e inferiores a unos pocos centenares de años.

4. Relación de los humedales del manto eólico con el acuífero

Ya se ha visto que el manto eólico es zona de recarga del acuífero, excepto en los bordes de la formación arenosa. Los dos tipos más frecuentes de humedales en el manto eólico son pequeños arroyos erosivos encajados en los bordes del manto eólico y pequeñas depresiones geomorfológicas o erosivas ubicadas al pie de o entre los diversos frentes dunares estabilizados que forman el manto (Fig. 7).

Ambos tipos son hipogénicos (la principal fuente de llenado es la descarga de agua subterránea), estacionales (de forma natural sólo tienen agua en la estación húmeda, cuando el nivel freático está alto) y su ubicación está relacionada, en general, con líneas de flujo someras de agua subterránea de recorrido local o medio (hasta unos pocos kilómetros), es decir agua reciente.

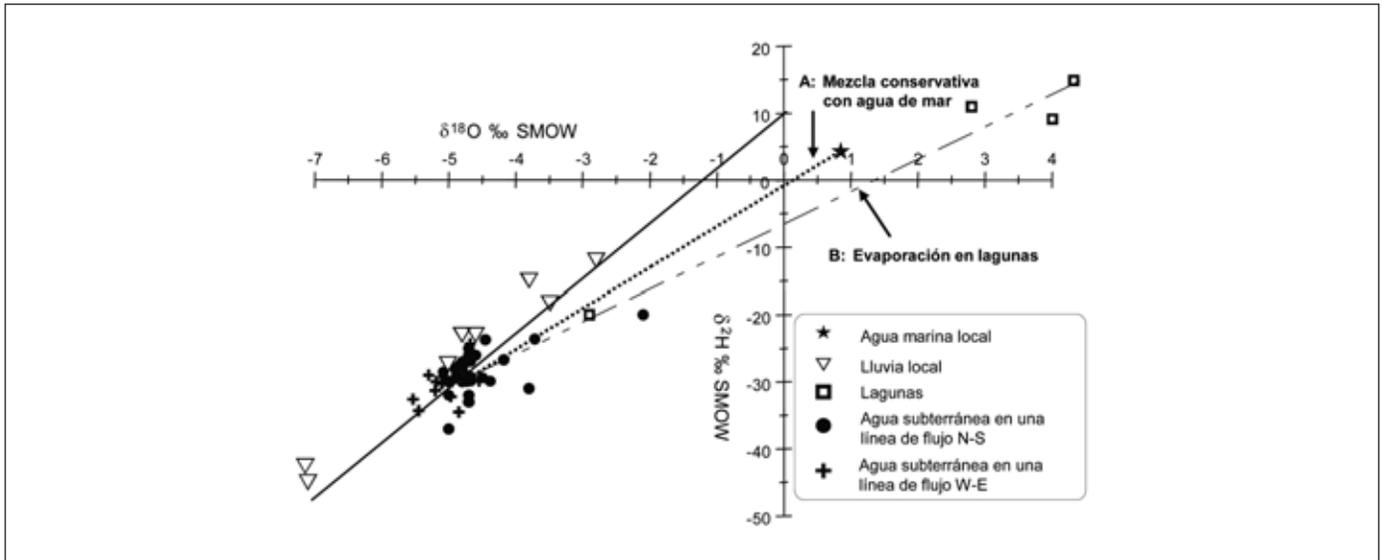


Figura 6. Composición isotópica de aguas superficiales y subterráneas del manto eólico. La mayoría de las muestras corresponde a recarga de la lluvia local. Varias muestran mezcla del agua de recarga local con agua evaporada en lagunas (línea B). En alguna de las muestras tomadas junto a la marisma no se puede descartar la mezcla con agua marina congénita (línea A)

Figure 6. Isotopic signature of surface and ground water from the eolian mantle. Most of the studied samples correspond to local rain-water recharge. Several samples are a mixture of local recharge and lagoon-evaporated water (line B). Connate seawater contribution (< 20%) can not be discarded in a few samples taken by the marshes (line A)

Los arroyos se generaron posiblemente al mismo tiempo que el manto eólico: en los lugares donde en época húmeda el nivel freático intersectaba la superficie del terreno, afloraba agua y ésta escurría siguiendo la pendiente, creando un cauce por erosión vertical y horizontal y transporte de las arenas hacia la marisma. Las pequeñas depresiones al pie o entre frentes dunares reciben agua de rezume de la duna adyacente y también por la intersección del nivel freático con el fondo del terreno en época de niveles altos. En algunas zonas hay lagunas aisladas que en años muy húmedos llegan a unirse con otras y el agua fluye de unas a otras, tanto por encima como por debajo de la superficie del terreno. Se trata de lagunas de flujo a través que están ubicadas sobre una misma línea de flujo del acuífero (Fig. 7).

Humedales mayores del manto eólico, como el arroyo de La Rocina o la laguna de Santa Olalla, parecen recibir aportes de líneas de flujo con distintos tiempos de tránsito (Vela et al., 1991; Poncela, 1993; Trick, 1999; Lozano, 2004), pero es muy difícil si no imposible obtener muestras individuales debido a la mezcla que se produce al confluir las distintas líneas de flujo en la zona de descarga. Para eso se necesitan sondeos abiertos a distintas profundidades.

La composición química del agua de los humedales del manto eólico refleja la del agua subterránea. El principal cambio significativo que se observa en la composición de las aguas es el grado de mineraliza-

ción, que varía sólo a escala regional, pero el tipo químico de las mismas es homogéneo: son aguas cloruradas-sódicas o cloruradas-bicarbonatadas-sódicas-cálcicas, en función de la existencia o no de carbonatos sólidos en el terreno en el lugar donde está ubicado el humedal. Sin embargo, algunas lagunas muestran cambios temporales muy rápidos de mineralización y tipo iónico, lo cual depende de cambios en el balance hídrico (la relación entre entradas y salidas) y de las reacciones físicoquímicas y biogeoquímicas que tienen lugar en el seno del agua o entre el agua y los sedimentos y la materia orgánica. Estas reacciones pueden provocar cambios locales súbitos de pH, salinidad y composición iónica, pero suelen ser temporales.

Estudios recientes sobre los procesos químicos en los humedales usando los isótopos $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, $^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$, $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ y $^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, junto con estudios hidrodinámicos y modelación hidrogeoquímica, indican que a lo largo del año en el entorno de ciertas lagunas se generan sistemas de flujo locales inducidos por el sentido del gradiente hidráulico entre la laguna y el nivel freático en el terreno adyacente (Lozano et al., 2005; Manzano et al., 2007b). En época seca el flujo va del acuífero a la laguna, pero al comienzo de la época húmeda la acumulación rápida de agua de lluvia y escorrentía local en la cubeta puede hacer que el flujo vaya de la laguna al acuífero. En la cubeta ocurren cambios químicos que modifican la composición del agua de lluvia acu-

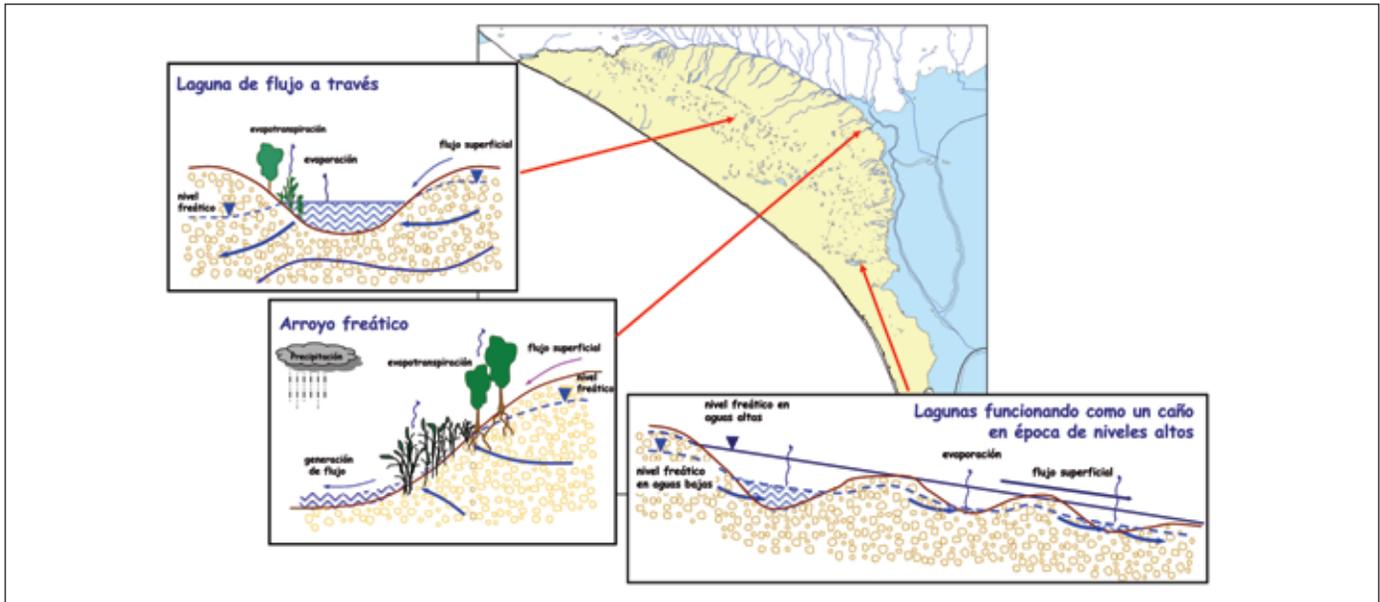


Figura 7. Principales tipos de humedales existentes en el manto eólico: lagunas de flujo a través y arroyos freáticos
 Figure 7. Main wetland types in the Doñana eolian mantle: flow through lagoons and phreatic water courses

mulada, la cual se transfiere al acuífero modificando también la composición del agua subterránea en el entorno de la laguna.

Por ejemplo, en las lagunas de Santa Olalla, Dulce, Las Pajas, Charco del Toro y quizás en otras, la intensa evaporación de la época seca hace que en la superficie inundable precipite cloruro sódico, sulfato cálcico y posiblemente carbonato cálcico, procesos que acumulan Cl, Na, Ca, SO₄ y CO₃ en la superficie del terreno. Además, con frecuencia en los sedimentos del fondo y en el agua cerca de estos el ambiente es reductor, lo cual produce una acumulación sólida de S reducido asociado a la materia orgánica y al hierro. Al comenzar la siguiente estación húmeda las lluvias disuelven esas sales y oxidan los sulfuros, incorporando SO₄ al agua de la laguna y a la zona superior del acuífero. El SO₄ informa de estos procesos (Fig. 8).

En condiciones naturales de funcionamiento estos cambios estacionales sólo influyen sobre la composición del agua del acuífero en el entorno cercano, pues más allá dominan la dispersión hidrodinámica y la mezcla con el agua de recarga local del acuífero. Es el caso de las lagunas Santa Olalla y Dulce (Fig. 9), que están bien conectadas al acuífero. Pero en el entorno de otras lagunas la concentración de SO₄ en el agua freática está aumentando progresivamente en los últimos años, lo que sugiere una oxidación continua del S atrapado en los sedimentos de fondo tras la exposición continuada al aire de las cubetas, es decir por desecación. Esto ocurre en lagunas que ahora tienen agua muy esporádica-

mente, como es el caso de la laguna Charco del Toro o la cercana del Brezo, ya colonizada incluso por vegetación terrestre. La desconexión de estas lagunas del acuífero obedece, principalmente aunque no únicamente, al descenso del nivel freático en la zona inducido por los bombeos continuados durante más de 20 años para abastecimiento de Matalascañas (como ya expusieron Vela et al., 1991 y Serrano y Serrano, 1996), pero también en El Acebuche y La Pequeña Holanda (Lozano, 2004; Lozano et al., 2005).

Los descensos aún no se han estabilizado, pues el acuífero está hidrodinámicamente en un estado transitorio, evolucionando hacia un nuevo equilibrio acorde con la actual relación recarga/descarga. Según se ha modelado, el acuífero necesitaría alrededor de 30 años para alcanzar una situación intermedia entre el equilibrio previo a una perturbación y un nuevo equilibrio posterior (Fig. 10). Pero el tiempo necesario para el ajuste se alarga si la relación recarga/descarga también varía por causas naturales o antrópicas (cambio climático o cambio global).

Algunos humedales del manto eólico también han resultado afectados por otras actividades antrópicas, singularmente las relacionadas con los usos del suelo. Por ejemplo, la introducción de eucaliptos en la zona central de El Abalarío-La Mediana hace 50 años hizo descender el nivel freático regional en una extensa zona que alcanza hasta las inmediaciones del arroyo de La Rocina. La modelación del flujo del agua subterránea en la zona indica que el descenso puede

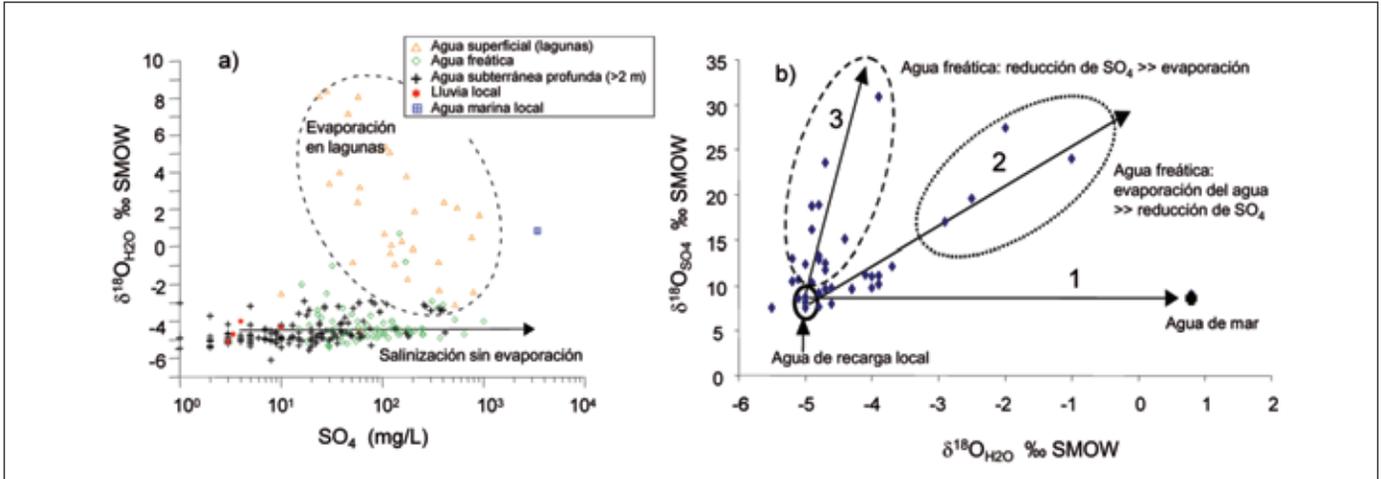


Figura 8. a) El enriquecimiento del agua subterránea del entorno de las lagunas en SO_4 sin enriquecimiento isotópico paralelo indica que hay una fuente local de S: la disolución de sales evaporíticas acumuladas en la cubeta. b) El enriquecimiento del agua freática en $\delta^{18}O_{H_2O}$ indica que hay evaporación; el enriquecimiento del $\delta^{18}O_{SO_4}$ del agua indica que ese SO_4 procede de un azufre previamente reducido y vuelto a oxidar después (oxidación de sulfuros)

Figure 8. a) The groundwater increase in SO_4 content without isotopic enrichment points to a local source of S: sulphate salts in the lagoon bottom. b) The increase of $\delta^{18}O_{H_2O}$ in groundwater points to evaporation processes; the increase of $\delta^{18}O_{SO_4}$ points to sulphide oxidation from a previously reduced sulphur

haber oscilado entre unos pocos decímetros y algo más de un metro (Trick, 1998; Trick y Custodio, 2000). Ésta sería la causa principal de que durante décadas las múltiples lagunas ubicadas entre El Abalarío y La Rocina, que según documentos históricos eran esta-

cionales o incluso permanentes en algún caso, hayan sido esporádicas. La situación ha mejorado mucho tras la erradicación de los eucaliptos entre 1995 y 2000, pero no es probable que vuelva al estado original ya que hay otros factores modificadores concu-

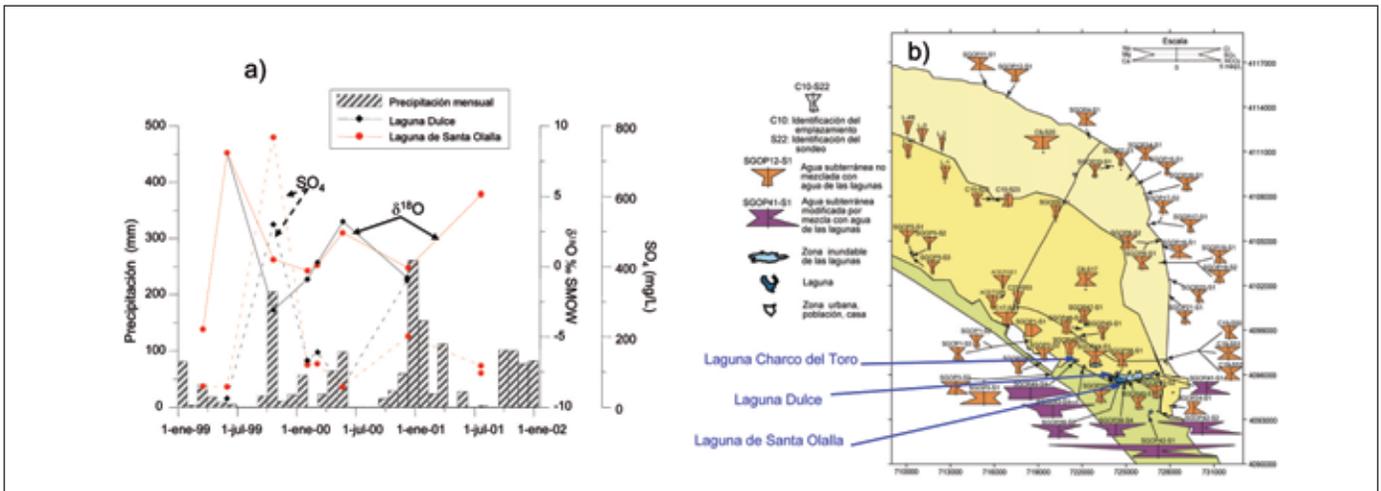


Figura 9. a) Evolución de los contenidos en SO_4 y ^{18}O del agua de las lagunas Dulce y Santa Olalla con la climatología: en época seca el agua se enriquece en ^{18}O por evaporación y el SO_4 disminuye por reducción y precipitación; cuando llueve el ^{18}O disminuye y el SO_4 aumenta por oxidación y disolución de sulfuros y sales sulfatadas. b) Composición química típica del agua subterránea somera en el manto eólico. En el entorno de las lagunas la salinidad del agua aumenta debido a la evaporación, pero junto a la laguna Charco del Toro (SGOP49) las aguas se han vuelto de tipo $NaCa-SO_4$ debido a los procesos relativos al azufre antes mencionados. (Modificado de Lozano et al., 2005)

Figure 9.a) SO_4 and ^{18}O content evolution in surface water from Dulce and Santa Olalla lagoons following weather changes: during the dry season $\delta^{18}O$ becomes heavier because of evaporation and SO_4 decreases due to reduction and precipitation processes; when the rain comes $\delta^{18}O$ becomes lighter and SO_4 increases due to oxidation and dissolution processes of sulphurs and sulphate salts. b) Chemistry of typical groundwater in the eolian mantle. Water salinity increases just around the lagoons due to evaporation, but besides the Charco del Toro lagoon groundwater has turned into $NaCa-SO_4$ type due to the above mentioned processes related to sulphur. (Modified from Lozano et al., 2005)

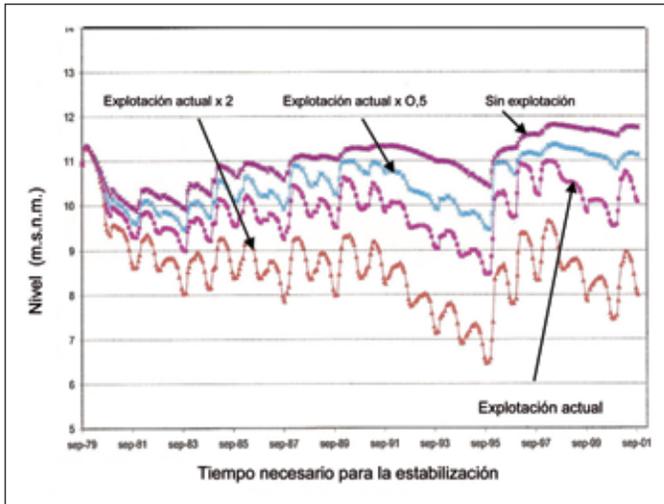


Figura 10. Modelación del efecto que producirían distintos escenarios de explotación del acuífero sobre el nivel freático en la posición del piezómetro SGOP49-S1, junto a la laguna Charco del Toro. Tras calibrar el modelo con la explotación actual y la evolución piezométrica observada en un sondeo más profundo cercano al SGOP49, se compara la evolución real (explotación actual) con la que hubiera ocurrido si el acuífero no se hubiera explotado, o si la explotación hubiera sido la mitad o el doble de la actual. (Modificado de Lozano, 2004)

Figure 10. Simulation of the effect of different groundwater abstraction management actions at the location of borehole SGOP49-S1, besides the Charco del Toro lagoon. After calibration of the flow model with the actual abstraction and the piezometric evolution in a deeper borehole nearby the SGOP49, the real evolution is compared with the simulated under three different scenarios: no exploitation at all, half, and double the actual exploitation. (Modified after Lozano, 2004)

rrentes, básicamente la elevación del lecho de algunas lagunas por la acumulación de restos de la vegetación terrestre que las ha colonizado durante años y la entrada de arena por la removilización ocasionada tras las deforestaciones.

En otros humedales, singularmente arroyos ubicados en o aguas abajo de la zona agrícola cercana a El Rocío, el descenso acumulado de los niveles profundos ha disminuido las descargas de agua freática (UPC, 1999). Además, reciben los excedentes de riego y los solutos derivados del uso de agroquímicos (nutrientes, plaguicidas, metales pesados) (Fig. 11). En cuanto al posible transporte de estos componentes no deseados hacia la marisma por flujos subterráneos, datos muy recientes obtenidos en el marco del proyecto Doñana 2005 sugieren que el NO_3 , que se encuentra en elevadas concentraciones (hasta 70 mg/L) en el agua freática de algunos lugares de La Vera, puede tener varios orígenes, entre ellos los usos ganaderos y agrícolas (Fig. 12). No obstante, es necesario realizar algunas mediciones complementarias

en otras zonas y usar la modelación hidrogeoquímica para descartar o confirmar las posibles fuentes.

Otra posible fuente de contaminación a los humedales del manto eólico, no estudiada, es el aporte de sales, metales pesados e hidrocarburos por vía atmosférica, no sólo desde la cercana zona industrial de Huelva, situada al oeste y en la trayectoria de los vientos más frecuentes en Doñana, sino también desde las vías de comunicación que atraviesan Doñana.

5. Discusión y conclusiones

La integración de información hidrodinámica, hidroquímica e isotópica, combinada con la mejora de la red de observación, ha permitido conocer razonablemente el funcionamiento del acuífero de Doñana, especialmente en el sector del manto eólico litoral, que es una de las principales zonas de recarga. La superficie del manto eólico sostiene un número elevado de pequeños y medianos humedales, la mayoría de ellos pequeñas depresiones erosivas o morfológicas y arroyos temporales de origen erosivo, cuya existencia y funcionamiento dependen del acuífero. Al estar ubicados en la zona de recarga son muy sensibles a los cambios en la posición del nivel freático.

La explotación intensiva del acuífero durante tres décadas, localizada especialmente en o cerca de áreas de descarga natural del acuífero cercanas a la marisma, ha perturbado el equilibrio del sistema y ha inducido un periodo transitorio que aún dura. Los descensos acumulados en los niveles explotados (más profundos y transmisivos) del acuífero han provocado descensos del nivel freático. Las descargas por rezumes a humedales han disminuido, modificando la frecuencia y duración de la inundación y/o de la saturación del suelo. El descenso freático también limita el acceso al agua de las raíces de la vegetación freatofítica. En consecuencia, muchos pequeños humedales freáticos ubicados cerca de las áreas de cultivo (y de bombeo) que eran permanentes o estacionales hace 20 años son ahora temporales o esporádicos, con agua sólo en años muy húmedos (áreas de El Alamillo, El Acebuche, El Peladillo, La Mediana, La Rocina). También la mayoría de los pequeños cursos que descargan a La Rocina y a La Vera son actualmente temporales, llevando habitualmente agua de excedentes de riego de la zona agrícola cercana.

La red de flujo del acuífero está actualmente en evolución hacia un nuevo equilibrio acorde al valor de la relación entre la recarga y la descarga actuales, tras la perturbación que supuso –y supone– el inicio de los bombeos intensos y concentrados. La modela-

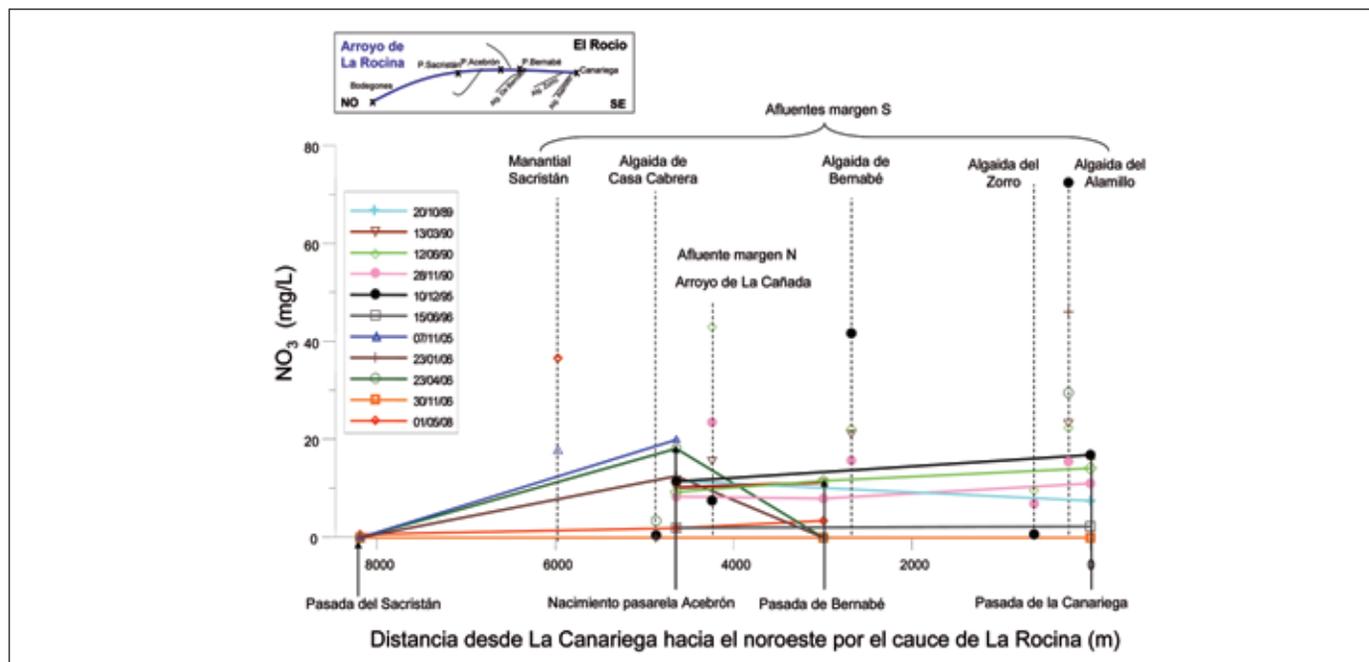


Figura 11. Contenidos de nitrato en el agua superficial de la cuenca baja de La Rocina en distintos puntos y fechas. En general los afluentes y los manantiales (puntos aislados) tienen mayores contenidos de nitrato que el agua del cauce principal (puntos unidos por líneas), ya que éste recibe también aportes de zonas no cultivadas. Las descargas de agua subterránea muestreadas en la orilla sur (manantial Sacristán) y en el lecho de La Rocina (manantial pasarela Acebrón) tienen contenidos significativos de NO₃, pero variables, lo que sugiere que se trata de líneas de flujo someras sometidas a la variabilidad estacional. No obstante, seguramente existe descarga difusa desde líneas de flujo más profundas

Figure 11. Nitrate content at different locations and dates in surface waters of the lower basin of La Rocina stream. Water from tributaries and springs (isolated data) has larger NO₃ contents than La Rocina main stream (data linked by lines), as this one also receives inputs from non cultivated areas. The sampled groundwater discharges through the south rim (Sacristán spring) and through La Rocina bottom (pasarela Acebrón spring) have elevated but variable NO₃ contents, which points to shallow flow lines subjected to seasonal variability. But seepage from deeper groundwater flow paths may also exist

ción del flujo de agua subterránea indica que el sistema necesita unos 30 años para recorrer la mitad del camino hacia un nuevo equilibrio, y eso suponiendo que la relación recarga/descarga no cambie también con el tiempo. Por tanto, el funcionamiento de los humedales que dependen del acuífero irá variando mientras la red de flujo esté evolucionando. El proceso podría ser acortado reduciendo la explotación total y/o reubicando algunas explotaciones.

La modelación también ha ilustrado el efecto de la introducción de eucaliptos en el manto eólico en la década de 1950. En la zona modelada entre El Abalarío y La Rocina el incremento de evapotranspiración produjo un descenso de la posición del nivel freático entre 0,5 m y unos pocos m. Es una magnitud significativa para la vegetación de pequeño porte de la zona (matorral) y también para las pequeñas lagunas temporales, como las de El Abalarío, Ribeteñilos, La Mediana o El Alamillo. En esta zona los eucaliptos se erradicaron entre 1995 y 2000, lo que unido a un par de años húmedos (1998-1999) favoreció un ascen-

so del nivel freático de 0,5-1 m. Las lagunas de Ribeteñilos tienen de nuevo agua cada año. Esto muestra el papel relevante de la gestión de la vegetación en el funcionamiento del acuífero y de los humedales, incluso a medio plazo.

Los estudios hidroquímicos e isotópicos indican que aunque la composición del agua subterránea controle la del agua de los humedales a escala regional, a escala local las reacciones hidrobiogeoquímicas que ocurren en la cubeta de las lagunas juegan un papel relevante en la composición del agua subterránea del acuífero circundante. Aumentos de salinidad del agua y cambios en las concentraciones iónicas e isotópicas son perfectamente trazables aguas abajo en el acuífero. Las lagunas más grandes y permanentes (Dulce, Santa Olalla) se concentran por evaporación en las épocas secas, pero el balance global de sales en ellas se mantiene debido a las inundaciones recurrentes en años húmedos, las cuales exportan las sales acumuladas hacia la marisma a través de los flujos superficiales ocasionales. Pero en otras lagu-

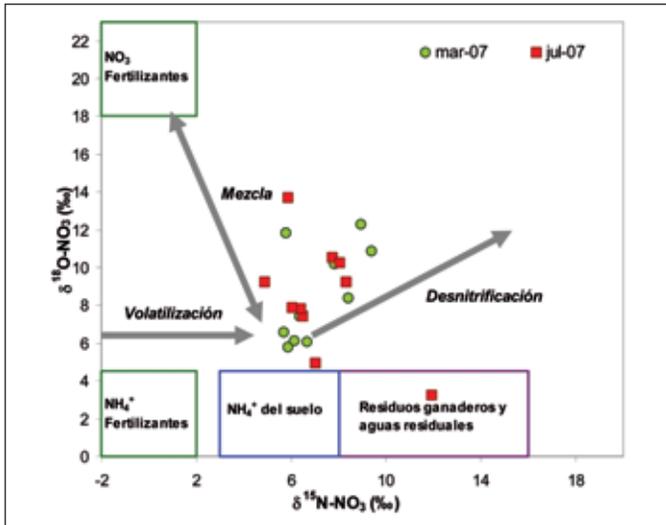


Figura 12. Composición isotópica de las principales fuentes de NO_3 y de algunas muestras de agua freática tomadas en el entorno de la desembocadura del arroyo Soto Grande en la marisma (estudio en curso). Las cajas de rangos isotópicos de las principales fuentes de NO_3 han sido elaboradas a partir de datos de Kendall et al. (2007) y Otero et al. (2009). La estimación de la $\delta^{18}\text{O}$ del NO_3 procedente de NH_4^+ se ha realizado a partir de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ de las muestras estudiadas y la $\delta^{18}\text{O}$ del O_2 atmosférico (+23,5 ‰ SMOW)

Figure 12. Isotopic composition of the main NO_3 sources and of some phreatic groundwaters from the surroundings of Soto Grande watercourse mouth into the marshes (work under way). The isotopic range boxes of the main NO_3 sources have been elaborated from data of Kendall et al. (2007) and Otero et al. (2009). The estimation of $\delta^{18}\text{O}$ of NO_3 coming from NH_4^+ has been calculated taking the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of the studied samples and the $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric O_2 (+23.5 ‰ SMOW)

nas temporales, cuya frecuencia de inundación se ha espaciado debido a su desconexión del nivel freático por el descenso de éste debido a los bombeos cercanos y continuados (Charco del Toro, Brezo), algunos solutos aportados por la lluvia (SO_4 , Ca) se acumulan en los sedimentos de fondo al precipitar como sales o como sulfuros. El terreno se convierte en fuente de S y Ca para el agua freática con las primeras lluvias de la siguiente estación húmeda, pero los flujos hídricos no son suficientes para disolver y evacuar toda la masa acumulada, que se incrementa cada año. El resultado es un aumento progresivo de la concentración de SO_4 y Ca en el agua subterránea del entorno. Por tanto, la gestión del acuífero en el manto eólico tiene un efecto considerable no sólo en el patrón de funcionamiento de los humedales (cantidad y frecuencia de la descarga de agua a humedales y vegetación), sino también en la calidad del agua subterránea, al potenciar la influencia en el acuífero de los procesos químicos que ocurren en las cubetas.

6. Agradecimientos

Los distintos proyectos desarrollados en Doñana por los autores han sido financiados por el Gobierno Español (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, proyectos P1387.0842, AMB-92.636; AMB-95.0372; HID.99-205 y REN 01.1293, y Ministerio de Medio Ambiente -Proyecto Doñana 2005-) y por la Comisión Europea (proyectos ENV4.CT95.0156 y EVK1-1999.0032P/2002.00527). Todos ellos se pudieron realizar gracias a la colaboración y apoyo sustancial de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, el Instituto Geológico y Minero de España en Sevilla, el Parque Nacional de Doñana y la Estación Biológica de Doñana.

Referencias

- Baonza, E., Plata, A. y Silgado, A. 1984. Hidrología isotópica de las aguas subterráneas del Parque Nacional de Doñana y zona de influencia. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Madrid. *Cuadernos de Investigación*, C7. 139 pp.
- BaSeLiNe, 2003. *Natural BaSeLiNe quality in European aquifers*. A basis for aquifer management. www.bgs.ac.uk/hydrogeology/baseline/europe/EU_Baseline.pdf.
- Bravo, M.A. y Montes, C. 1993. Inventario de las formaciones palustres del manto eólico del Parque Nacional de Doñana (SW España). *Actas VI Congreso Español de Limnología*, pp: 31-43.
- Coletto, I. 2003. *Funciones hidrológicas y biogeoquímicas de las formaciones palustres hipogénicas de los mantos eólicos de El Abalarío-Doñana (Huelva)*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, Facultad de Biología. Madrid.
- Coletto, I. y Gómez Martos, M. 1992. El proceso de recarga del acuífero del entorno del Parque Nacional de Doñana. I-Evaporación. En: *V Simposio de Hidrogeología. Alicante*. pp: 383-393.
- Coletto, I. y Gómez Martos, M. 1992. El proceso de recarga del acuífero del entorno del Parque Nacional de Doñana. II-Infiltración. En: *V Simposio de Hidrogeología. Alicante*. pp: 395-403.
- Custodio, E. 1987. *Peculiaridades de la hidrología en los complejos palustres españoles. Bases científicas para la Protección de las Humedades en España*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid. pp: 43-63.
- Custodio, E. 2001. Aguas subterráneas y humedales. Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas, Serie C, *Aguas Subterráneas y Medio Ambiente*. Fundación Marcelino Botín. Madrid. pp: 33-72.
- Custodio, E. y Palancar, M. 1995. Las aguas subterráneas en Doñana. *Revista de Obras Públicas*, Madrid, 142 (3340): 31-53.
- Custodio, E., Dolz, J. y Manzano, M. 2006. *Recursos de agua en la comarca de Doñana*. Informe elaborado para la Fundación Doñana 21 en el marco del 2º Plan de Desarrollo Sostenible de Doñana. 160 pp.

- De Haro, J.M., Giráldez, J.V., Custodio, E., Iglesias, M., Manzano, M. y López, J.J. 2000. Variación temporal de la recarga en el Parque Natural de Doñana, Huelva. *Boletín Geológico y Minero*, IGME, 111(1): 77-88.
- Delgado, F., Lozano, E., Manzano, M. y Custodio, E. 2001. Use of environmental isotopes and chemical tracers to characterize the relationships between phreatic and saline fresh water lakes and the aquifer. In: *Proc. 3rd International Conference on Future Groundwater Resources at Risk*, IAH, Lisbon. Ribeiro, L. (ed). pp: 1-1.
- FAO, 1972. *Proyecto de utilización de aguas subterráneas para el desarrollo agrícola de la cuenca del Guadalquivir; Anteproyecto de transformación en regadío de la zona Almonte-Marismas (margen derecha)*. United Nations Programme for Development, Food and Agriculture Organization. Technical Report I, AGL: SF/SPA 16. Roma, 2 volumes.
- Fontes, J. Ch. y Garnier, J.M. 1979. Determination of the initial ¹⁴C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research*, 15(2): 399-413.
- Guimerá, J., Custodio, E. y Candela, L. 1992. Caracterización de la recarga de los acuíferos mediante trazador químico artificial en el Parque Nacional de Doñana (Huelva, España). *Rev. Geofísica*, 47: 135-147.
- Higueras, H., Manzano, M., Soler, A. y Custodio, E. 2008. Sources and evolution of sulphate in groundwater of the western sector of the Doñana Aquifer, SW Spain. *6^a Asamblea Luso-Hispana de Geodesia y Geofísica*. Tomar, Portugal, febrero de 2008. CD printing.
- Iglesias, M. 1999. *Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Abalario, Doñana, Huelva*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Iglesias, M., Custodio, E., Giráldez, J.V., Manzano, M. y Ordóñez, R. 1996. Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalario, Doñana, Huelva. *IV Simposio sobre el Agua en Andalucía*, IGME, Madrid. pp: 99-121.
- IGME, 1976. *Modelo matemático del sistema acuífero Almonte-Marismas*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Informe interno.
- IGME, 1982a. *Modelo matemático bidimensional del sistema n° 27. Unidad Almonte-Marismas*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Informe interno.
- IGME, 1983. *Hidrogeología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Serv. Publ. Min. Industria y Energía, Madrid: 120 pp. + 1 mapa.
- Kendall, C., Elliot, E.M. y Wankel, S.D. 2007. *Tracing anthropogenic inputs of nitrogen to ecosystems*, Chapter 12. In: R.H. Michener and K. Lajtha (eds.), 2nd edition. Blackwell Publishing, pp: 375-449.
- Lozano, E. 2004. *Las aguas subterráneas en los cotos de Doñana y su influencia en las lagunas*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Lozano, E., Delgado, F., Manzano, M., Custodio, E. y Coletto, C. 2005. Hydrochemical characterisation of ground and surface waters in "the Cotos" area, Doñana National Park, southwestern Spain. In: *Groundwater and Human Development*. E.M. Bocanegra; M.A. Hernández y E. Usunoff (eds.). International Association of Hydrogeologists, Selected Papers 6. Balkema, Leiden. pp: 217-231.
- Manzano, M. 2001. Clasificación de los humedales de Doñana atendiendo a su funcionamiento hidrológico. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, Madrid, XXIV: 57-75.
- Manzano, M., Custodio, E., Loosli, H.H., Cabrera, M.C., Riera, X. y Custodio, J. 2001. Palaeowater in coastal aquifers of Spain. *Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of Groundwater since the Late Pleistocene*. (Edmunds, W.M. y Milne, C.J., eds.). Geological Society London, Sp. Publ. 189: 107-138.
- Manzano, M., Custodio, E., Mediavilla, C. y Montes, C. 2002. Metodología de tipificación hidrológica de los humedales españoles con vistas a su valoración funcional y a su gestión. Aplicación a los humedales de Doñana. *Boletín Geológico y Minero*, IGME, Madrid, 113: 313-330.
- Manzano, M., Custodio, E., Mediavilla, C. y Montes, C. 2005a. Effects of localised intensive aquifer exploitation on the Doñana wetlands (SW Spain). *Groundwater Intensive Use*. Intern. Assoc. Hydrogeologists. *IAH Selected Papers, 7*, Balkema, Leiden. pp: 295-306.
- Manzano, M., Custodio, E. y Colomines, M. 2005b. El fondo hidroquímico natural del acuífero de Doñana. *Trabajos del V Congreso Ibérico de Geoquímica*. DVD; Biblioteca Electrónica de la Excma. Diputación Provincial de Soria, n° 6. Diputación Provincial de Soria, n° 6.
- Manzano, M., Custodio, E., Iglesias, M. y Lozano, E. 2007a. Groundwater baseline composition and geochemical controls in the Doñana aquifer system (SW Spain). En: *The Natural Baseline Quality of Groundwater*. W. M. Edmunds and P. Shand (eds.). Blackwell, pp: 101-138.
- Manzano, M., Custodio, E. e Higueras, H. 2007b. Groundwater and its functioning at the Doñana RAMSAR site wetlands (SW Spain): role of environmental isotopes to define the flow system. *International Symposium in Advances in Isotope Hydrology and its Role in Sustainable Water Resources Management*. IAEA, Viena, april 2007. STI/PUB/1310. Vol 1: 149-160.
- Manzano, M., Custodio, E., Lozano, E. e Higueras, H. 2007c. Relationships between wetlands and the Doñana coastal aquifer (SW Spain). XXXV Int. Ass. Hydrogeologists Congress: Groundwater and Ecosystems. Lisboa, septiembre de 2007. CD: *Groundwater and Ecosystems*. Lisboa 2007. (L. Ribeiro, A. Chambel & M.T. Condesso de Melo Eds).
- Montes, C., Borja, F., Bravo, M.A. y Moreira, J.M. 1998. *Reconocimiento biofísico de espacios naturales protegidos. Doñana: una aproximación ecosistémica*. Junta de Andalucía. Consejería de Medio Ambiente, Sevilla. 309 pp. + mapa.
- Muñoz Reinoso, J.C. 1995. Influencia del agua freática sobre la vegetación de las áreas de descarga sobre arenas en la Reserva Biológica de Doñana. *Limnética* 11(2): 9-16.
- Oliás, M. 1995. *Evaluación de la recarga y comportamiento de la zona no saturada del acuífero Almonte-*

- Marismas (Huelva)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Oliás, M., González, F., Cerón, J.C., Bolívar, J.P., González-Labajo, J. y García-López, S. 2008. Water quality and distribution of trace elements in the Doñana aquifer (SW Spain). *Environmental Geology*, 55(7): 1555-1568.
- PAH, 2002. Plan Andaluz de Humedales. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía. Sevilla. http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/educacion_ambiental/Educam3/publicaciones/plan_humedales_03.pdf.
- Otero, N., Torrentó, C., Soler, A., Menció, A. y Mas-Plà, J. 2009. Monitoring groundwater nitrate attenuation in a regional system coupling hydrogeology with multi-isotopic methods: The case of Plana de Vic (Osona, Spain). *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 133. 103-113.
- Poncela, R. 1993. *Análisis del funcionamiento hidrogeológico del Parque Nacional de Doñana en el entorno del Arroyo de La Rocina*. Tesis de Maestría en Hidrología Subterránea, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. Inédito.
- Poncela, R.; Manzano, M.; Custodio, E. 1992. Medidas anómalas de tritio en el área de Doñana. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XVII, 351-365.
- Pozo, M., Carretero, M.I., Ruiz, F., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M. y Abad, M. 2008. Caracterización mineralógica de facies sedimentarias de edad Pleistoceno superior-Holoceno en el Parque Nacional de Doñana (Huelva). Implicaciones paleoambientales. *Geo-Temas* 10, 953-956.
- Parkhurst, D. L. y Appelo, C.A.J. 1999. PHREEQC (Version 2)-A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical Calculations. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259*, 310 pp.
- Querol, X., Alastuey, A., Moreno, T., Viana, M.M., Castillo, S., Pey, J., Rodríguez, S., Cristóbal, A., Jiménez, S., Pallarés, M., de la Rosa, J., Artíñano, B., Salvador, P., Sánchez, M., García Dos Santos, S., Herce Garraleta, M.D., Fernández-Patier, R., Moreno-Grau, S., Negral, L., Minguillón, M.C., Monfort, E., Sanz, M.J., Palomo-Marín, R., Pinilla-Gil, E. y Cuevas, E. 2006. *Material particulado en España: niveles, composición y contribución de fuente*. Ministerio de Medio Ambiente y CSIC, 41 pp.
- Richter, J., Szymczak, P. y Jordan, H. 1992. A computer program for the interpretation of isotope hydrogeologic data. *Tracer Hydrology. Proc. 6th Int. Symp. on Water Tracing*, Karlsruhe: 461-462.
- Rodríguez Ramírez, A. 1998. *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Publicaciones del Organismo Autónomo Parques Nacionales. Colección Técnica, Madrid. 146 pp.
- Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L., Rodríguez Ramírez, A., Clemente, L. 1993. Coastal dunes and postglacial shoreline changes. Gulf of Cadiz (SW Spain). *Mediterranean and Black Sea Shorelines. INQUA Newsletter*, 15, 12-15.
- Ruiz, F., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez Vidal, J., Carretero, M.I., Clemente, L., Muñoz, J.M., Yañez, C., Abad, M. 2004. Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 204. 47- 64.
- Salvany, J. M., Custodio, E. 1995. Características litoestratigráficas de los depósitos pliocuaternarios del bajo Guadalquivir en el área de Doñana; implicaciones hidrogeológicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(1-2). 21-31.
- Serrano, L.; Serrano, L. 1996. Influence of groundwater exploitation for urban water supply on temporary ponds from the Doñana National Park (SW Spain). *Journal of Environmental Management*, 46. 229-238.
- Suso, J.M., Llamas, M.R. 1990. El impacto de la extracción de aguas subterráneas en el Parque Nacional de Doñana. *Estudios Geológicos*, 46 (3-4).
- Trick, Th. 1998. *Impacto de las extracciones de agua subterránea en Doñana: aplicación de un modelo numérico con consideración de la variabilidad de la recarga*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Trick, Th. y Custodio, E. 2004. Hydrodynamic characteristics of the western Doñana Region (area of El Abalario), Huelva, Spain. *Hydrogeology Journal*, 12. 321-335.
- UPC, 1999. Regional groundwater flow model in the Almonte-Marismas aquifer. *Groundwater Hydrology Group of the Technical University of Catalonia and Geological Institute of Spain*, Madrid: 114 pp. + anex. Interno.
- Vela, A., Rodríguez, J. y Tenajas, J.L. 1991. Análisis de los efectos de la explotación del acuífero costero en la proximidades del P.N. de Doñana. *Proceedings of the XXIII International Association of Hydrogeologists Congress: Aquifer Overexploitation*. 1: 179-182.
- Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J.; Silva, P.G. 1996. Littoral zone and rapid climatic changes during the last 20,000 years: the Iberian study case. *Z. Geomorph. N.F.*; Berlin-Stuttgart, Suppl. 102: 119-134.

Recibido: febrero 2009

Revisado: marzo 2009

Aceptado: septiembre 2009

Publicado: octubre 2009