



CONGRESO IBÉRICO
DE LAS AGUAS
SUBTERRÁNEAS

CIAS 2014

del 8 al 10 de septiembre de 2014

Valencia

LIBRO DE ACTAS

J. Jaime Gómez-Hernández
Javier Rodrigo Ilarri
Editores

EDITORIAL
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA



FUNDACIÓN CENTRO INTERNACIONAL
DE HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

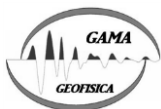


J. Jaime Gómez-Hernández
Javier Rodrigo-Illarri
Editores

CIAS2014

II CONGRESO IBÉRICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Valencia, del 8 al 10 de septiembre de 2014



Instituto de Ingeniería del
Agua y Medio Ambiente

EDITORIAL
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

Colección Congresos UPV

© Editores:

J. Jaime Gómez-Hernández
Javier Rodrigo-Illari

© 2014, Editorial Universitat Politècnica de València
www.lalibreria.upv.es / Ref.: 6175_01_01_01

ISBN: 978-84-9048-239-1 (versión impresa)

Queda prohibida la reproducción, la distribución, la comercialización, la transformación y, en general, cualquier otra forma de explotación, por cualquier procedimiento, de la totalidad o de cualquier parte de esta obra sin autorización expresa y por escrito de los autores.

La primera edición del Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas (CIAS) tuvo lugar en Zaragoza en septiembre de 2011. La segunda edición del CIAS tiene lugar en la Ciudad Politécnica de la Innovación, sede del parque científico de la Universitat Politècnica de València, de nuevo bajo el auspicio del Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH-GE). Entre el 8 y el 10 de septiembre de 2014 más de cien expertos en hidrogeología presentaron en el CIAS2014 los resultados de sus últimos trabajos y compartieron un foro de debate y discusión en materia de gestión hídrica.

Esta edición digital del libro de actas incluye las contribuciones completas de los trabajos presentados en el congreso.

J. Jaime Gómez-Hernández
Javier Rodrigo-Ilarri
Editores

Comité organizador

J. Jaime Gómez-Hernández, presidente AIH-GE, Universitat Politècnica València
Carolina Guardiola Albert, vicepresidenta AIH-GE, IGME
Daniel Fernández García, secretario AIH-GE, Universitat Politècnica de Catalunya
Margarida Valverde Ferreiro, tesorera AIH-GE, Fundación CIHS
Jesús Carrera Ramírez, vocal AIH-GE, CSIC
Luis Javier Lambán Jiménez, vocal AIH-GE, IGME
Juan Carlos Mayor Zurdo, vocal AIH-GE, ENRESA
Ángela Vallejos Izquierdo, vocal AIH-GE, Universidad de Almería
Luis Ribeiro, presidente AIH-GP, Instituto Superior Técnico de Lisboa

Comité científico

José E. Capilla Romá, Universitat Politècnica de València
Eduardo Cassiraga, Universitat Politècnica de València
António Chambel, Universidade de Évora
Jose Virgilio Cruz, Universidade dos Açores
José Antonio Cuchí Oterino, Universidad de Zaragoza
Emilio Custodio Gimena, Universitat Politècnica de Catalunya
Irene de Bustamante Gutiérrez, Universidad de Alcalá de Henares
Juan José Durán Valsero, Instituto Geológico y Minero de España
Teodoro Estrela Monreal, Confederación Hidrográfica del Júcar
Miguel Ángel García Vera, Confederación Hidrográfica del Ebro
Juan Vicente Giráldez Cervera, Universidad de Córdoba
Núria Hernández-Mora Zapata, Fundación Nueva Cultura del Agua
M^a Carmen Hidalgo Estévez, Universidad de Jaén
Mireia Iglesias Carrera, Agència Catalana de l'Aigua
Ricardo Juncosa Rivera, Universidade da Coruña
J. Antonio López Geta, Instituto Geológico y Minero de España
Jorge Loredó Pérez, Universidad de Oviedo
Marisol Manzano Arellano, Universidad Politécnica de Cartagena
Miguel Martín-Loeches Garrido, Universidad de Alcalá de Henares
Sergio Martos Rosillo, Instituto Geológico y Minero de España
Josep Mas Plà, Universitat de Girona
Teresa Melo, Instituto Superior Técnico
María Paula Mendes, Instituto Superior Técnico
Jorge Molinero Huguet, AMPHOS 21
Jose Paulo Monteiro, Universidade do Algarve
Ignacio Morell Evangelista, Universitat Jaume I
Vicente Navarro Gámir, Universidad de Castilla La Mancha
João Nascimento, Instituto Superior Técnico
María Almudena Ordóñez Alonso, Universidad de Oviedo
Alfredo Pérez Paricio, Agència Catalana de l'Aigua
Susana Prada, Universidade da Madeira

Antonio Pulido Bosch, Universidad de Almería
Luis Ribeiro, Instituto Superior Técnico
Fidel Ribera Urenda, Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea
Javier Rodrigo-Ilarri, Universitat Politècnica de València
Pablo Romanazzi, Universidad Nacional de La Plata
Andrés Sahuquillo Herráiz, Universitat Politècnica de València
José Angel Sánchez Navarro, Universidad de Zaragoza
Xavier Sánchez Vila, Universitat Politècnica de Catalunya
David Sanz Martínez, Universidad de Castilla La Mancha
Clara Sena, Universidade de Aveiro
Catarina Silva, Universidade de Lisboa
Albert Soler Gil, Universitat de Barcelona
Enric Vázquez Suñé, Institut de Diagnosi Ambiental i Estudis de l'Aigua
Antonio Vela Guzmán, Consejo de Seguridad Nuclear
Fermín Villarroya Gil, Universidad Complutense de Madrid

Índice de contenidos

Caracterización de distintos orígenes de las mezclas finales de aguas superficiales, aguas de los suelos y aguas subterráneas 1

Desarrollo de herramientas en un entorno GIS para la creación de modelos geológicos en 3D 3

Evolución de la temperatura del agua de un embalse subterráneo minero con aprovechamiento geotérmico 5

Posibilidades de aprovechamiento hídrico y energético de los embalses mineros subterráneos 19

Distribución del nitrato en los acuíferos de la zona centro de España durante un periodo de 25 años: parámetros ambientales que definen las condiciones de vulnerabilidad 31

Vulnerabilidad de las aguas subterráneas a la contaminación por nitrato en la cuenca alta del Ebro: índice GOD y riesgos asociados a los usos del territorio 33

El agua subterránea en las operaciones mineras: Importancia de la hidrogeología para la minería moderna y responsable 55

Resultados preliminares de la investigación hidrogeológica del acuífero aluvial del río Guadaiza (Marbella, España) 57

Distribución de radón-222 en el sistema acuífero del Empordà (NE España): aportaciones al modelo de recarga regional 71

La desprotección de las aguas subterráneas en la planificación hidrológica de las Islas Baleares 85

Radio aparente de un pozo en mallas de Elementos Finitos 117

Transitorio de la inyección de CO₂ a lo largo de una tubería 119

Análisis experimental piloto in situ para el ablandamiento de las descargas de acuíferos kársticos 121

La importancia del conocimiento de las aguas subterráneas en el contexto de la cooperación internacional al desarrollo y emergencias 137

Modelos de regresión para evaluar la vulnerabilidad de las aguas subterráneas a la contaminación por nitratos 151

Caracterización hidroquímica del sistema acuífero de Santágueda 159

Efectos del crecimiento de biomasa sobre la distribución de poros y la curva de retención en procesos de infiltración 161

Evaluación del impacto de las sustituciones de bombeo en el comportamiento hidrogeológico del Sistema de la Mancha Oriental 163

Análisis de la calidad físico-química de las aguas del lago de Meirama, utilizando muestreos automáticos de alta resolución 173

Estudio de la precipitación bruta en el entorno del lago de Meirama desde el punto de vista de su composición química 175

Dominios hidrominerales y aguas singulares en España 191

Modelação da dispersão e tempo de residência de traçadores no fluxo subterrâneo no aquífero Querença-Silves, sul de Portugal 213

Herramientas de interpretación de ensayos hidráulicos en un entorno SIG 215

Estimación de la escurrentía superficial mediante la generación automática del número de curva con un SIG. Aplicación al norte de Gran Canaria (Islas Canarias, España) 217

Contribución de la modelación del flujo y el transporte de cloruros al conocimiento del funcionamiento del acuífero volcánico de La Aldea (Gran Canaria, Islas Canarias) 233

Modelación de aguas subterráneas de la cuenca del río Tuul, Ulaanbaatar (Mongolia) 251

Potenciales mecanismos de sismicidad inducida en sistemas geotérmicos estimulados 253

Modelización del flujo en los acuíferos superiores del Campo de Cartagena, balance y relaciones con el Mar Menor (Murcia) 255

El balance hídrico como elemento esencial en la gestión de los recursos hídricos subterráneos. El caso de la MASb Sierra de Altomira 257

La formación continua a distancia de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea 279

13 años de formación a distancia en hidrogeología (2002-2014). Curso Internacional de Hidrología Subterránea a distancia (CIHS-d) 281

48 años de formación en hidrogeología (1967-2014). Curso Internacional de Hidrología Subterránea (CIHS) 283

Estimación de la recarga media anual de acuíferos: aplicación en Vall Baixa de l'Ebre 285

Balance hidrometeorológico en la antigua mina de Penouta (Viana do Bolo, Ourense) 303

Efectos de malla sobre modelos bi-fásicos 305

Inyección de agua de escorrentía superficial en las minas de bauxita de Porto Trombetas (Pará, Brasil) 307

Cartografía del riesgo de contaminación de las aguas subterráneas por nitratos 319

Caracterización hidrogeológica y modelización hidrodinámica del emplazamiento monitorizado de Òdena (Barcelona) 327

Caracterización y modelización hidrogeológica para la planta piloto de bioremediación in situ de agua subterránea con nitratos. Proyecto Insitrate 329

Red de seguimiento de las aguas subterráneas en el ámbito de actuación de la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) 331

Comportamiento hidrodinámico e hidroquímico en una experiencia de recarga artificial como medida de lucha contra la intrusión salina de un acuífero costero Plana de Castellón, España 333

Impacto térmico de las crecidas del río Ebro en los sistemas geotérmicos de baja entalpía en el acuífero aluvial urbano de Zaragoza 363

Acoplamiento hidromecánico en la caracterización de acuíferos salinos profundos para el almacenamiento geológico de CO₂ 365

Modelización y caracterización hidrogravimétrica de un acuífero no confinado con anisotropía horizontal 367

Investigación hidrogeológica y gestión del agua subterránea en acuíferos kársticos complejos intensamente explotados. Acuífero de Bedmar-Jódar (Jaén, S de España) 377

Comparación de dos zeolitas naturales para la recuperación de acuíferos contaminados por zinc mediante su uso en barreras reactivas permeables 379

Estudio de la eficiencia de una zeolita natural para el tratamiento de aguas subterráneas ácidas 391

Estimación de conductividades hidráulicas mediante filtros de Kalman de conjuntos para la predicción de niveles piezométricos 393

ASR en Barcelona: Nuevo régimen de operación para hacer frente a nuevos escenarios 395

Aporte a la gestión conjunta de recursos hídricos: implementación de un modelo de flujo subterráneo de parámetros aleatorios, acoplando aguas superficiales y aguas subterráneas 397

Contaminación de aguas y suelos en el entorno de una escombrera de fundición (distrito minero de Linares, Jaén) 425

La protección del agua subterránea empleada para consumo humano y su integración en la ordenación del territorio. Método GPZ 427

Caracterización de la calidad química de las aguas subterráneas en el entorno del lago de As Pontes de García Rodríguez (La Coruña) 445

Contaminación de los acuíferos urbanos de Barcelona por filtros solares 467

Caracterización hidrogeoquímica del agua subterránea en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central, España) 487

Detección del plaguicida Glifosato en la aguas subterráneas de la cuenca hidrográfica del Tajo 499

Mantenimiento de capacidad productiva de sondeos de bombeo y recarga con CO₂ líquido. Sistemas Agua Freed® y Agua Gard® 501

Investigación hidrogeológica de acuíferos carbonáticos profundos de la provincia de Alicante, mediante integración de datos geológicos y geofísicos y modelización geológica 3D 515

Diseño y optimización de redes de monitorización con apoyo de programas informáticos: Ventajas, inconvenientes y limitaciones. Aplicación a un caso de estudio 527

Análisis de la influencia de las perforaciones en la distribución de un contaminante en un acuífero libre 529

Estudio del proceso de atenuación natural de metales (Pb-Zn) en una explotación minera ubicada en un entorno carbonatado. Mina de Reocín 531

La Fuente Agria de Puertollano y su entorno hidrogeológico 533

Gestión de acuíferos costeros con intrusión salina en pequeñas islas turísticas: caso de Cabo Verde 555

Simulación numérica de flujo y transporte de la laguna de Fuente de Piedra en condiciones extremas de densidad variable 575

Influencia de la fracturación hidráulica en la calidad de las aguas subterráneas 589

Adecuación de un programa de control para la evaluación de tendencias. Aluvial del Bajo Miño 591

Definición espacial de un proceso de upconing en un acuífero costero mediterráneo. Evolución y causas. Plana de Castellón-España 593

Avances en la estimación de la recarga natural mediante la aplicación del método del balance de cloruros atmosféricos al acuífero del norte de Gran Canaria 619

Utilización de un modelo continuo equivalente como apoyo a la gestión del acuífero del Campo de Montiel 641

Funcionamiento hidrodinámico del acuífero kárstico que drena el manantial de Fuenmayor (Prepirineo aragonés) 643

Análisis de pesticidas en aguas continentales mediante técnicas cromatográficas acopladas a espectrometría de masas 655

Caracterización hidrogeoquímica de un humedal hipogénico de origen kárstico: Lagunas de Estaña (Huesca, España) 657

Optimización de sistemas biológicos difusivos para el tratamiento del drenaje ácido de minas 659

Aportación del agua subterránea a la planificación de las sequías 661

Efecto de las mareas en la zona de transición entre agua dulce y agua salada en acuíferos costeros heterogéneos 663

Impactos hidrogeológicos causados por la construcción del AVE en el entorno de la Sagrada Familia (Barcelona) 665

Evaluación de la gestión del agua subterránea en acuíferos costeros mediante el uso del balance hídrico 693

Origen y distribución de elementos minoritarios y traza en las aguas subterráneas de la Plana de Castellón, España 709

Definición y cálculo del Volumen Ecológico de Remediación (VER) en acuíferos costeros. Caso de estudio: Plana de Oropesa-Torreblanca (MASub080.110) 737

Simulación numérica de la interferencia termo-hidrodinámica entre aprovechamientos geotérmicos urbanos de muy baja entalpía 759

Contaminación por As en aguas de abastecimiento a poblaciones rurales al Sur del Lago Poopó (Bolivia) 779

Desarrollo y aplicación de modelos de evaluación de la producción de lixiviados en vertederos de residuos sólidos urbanos 781

Regionalización de los parámetros hidrogeológicos en un acuífero con doble porosidad 793

Análisis comparativo de la estimación de la recarga regional espacialmente distribuida en un acuífero volcánico 805

Influencia del clima y la construcción del embalse Santa Juana en la dinámica del sistema hidrogeológico del río Huasco (región de Atacama – Chile) 823

El código BALAN: 25 años de experiencia en balances hídricos y estimación de la recarga subterránea en España y Latinoamérica 825

Estudio hidrogeológico y análisis de la viabilidad del abastecimiento con aguas subterráneas en Santa María de Oia (Pontevedra) 827

Análisis de los sistemas autónomos de abastecimiento de aguas subterráneas en Abegondo (A Coruña) y acciones demostrativas para la mejora de su sostenibilidad y la calidad del agua 829

Estudio del papel de las aguas subterráneas para la prevención de inundaciones de la isla Fuvahmulah (República de Maldivas) 831

Consideraciones sobre la variabilidad espacial y temporal de la interacción agua superficial-subterránea en el río Andarax (Almería) 833

Modelación transitoria tridimensional y con densidad variable de la interfaz salina del acuífero litoral de la Plana de Oropesa-Torreblanca (Castellón, España) 843

Importante papel de la geoquímica y de los procesos de mezcla en la datación de las aguas subterráneas del acuífero Niebla-Posadas en el entorno de Gerena, sur de España 845

Aplicación de una estrategia de gestión del riesgo de un acuífero contaminado por disolventes clorados mediante caracterización hidrogeológica 847

Drenaje de la estación intermodal de La Sagrera 849

Necesidad de una evaluación de alternativas en la planificación de la gestión del agua en proyectos de desarrollo de gas no convencional en ambientes áridos 851

Evaluación de la influencia de las estructuras tectónicas en la recarga del sistema hidrogeológico de la depresión del Empordà (NE España)* 853

Resolución del transporte reactivo mediante métodos mixtos Eulerianos-Lagrangianos 873

Desenvolvimento de um modelo tridimensional de escoamento e transporte dos sistemas aquíferos Albufeira-Ribeira de Quarteira e Quarteira – Algarve, Portugal 875

Incremento de la eliminación de contaminantes orgánicos emergentes mediante una barrera reactiva instalada en un sistema de balsas de infiltración 877

Aplicación de técnicas moleculares, isótopos de carbono y caracterización geoquímica como soporte de estrategias innovadoras de biorecuperación in situ de acuíferos. Ejemplos de contaminación por disolventes clorados 879

Principales procesos hidrogeoquímicos en el macizo carbonatado de Sierra de Gádor (Almería) 881

Contaminantes emergentes orgánicos en aguas subterráneas en España. Presencia y comportamiento en el contexto europeo 883

Desarrollo de herramientas de análisis de datos hidrogeológicos en un entorno SIG 885

La hidrogeología sutil: aplicación a la cuenca alta del río Alfambra (Teruel) 887

Índice de autores 899

Índice de palabras clave 905

Caracterización de distintos orígenes de las mezclas finales de aguas superficiales, aguas de los suelos y aguas subterráneas

Sara Alcalde Aparicio¹, Eduardo Alonso Herrero¹, Manuel Vidal Bardán¹

Palabras clave: roca-suelo-agua, hidrogeoquímica, trazadores naturales, mezclas de aguas

Resumen

Se ha evaluado la contribución de las aguas de la solución de los suelos y subterráneas en la composición química de las aguas superficiales en la cuenca del Boeza (NW León, España) que presenta contrastadas litologías con dominio silíceo. Esta cuenca media (175 km²) se caracteriza por el desarrollo de suelos con dominio de Leptosoles en materiales paleozoicos, fundamentalmente pizarras, y de Cambisoles en materiales miocénicos y en las terrazas del aluvial cuaternario de la cuenca cenozoica del Bierzo.

Los análisis hidrogeoquímicos sistemáticos de las monitorizaciones revelan contrastadas diferencias composicionales de las distintas facies estudiadas en cuanto a los elementos mayoritarios (K y Si; Ca, Mg y Na) y a otros minoritarios (Ba y Sr). Estos elementos señalados son buenos representantes de la variedad litológica, en términos de composición geoquímica y mineralógica, tanto de los materiales parentales como de los sustratos edáficos, a través de las relaciones detectadas entre roca-suelo-agua.

De este modo, el análisis de pares de estos posibles trazadores ha permitido deducir el comportamiento de las mezclas finales de las aguas superficiales procedentes de distintos orígenes.

Se constata que responden claramente a tres componentes contribuyentes principales según los mecanismos hidrológicos que rigen este sistema.

¹ Universidad de León (ULE)

- 1) El primero corresponde a las aguas subterráneas profundas y confinadas de los acuíferos aluviales (Na y Sr-Ba), que responden a recargas muy lentas y representan el flujo base muy constante estacionalmente;
- 2) otro de ellos a las aguas subsuperficiales en contacto más o menos prolongado con el medio edáfico (Si y Ba-K), en relación con la interfase agua-suelo y con algo más de variabilidad;
- 3) el último se interpreta como otro tipo de aguas (Ba y Sr), muy poco concentradas por recarga, asimilables a escorrentías con muy poca permanencia y escaso contacto con los sustratos litológicos, propias de complejos sistemas de fracturas y diaclasas interconectadas.

Desarrollo de herramientas en un entorno GIS para la creación de modelos geológicos en 3D

Mar Alcaraz¹, Violeta Velasco¹, Enric Vázquez-Suñé²

Palabras clave: GIS, gestión de información, modelación geológica e hidrogeológica tridimensional

Resumen

Las herramientas de la plataforma HEROS están orientadas al desarrollo de modelos geológicos 3D de medios sedimentarios como base para la modelación hidrogeológica en entorno SIG (Sistemas de Información Geográfica). Están compuestas por una base de datos espacial y un conjunto de herramientas que permiten explotar estos datos para realizar un análisis estratigráfico preciso, y en última instancia, construir un modelo hidrogeológico tridimensional a partir de perfiles geológicos.

A la hora de acometer un modelo geológico, la información de partida es de tan diversa índole que se convierte en un proceso iterativo en el que en cada paso se añade nueva información o se modifican decisiones tomadas previamente. Para optimizar este proceso es necesario representar de forma coherente e integrada la mayor cantidad de información disponible en el momento de definición del modelo conceptual.

Para dar respuesta a esta necesidad, se han adaptado y ampliado las herramientas HEROS, de tal forma que son capaces de mostrar en los perfiles geológicos una gran variedad de información de distinto origen. Se ha ampliado y optimizado el código lo que ha permitido aumentar la flexibilidad en el uso de estas herramientas y automatizar muchos procesos. De estas forma, se han convertido en herramientas de máxima utilidad para el geólogo en su trabajo diario.

¹ IDAEA-CSIC y Departamento de Ingeniería del Terreno, UPC

² IDAEA-CSIC

Evolución de la temperatura del agua de un embalse subterráneo minero con aprovechamiento geotérmico

Clara Andrés Arias¹, Almudena Ordóñez Alonso² y Rodrigo Álvarez García³

Palabras clave: agua de mina, geotermia, modelización numérica, embalse minero

Resumen

Los trabajos mineros llevados a cabo en la Cuenca Carbonífera Central asturiana (CCC) a lo largo de los años, han dado lugar la formación de nuevos acuíferos con un comportamiento similar al de los acuíferos kársticos. Así, donde antes se tenían pequeños acuíferos multicapa, los huecos generados y la fracturación del macizo producido por las labores mineras han generado verdaderos embalses subterráneos.

Tras el cese de la actividad minera se plantea el aprovechamiento del agua contenida en dichos embalses como recurso hídrico y geotérmico, ya que la temperatura de este agua de mina ronda los 20°C. Para ello es necesario conocer el funcionamiento hidrogeológico y térmico de la zona objeto de estudio, por lo que se están realizando sendos modelos numéricos. Estos modelos pueden ayudar a estimar y mejorar la eficiencia de las instalaciones geotérmicas, pudiendo además ayudar a anticipar diferentes escenarios de funcionamiento.

Debe tenerse en cuenta que el modelado de un embalse minero es complejo, ya que es necesario resolver simultáneamente el flujo y el transporte de calor dentro de los huecos mineros y en el medio circundante, cuyos parámetros

¹ Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/Independencia 13, 33004 Oviedo, Spain, andari.clara@gmail.com

² Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/Independencia 13, 33004 Oviedo, Spain, aoalonso@uniovi.es

³ Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/Independencia 13, 33004 Oviedo, Spain, alvarezrodrigo@uniovi.es

hidrológicos también se han visto afectados por la minería en una u otra medida. Para el desarrollo del modelo numérico de las labores mineras de la CCC se está utilizando el paquete informático FEFLOW, debido a que incluye aplicaciones para su uso en geotermia profunda, como es el caso del calor contenido en el agua de mina.

Introducción

A lo largo de los años, la labores mineras llevadas a cabo en la Cuenca Carbonífera Central de Asturias (en adelante CCC) han ido alterando el macizo rocoso, provocando que se pasase de tener pequeños acuíferos multicapa en areniscas, a acuíferos de triple porosidad que se comportan como acuíferos kársticos (Pendás y Loredó, 2006). Esta alteración ha provocado a su vez un cambio en la tendencia del flujo natural del agua, funcionando el conjunto de huecos provocados por las labores extractivas como un gran embalse subterráneo al cese de las actividades mineras y del bombeo del desagüe.

Actualmente se utiliza el agua contenida en el embalse subterráneo formado por las labores mineras de los pozos conectados Barredo y Figaredo como un recurso geotérmico, para suministrar calefacción y refrigeración mediante el uso de bombas de calor y redes calóricas de distribución de baja temperatura a varios edificios de la Universidad de Oviedo y el nuevo Hospital Álvarez Buylla (Mieres). El estudio llevado a cabo por Jardón (2010) y el aprovechamiento del agua de mina dieron pie a la necesidad de conocer mejor tanto hidrogeológicamente como térmicamente dicho embalse subterráneo. Por ello se optó por realizar una simulación numérica del mismo, usando el paquete FEFLOW, el cual es capaz de calcular el flujo en medios porosos con discretización fina de elementos (Diersch, 2005).

A pesar de que este tipo de herramientas son ampliamente usadas en el estudio de flujos subterráneos, en el caso de las aguas de mina su uso aún no es muy común. Sin embargo los estudios realizados hasta el momento reflejan que son un recurso útil en la gestión del agua (Rapantova, Grmela, Vojtek, Halir y Michalek, 2007; Dong, Sun y Xi, 2012) y para el análisis de las propiedades térmicas de los embalses mineros (Raymond, Therrier, Grosselin y Lefebvre, 2011).

En este trabajo se presenta el modelo hidrogeológico y térmico del embalse subterráneo formado por las labores mineras de los pozos Barredo y Figaredo, abandonados e inundados y ubicados en la CCC.

Ecuaciones Generales

El cálculo del flujo dentro de un medio poroso requiere la resolución de una serie de ecuaciones de balance. La ecuación general es (Diersch, 2005):

$$S_0 \cdot s^f \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot \left(K_r \cdot s^f \cdot K \cdot \left(\nabla h + \frac{\rho^f - \rho_0^f}{\rho_0^f} \cdot e \right) \right) + Q \quad (1)$$

donde S_0 es el coeficiente de almacenamiento (m^{-1}), s^f es la saturación de la fase fluida, h es la carga hidráulica (m), t es el tiempo (s), ρ^f y ρ_0^f son la densidad del fluido y la densidad del fluido de referencia respectivamente ($kg \cdot m^{-3}$) y e es el vector unitario gravitacional ($\hat{j}$). Q corresponde a las fuentes y sumideros (s^{-1}). K representa el tensor de la conductividad hidráulica (m/s) y K_r es la conductividad hidráulica relativa.

El transporte de calor con partes conductivas y advectivas viene dado por:

$$(\rho c)_s \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda \cdot \nabla T - (\rho c)_f \cdot q \cdot T) + H \quad (2)$$

donde T es la temperatura (K), λ es la conductividad térmica ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$), $(\rho c)_s$ es la capacidad térmica volumétrica total ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$) y $(\rho c)_f$ es la capacidad térmica volumétrica del fluido. H se refiere a las fuentes y sumideros.

Caso de estudio

La cuenca de afección del sistema conjunto Barredo-Figaredo (Figura 1), limita el área de recarga hacia el interior del embalse minero, considerando, además de las divisorias de agua superficial, la extensión de las labores mineras, que inducen fracturación y vías de filtración de agua. Esta cuenca constituirá la unidad que se consideró para la modelación. Está atravesada por el río Turón, que pierde parte de su caudal por infiltración en las zonas más minadas (Ordóñez, Andrés, Álvarez y Jardón, 2010).

El proceso de inundación de estos pozos comenzó el 27/07/2008 cuando el nivel de agua estaba a -184 msnm y cesó el 18/05/2009 cuando el agua alcanzó la cota +150 msnm (70 m por debajo del brocal del pozo Barredo).

Todos los materiales de la zona CCC aparecen muy replegados. En líneas generales se observa la existencia de una estructura sinclinal más o menos compleja (IGME, 1975), que en la zona de estudio está representada por el sinclinal de Barredo (Figura 1).

Hidrogeológicamente la CCC se encuentra dentro de la denominada "Unidad Paleozoica", formada por materiales muy poco permeables que, aunque pueden formar pequeños acuíferos, no dan lugar a sistemas acuíferos de importancia. Los materiales afectados por este estudio corresponden principalmente a materiales de baja porosidad y permeabilidad. Corresponden a una sucesión cíclica de parasecuencias formadas por margas y lutitas (pizarras), areniscas y capas de carbón, agrupadas en paquetes, y con intercalaciones de conglomerados y brechas, de tipo y origen diversos, pertenecientes al denominado Grupo Sama o Serie Productiva, a excepción de los materiales de los llamados paquetes Generalas y Caleras, que se engloban dentro del Grupo Lena o Serie Improductiva (García-Loygorri, Ortuño, Caride de Liñán, Gervilla, Greber y Feys., 1971). Estudios realizados en la zona muestran que estos materiales tienen permeabilidades entorno a los $10^{-7} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ para el caso de zonas no explotadas en profundidad (Fandos, Rodríguez, Gutiérrez y Álvarez, 2004). Como simplificación, se ha considerado, para la realización del modelo hidrogeológico, todo el macizo no alterado por las labores mineras como un mismo material, ya que dada su baja permeabilidad y la limitada posibilidad de circulación de agua a través de las fracturas, el agua almacenada en ellos es irrelevante comparada con la almacenada en los huecos ocasionados por las labores mineras (Jardón, 2010).

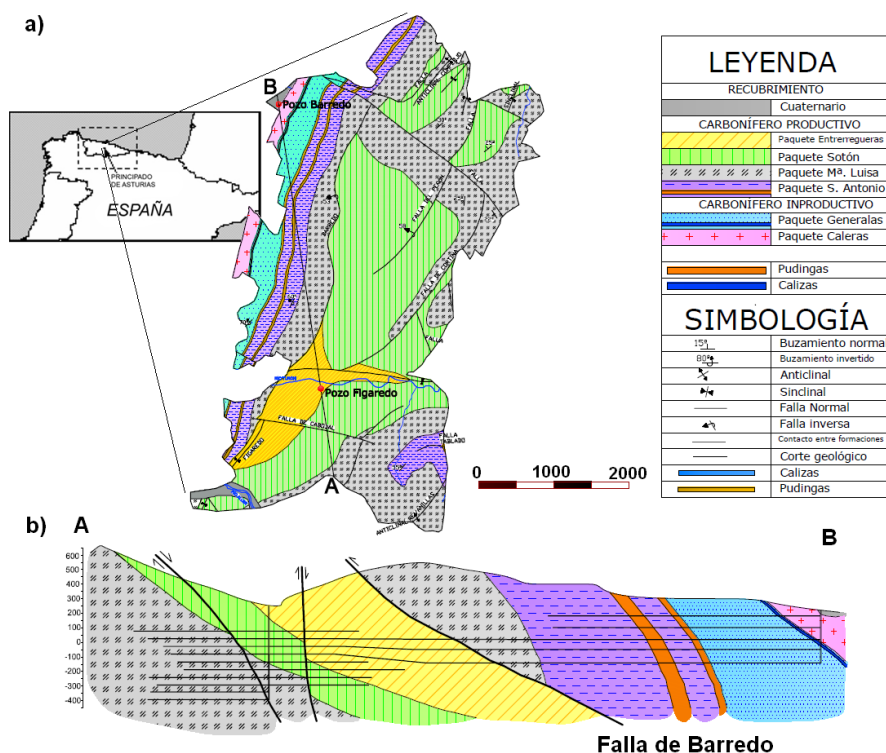


Figura 1. a) Situación geográfica de la zona de estudio y mapa geológico limitado por el contorno de la cuenca de afección del sistema Barredo-Figaredo; b) corte geológico según la sección transversal que pasa por los pozos Figaredo y Barredo (A-B).

Modelo geotérmico 2D

En una primera etapa se ha elaborado un modelo de flujo 2D según la sección transversal que pasa por los pozos Figaredo y Barredo (Figura-b). Para ello se han tenido en cuenta las labores mineras interceptadas y las conexiones entre ambos pozos y se ha extendido dentro de los límites de la cuenca de afección del embalse minero (Figura-a). Los materiales presentes se han dividido en material alterado, macizo inalterado y estructuras mineras. Como estructuras mineras se entiende las cañas de los pozos y las galerías de acceso a las labores mineras que aún se mantienen abiertas. Las cañas de los pozos tienen un diámetro de 2 m. Como simplificación, se han considerado todas las galerías

como túneles de igual geometría, con una sección transversal de 8 m^2 (altura de 2,5 m).

El material alterado, es aquel que se vio afectado por las extracciones mineras y por la fracturación, teniendo una mayor porosidad y conductividad hidráulica que el macizo circundante. Estas zonas se extienden entre galerías, ya que se ha considerado que por cada nivel únicamente se extraían las toneladas ubicadas entre este nivel y el superior. Se ha estimado que tanto en las galerías como en las zonas de macizo alterado el agua se encuentra en equilibrio térmico con la masa de roca circundante.

El movimiento del agua subterránea se ha calculado usando las ecuaciones de Darcy, de forma que el flujo dentro de las estructuras mineras es el de un fluido libre. Es por estas estructuras por las que primero fluirá el agua, con velocidades relativamente altas. En contraste, la velocidad en las zonas de macizo inalterado se espera mucho más baja. Estas estructuras representan los huecos mineros, donde se acumula la mayoría del agua subterránea de la zona.

Dada la escasez de datos hidráulicos de los materiales presentes en la zona de estudio, se ha realizado una calibración previa de los mismos, con una simulación del proceso de inundación del sistema que duró 295 días. Para ello se han comparado los niveles de inundación modelados con la conocida evolución temporal de la cota del nivel de agua durante dicho periodo.

Debido a que los materiales presentes en la zona de estudio son muy poco permeables, no se consideran aportes laterales. Como entradas al sistema se ha considerado la recarga por lluvia y las pérdidas del río hacia las labores.

El modelo conceptual asume un medio poroso isótropo, heterogéneo y no confinado, trabajándose con un modelo saturado/variablemente saturado (modelo tipo Van Genuchten). Se ha establecido una condición de contorno Tipo 2 (Neumann boundary condition) fijándose la entrada de agua a través de la superficie por la infiltración de la lluvia (caudal variable). La recarga debida al río se ha considerado como pozos de inyección con un caudal medio de infiltración del río Turón en el tramo de río interceptado por la sección del modelo 2D.

En la siguiente tabla se muestran los valores utilizados de conductividad hidráulica, porosidad y capacidad de retención para cada uno de los materiales presentes en la zona de estudio.

Tabla 1. Unidades material consideradas y propiedades físicas asociadas.

Material	Porosidad (-)	Conductividad hidráulica ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	Saturación residual (-)	Conductividad térmica ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)
Material explotado	0,02-0,22	$2\cdot 10^{-4}$	0,0035	1,5-4,47
Material inalterado	0,001	10^{-7}	0,0009	1,5-4,47
Galerías	1	1	0	1,5-4,47
Falla	0,01	10^{-3}	0,005	1,5-4,47

La porosidad de los tramos de material alterado por las labores mineras se calcularon en función de la cantidad de material extraído y del hueco dejado (ver Jardón, 2010).

Durante el proceso de calibración se definió la conductividad hidráulica de estos materiales, partiendo de $10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y llegándose, tras un proceso de aproximaciones sucesivas, a una conductividad de $2\cdot 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ para todo el material que rellena los huecos de explotación. La calibración se consideró correcta cuando el coeficiente de correlación de Pearson entre los valores del nivel de agua simulados y reales alcanzó un valor de 0,75.

Una vez calibrado hidrogeológicamente el modelo se define el modelo geotérmico. En este modelo se mantiene el nivel de agua a una cota aproximada de +150 msnm mediante bombeos en las labores mineras. Para ello se han considerado extracciones desde ambos pozos, manteniéndose en el sistema un balance de flujo de agua nulo, es decir, los bombeos se han calibrado de manera que la cantidad de agua extraída sea igual a la que entra por la infiltración de lluvia y del río.

Como condiciones de contorno para el transporte de calor, se han establecido en el límite superior (superficie topográfica) una temperatura que varía en función de la temperatura ambiente diaria y en el borde inferior un flujo de calor geotérmico constante de $65 \text{ m}\cdot\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Renz, Rühaak, Schäzl y Diersch, 2009). La temperatura inicial del macizo, varía entre $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $25\text{ }^{\circ}\text{C}$, de menor a mayor profundidad, con un gradiente geotérmico de $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. Este valor se ha obtenido a partir de los perfiles térmicos facilitados por la empresa minera HUNOSA. Las conductividades térmicas utilizadas varían entre 1,5 y $4,47 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, distribuidas según los paquetes representados en la Figura.

Resultados del modelo 2D

Con el fin de evaluar la viabilidad a largo plazo del sistema geotérmico y basándose en el estudio realizado por Jardón (2010), se plantearon dos escenarios de funcionamiento del mismo:

- Aprovechamiento del agua de mina como recurso geotérmico sin retorno del agua al embalse minero, siendo esta vertida al río Turón tras pasar por la bomba de calor.
- Aprovechamiento del agua de mina como recurso geotérmico y eléctrico. Se retornaría parte del agua utilizada al embalse minero para producir electricidad mediante el empleo de microturbinas (este uso permitiría regular el volumen de agua en su interior). A la salida de la bomba de calor el agua estaría a unos 15 °C, temperatura considerada de retorno al embalse. Podrían bombearse, para aprovechamiento geotérmico, unos 1.200 m³·h⁻¹ del embalse, lo que para la sección considerada equivaldría a 0,36 m³·h⁻¹. Si se considera un retorno del 40%, se tendría una reinyección de 0,144 m³·h⁻¹.

Como ya se ha dicho, en la actualidad el agua de mina extraída desde el pozo Barredo está siendo utilizada para suministrar calor y refrigeración a un conjunto de edificios ubicados en las inmediaciones del pozo. Esta agua tiene una temperatura media de 20°C a una profundidad de 100 msnm.

Dado que estas simulaciones son previsiones de futuro, se han considerado como condiciones de contorno (flujos y temperaturas) los caudales de infiltración medios, tanto para el río como para la precipitación, y la temperatura media diaria, obtenidos a partir de una serie de datos climáticos que va desde 1979 a 2012 (facilitados por la AEMET). Para la recarga por precipitación se ha trabajado con una temperatura de entrada por el borde superior de 14 °C (temperatura media ambiente a lo largo del año) y un caudal medio de infiltración de 0,08 L·s⁻¹. Para la infiltración desde el río se ha considerado un caudal de 61 L·s⁻¹ y una temperatura media de 13 °C.

En la figura 2 se muestra una visión general del modelo y sus temperaturas: tras el periodo de inundación en el cual cesaron los bombeos hasta que el agua alcanzó la cota de +150 msnm y en el que se tomó una temperatura real del agua de recarga (Figura 2a) y al cabo de 30 años desde que se reanudaron los bombeos para ambos escenarios, sin y con reinyección (Figuras 2b y 2c). Puede verse como el agua discurre principalmente por las galerías enfriándolas, manteniéndose una temperatura más constante en el macizo.

Tras 30 años de simulación, en ambos supuestos, la distribución de temperaturas en el sistema es semejante. Esto puede ser debido a que el agua de retorno tiene una temperatura similar a la ambiental. En los dos casos el agua a la cota de 100 msnm de Barredo se encuentra en torno a 18 °C, valor que entra dentro de las fluctuaciones naturales medidas en el sistema a lo largo del año. Sin embargo, sí que se observa un mayor descenso de la temperatura en el entorno de Figaredo, alcanzándose valores de 13 °C, debido a la infiltración de agua procedente del río. Para simulaciones más largas no se observan cambios significativos, alcanzándose un equilibrio en el que el agua más fría se mantiene principalmente en la parte alta del acuífero, que está siendo renovada constantemente por el bombeo desde los pozos Figaredo y Barredo, mientras que en las zonas más bajas se mantienen temperaturas más altas del agua.

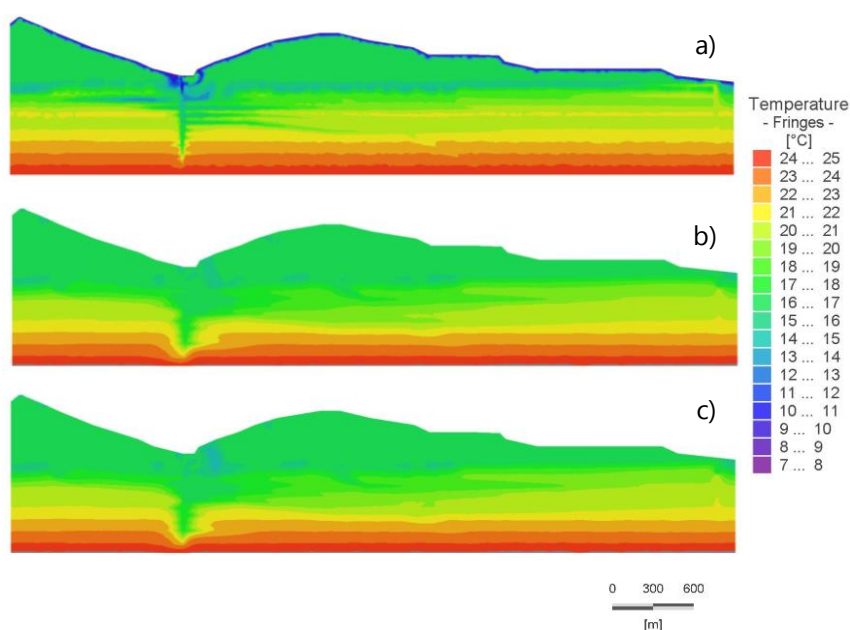


Figura 2. Temperatura en el embalse minero: a) tras el periodo de inundación; b) al cabo de 30 años de simulación sin reinyección; c) tras 30 años de simulación con reinyección

Modelo geotérmico 3D

Los modelos 2D pueden ser útiles para probar diferentes escenarios geotérmicos y estudiar la influencia de los distintos parámetros, sin embargo, no son capaces de dar información volumétrica, que es necesaria, ya que los trabajos mineros son tridimensionales (Renz, Rühaak, Schätzl y Diersch, 2009). A continuación se describe el modelo 3D que se está llevando a cabo para el embalse subterráneo de Barredo-Figaredo.

El modelo 3D es la continuación natural del modelo 2D explicado anteriormente. Sin embargo, se han realizado una serie de simplificaciones debido a la complejidad tridimensional de las galerías mineras que dificultaba la simulación. Se han agrupado las galerías y el material alterado en un mismo tipo de material con porosidad media de 1% y se ha tomado una conductividad hidráulica de 10^{-7} , 10^{-4} y $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ respectivamente para el macizo, el material alterado y los pozos mineros que conectan toda la masa de material explotado con la superficie.

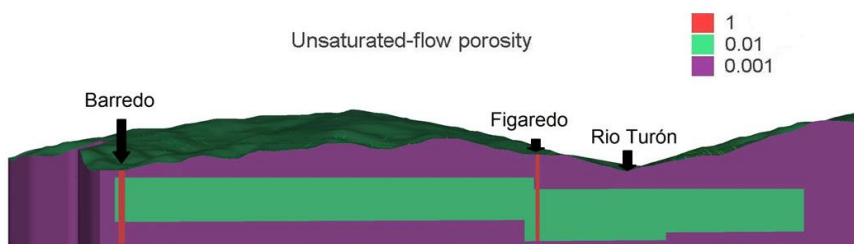


Figura 3. Porosidad según el corte Barredo-Figaredo

El modelo tiene una extensión de $18,5\text{ km}^2$, con una cota inferior de -494 msnm y una altura que varía en función de la topografía entre 200 y 900 msnm .

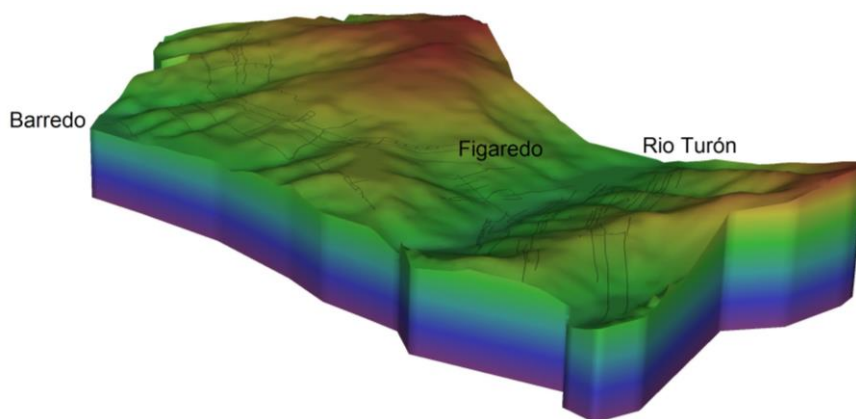


Figura 4. Visión general del modelo 3D.

Análogamente al modelo en 2D, las condiciones de contorno de flujo son una recarga constante por el río de $5.300 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ y una recarga adicional de $0,63 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ debida a la lluvia asignada en toda la superficie superior. Se supone que todos los demás límites son impermeables, por lo que no hay flujos laterales. Como condición de contorno de calor se supone una temperatura del agua que penetra por precipitación de $14 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y el mismo flujo de calor de $65 \text{ m} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ en la superficie inferior, que se había considerado en el modelo 2D.

El modelo cuenta con aproximadamente 1.500.000 elementos prismáticos triangulares, con unos 760.000 nodos.

Se partió inicialmente de un nivel piezométrico a -184 msnm , simulándose en una primera fase el periodo de inundación en el que únicamente existen entradas al sistema. Sobre la base de este modelo, se plantearán distintos escenarios de uso geotérmico del agua de mina.

Conclusiones

El modelo definido representa de una manera eficiente la evolución temporal del nivel de agua en el embalse minero durante el periodo de inundación, con un coeficiente de correlación de 0,75, llegándose a valores de conductividad hidráulica en torno a $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ para las zonas de material explotado. Las discrepancias entre los datos observados y los simulados probablemente se deben a que el macizo rocoso no se comporta exactamente como un medio poroso, como se supone en el modelo conceptual.

La temperatura del agua en el sistema geotérmico formado por el embalse minero Barredo-Figaredo no parece estar muy influenciada por el hecho de que se produzca o no reinyección del agua de salida de la bomba de calor. Esto puede ser debido a que la temperatura a la salida de la misma tras un ciclo de calefacción y la temperatura media del agua de recarga del embalse son similares.

En el modelo 3D se estudia el comportamiento en toda la cuenca. Su ajuste resulta muy complicado debido a la complejidad de las estructuras mineras y a la escasez de datos de la que se dispone (tanto de las propiedades de los materiales que forman el embalse subterráneo: coeficiente de almacenamiento, saturación residual, porosidad efectiva..., como de la situación real de los huecos mineros), sin embargo su realización resulta útil para comprender el funcionamiento hidrogeológico y geotérmico del embalse minero.

Bibliografía

Diersch, H-JG. (2005). FEFLOW Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System, Reference Manual. *WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research*, Berlin.

Dong, D.; Sun, W. y Xi, S. (2012). Optimization of mine drainage capacity using FEFLOW for the no. 14 seam of China's Linnancang Coal Mine. *Mine Water and the Environment*.

Fandos, P.; Rodríguez, F.; Gutiérrez, A. M. y Álvarez, J. J. (2004). El Yacimiento de HUNOSA en la Cuenca Carbonífera Central. *Servicios de Geología del Caudal y del Nalón*. Asturias.

García-Loygorri, A., Ortuño, G., Caride de Liñán, C., Gervilla, M., Greber, CH. y Feys, R. (1971). El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, Oviedo.

Instituto Geológico y Minero de España, IGME. (1975). Mapa geológico de España. MAGNA. Hoja 53. Planos y memoria. *Ministerio de Educación y Ciencia*. Madrid.

Jardón, S. (2010). Aprovechamiento de las Aguas de Mina en la Cuenca Central Asturiana como Recurso Energético. Aplicación al Embalse Minero Barredo-Figaredo. *PhD Thesis*. Universidad de Oviedo, Oviedo.

Ordóñez, A., Andrés, C., Álvarez, R. y Jardón, S. (2010). Aprovechamiento de las Aguas Subterráneas como Recurso Hídrico y Energético. *Seguridad y Medio Ambiente, Fundación Mapfre*

Pendás, F. y Loredo, J. (2006). El agua en los procesos de cierre de minas en Asturias. *Proceedings de La Reunión Científico-Técnica "Gestión del agua en los procesos de cierre de minas"*. E.T.S. Ingenieros de Minas. Universidad de Oviedo, Oviedo.

Rapantova, N; Grmela, A.; Vojtek, D.; Halir, J.; y Michalek, B. (2007). Goundwater flow modelling application in mining hydrology. *Mine Water and the Environment*.

Raymond, J.; Therrier, R.; Gosselin, L. y Lefebvre, R. (2011). Numerical analysis of thermal response test with a groundwater flow and heat transfer model. *Renewable Energy*.

Renz, A.; Rühaak, W. y Schäzl, P. (2009). Numerical modelling of geothermal use mine water: challenges and examples. *Mine Water and the Environment*.

Posibilidades de aprovechamiento hídrico y energético de los embalses mineros subterráneos

Clara Andrés Arias¹, Almudena Ordóñez Alonso², Rodrigo Álvarez García³ y Santiago Jardón Palacio⁴

Palabras clave: agua de mina, aprovechamiento hídrico, aprovechamiento energético, geotermia

Resumen

Uno de los efectos de la actividad minera en aquellas zonas en las que por sus características geológicas e hidrogeológicas previamente no existían acuíferos, es la formación de embalses subterráneos como resultado de la extracción de recursos minerales y de la fracturación del macizo. Estos embalses subterráneos son susceptibles de ser aprovechados como recurso hídrico, estando este uso justificado por las siguientes razones:

- Utilidad ecológica: el agua contenida en estos embalses, y que mientras las labores mineras estaban en funcionamiento era bombeada y vertida a ríos o balsas, puede servir para mantener el caudal ecológico de algunos ríos en periodos de poca pluviometría.
- Almacén de gran capacidad: estos embalses subterráneos suelen tener una gran capacidad de almacenamiento de agua, que puede ser utilizada para diversos fines en función de su calidad y del tratamiento que se les dé.

¹ Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/Independencia 13, 33004 Oviedo, Spain, andari.clara@gmail.com

² Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/Independencia 13, 33004 Oviedo, Spain, aalonso@uniovi.es

³ Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/Independencia 13, 33004 Oviedo, Spain, alvarezrodrigo@uniovi.es

⁴ Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/Independencia 13, 33004 Oviedo, Spain, jardon@iese.es

- Regulación: estos sistemas pueden ser regulados mediante un ajuste óptimo de los bombeos y la inyección de agua en periodos húmedos, permitiendo así una mejor regulación y aprovechamiento.
- Aprovechamiento geotérmico: en muchas ocasiones la temperatura del agua contenida en estos embalses es suficiente para ser aprovechada como recurso geotérmico mediante el empleo de bombas de calor, suministrando así calefacción y/o refrigeración a usuarios cercanos.
- Aprovechamiento energético: si se produce retorno de parte del agua bombeada o inyección en determinadas épocas, se puede además generar electricidad mediante la instalación de microturbinas.

Introducción

Toda actividad minera conlleva una fracturación del macizo rocoso que modifica las características hidrogeológicas del mismo. Esta fracturación aumenta la recarga a la cuenca afectada por las labores mineras.

Mientras dura la actividad minera el agua infiltrada en las labores suele ser extraída mediante bombeo permanente, drenándose continuamente las labores y el material fracturado circundante (Figura 1).

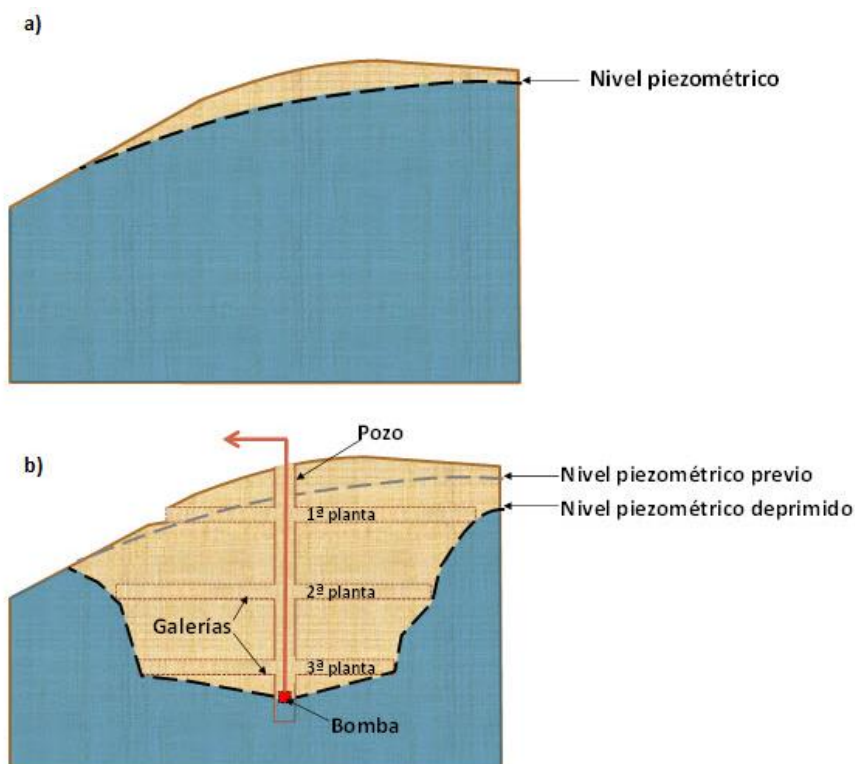


Figura 1. Esquema de la posición del nivel piezométrico antes (a) y después (b) de las actividades mineras subterráneas (modificado de González y Rebollar, 1986)

Sin embargo, una vez que finaliza la explotación y se comienza con los trabajos de cierre y abandono de la mina, suele plantearse el cese del bombeo, dejando que el hueco generado se inunde. La circulación libre del agua subterránea llevará al restablecimiento del nivel potenciométrico ("rebote" del nivel piezométrico). El agua irá paulatinamente inundando tanto los huecos de las labores mineras como aquellos que corresponden a la "porosidad abierta" de los niveles litológicos interceptados por las labores mineras y, por tanto, conectados hidráulicamente con ellas (Jardón, 2010).

Ha de tenerse en cuenta que la nueva posición del nivel piezométrico, al haber cambiado las características del macizo rocoso, puede no coincidir con la posición original (Figura 2), de forma que el comportamiento del sistema hidrogeológico tras la clausura de la mina se puede ver modificado por posibles conexiones con otros acuíferos, cambios en la porosidad del macizo o por

conexiones entre aguas subterráneas y superficiales (Younger, Banwart y Hedin, 2002).

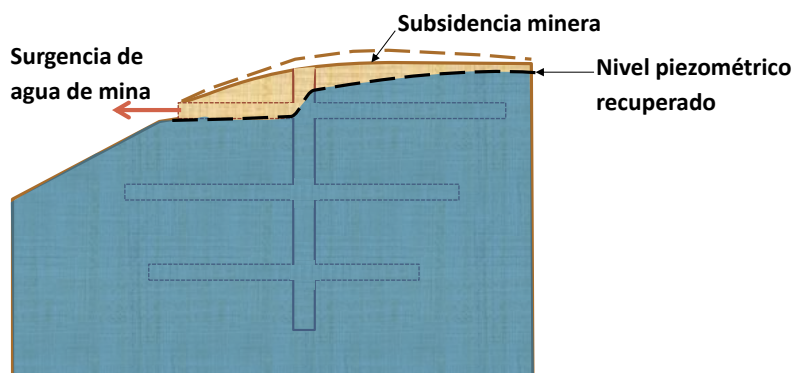


Figura 2. Esquema de la posición del nivel piezométrico tras el cese de las actividades mineras

Dado que el agua fluirá más rápidamente por las zonas con mayor conductividad hidráulica, de observará que en primer lugar se llenarán los huecos mineros libres, para posteriormente saturarse los tramos litológicos permeables conectados con los primeros (Arquer, Meléndez, Nuño y Rodríguez, 2006).

Si no se reanuda el bombeo, y alguno de los tramos litológicos citados conectados con las labores mineras del conjunto inundado aflora a cota inferior a la boca del pozo minero, podrá llegar a producirse la correspondiente surgencia de agua de mina (manantial).

En ocasiones el cese definitivo del bombeo tras la clausura de la mina no es posible, ya que puede darse el caso de que el nuevo nivel piezométrico, debido a la subsidencia del terreno por la actividad minera, intercepte la superficie topográfica, habiendo por tanto riesgo de inundaciones superficiales.

Es decir, tras la actividad minera, desde un punto de vista hidrogeológico, la zona afectada se caracteriza por una circulación de agua de tipo fisural, dando lugar a numerosas surgencias de escasa entidad (Ordóñez, Andrés, Jardón, Álvarez, Pendás y Loredó, 2009). Por otra parte, las zonas capaces de almacenar agua, que tienen conductividades hidráulicas muy variadas, se superponen y entremezclan, de forma que el sistema de flujo es muy complejo y es frecuente

encontrar diferentes niveles piezométricos separados por zonas no saturadas (González y Rebollar, 1986). Estos “embalses subterráneos” acumulan importantes volúmenes de agua, susceptible de ser aprovechada tanto como recurso hídrico como energético

El objetivo de este trabajo es definir la importancia de los embalses subterráneos como abastecimiento hídrico y energético, en concreto aquí se presentan las distintas opciones que pueden llevarse a cabo para aprovechar el agua contenida en estos acuíferos mineros.

Posibilidades de aprovechamiento hídrico

Una primera aplicación de esta agua de mina es para abastecimiento hídrico tanto humano como industrial, previo tratamiento, si fuese necesario. El aprovechamiento de estos volúmenes de agua, que en ocasiones deben ser extraídos en cualquier caso para evitar inundaciones, además de las ventajas ecológicas que supone el evitar explotar otros medios como acuíferos o ríos, puede resultar útil para otros fines que se detallarán.

Durante el proceso de inundación derivado del cese del bombeo, si se reanuda el bombeo, y se gradúa éste de forma que su descarga sea igual a la recarga, la altura del nivel del agua será la misma en toda la red de conductos del nuevo acuífero y se tendrá un volumen almacenado de agua equivalente al de los huecos rellenados. Cuando la descarga supera la recarga, evidentemente tiene lugar un descenso progresivo del nivel de inundación, y si sucediese al contrario, volvería a continuar ésta. Por otra parte, cuando el agua de un embalse subterráneo se esté aprovechando para algún tipo de uso, supuesto un consumo anual equivalente a la recarga anual, es decir una descarga anual de equilibrio, ello no supondrá un nivel de inundación permanente, ya que en condiciones naturales, la relación entre recarga y descarga oscilará a lo largo del año en función de las fluctuaciones climáticas y las demandas, produciéndose en consecuencia modificaciones temporales del nivel piezométrico.

Valorar la capacidad de un “embalse” de estas características necesita un análisis riguroso de los huecos abiertos, en función de la historia minera y de las interconexiones con labores mineras adyacentes que hacen que un pozo no constituya frecuentemente un sistema aislado.

Un embalse subterráneo no es sólo un receptor pasivo de infiltración de agua de lluvia, sino que, al igual que los embalses superficiales, se puede regular mediante las descargas, es decir mediante el bombeo, permitiendo su utilización para diversos fines: aprovechamiento de las aguas para suministro a las poblaciones cercanas, refuerzo de los caudales de estiaje en los ríos cercanos a fin de mantener su caudal ecológico, incluso como túneles de tormenta, etc.

La Directiva Europea Marco del Agua (Parlamento Europeo, 2000) requiere una gestión holística de aguas superficiales y subterráneas a escala de cuenca hidrográfica (Winter, Harvey, Franke y Alley, 1998), a fin de conseguir un buen estado químico y ecológico de las aguas, y, en particular, evitar el deterioro de las aguas subterráneas y revertir el que ya pudiera existir. El primer paso para conseguir estos objetivos es caracterizar las posibles fuentes de riesgo e identificar las cuencas con posibilidad de ser afectadas, seguido de actuaciones que vayan orientadas a analizar, identificar y eliminar los posibles efectos negativos e incluso obtener balances positivos (Ordóñez, Andrés, Jardón, Álvarez, Pendás y Loredó, 2009).

En este sentido, el aprovechamiento de los huecos mineros como “embalse subterráneo” o la gestión de las “aguas de mina” como recursos hídricos, obtiene un balance positivo respecto al posible deterioro efectuado por la actividad minera, con lo que puede considerarse integrada entre las actuaciones que propone la Directiva Europea Marco del Agua.

Utilidad ecológica

En general, cuando las minas están en explotación, el bombeo sirve como regulación del embalse subterráneo suministrando un caudal cuasiconstante que suele ser vertido a balsas o ríos cercanos. El aprovechamiento hídrico de estos embalses subterráneos puede permitir el mantenimiento del caudal ecológico de ríos cuyo caudal presenta amplias oscilaciones estacionales, pudiendo quedar casi secos en las épocas menos lluviosas. De esta forma incrementando su caudal con el vertido de agua de mina subterránea, se garantiza su caudal ecológico y su agua puede ser utilizada tanto en invierno como en épocas de estiaje.

Abastecimiento urbano

Conocida la capacidad del embalse subterráneo, para lo que es necesario hacer un estudio de la aportación hídrica anual o recarga del embalse, y las características físico-químicas del agua en él contenida, puede desarrollarse un sistema de abastecimiento urbano. Para ello es preciso conocer el consumo máximo que se podría satisfacer.

Como ejemplo se presenta el estudio realizado por Jardón (2010) para el embalse subterráneo formado por las labores mineras interconectadas de los pozos Barredo y Figaredo en la Cuenca Carbonífera Central de Asturias, en las proximidades de la localidad de Mieres (Asturias). Según dicho estudio, la capacidad del embalse subterráneo Barredo-Figaredo es de $5,8 \text{ Hm}^3$, a la cota +150 m. La recarga media que recibe este embalse es unos $4 \text{ Hm}^3/\text{año}$, pero ésta se reparte de forma desigual a lo largo del año, con un mínimo en el mes de noviembre ($0,22 \text{ Hm}^3/\text{mes}$). Si no se realizase regulación, esta recarga mínima correspondería al consumo que se podría garantizar durante todo el año, que supuesto constante correspondería a unos $2,65 \text{ Hm}^3/\text{año}$.

Regulación

El hecho de disponer de un volumen superior de embalse permite realizar regulación, es decir, almacenar agua en los meses de mayor recarga para satisfacer una mayor demanda aún en los meses en los que la infiltración es menor. Se observa en la Figura 3, que así, el consumo máximo que se podría satisfacer es de $0,335 \text{ Hm}^3/\text{mes}$, es decir $4 \text{ Hm}^3/\text{año}$. Esta cifra sería teóricamente suficiente para abastecer a 60.300 personas, suponiendo un consumo constante por habitante y día de 142 l como media de Asturias (INE-a, 2013). Se tiene, pues, que el embalse podría satisfacer la demanda teórica de no sólo la ciudad de Mieres, sino también la de todo el concejo homónimo, cuyos habitantes se estiman en 23.700 y 41.700, respectivamente (INE-b, 2013). Para satisfacer esta demanda sería teóricamente suficiente una capacidad de embalse de $0,6 \text{ Hm}^3$, muy inferior a los 5,8 disponibles. Gran parte de este volumen no es utilizado porque la demanda satisfecha depende de la recarga. En este sentido, la recarga natural del embalse podría incrementarse mediante la inyección de agua externa a los huecos mineros, permitiendo así una mejor

regulación y aprovechamiento. Así, el abastecimiento calculado podría duplicarse con sólo tomar un caudal de 130 L/s de un río próximo, lo cual sería medioambientalmente asumible.

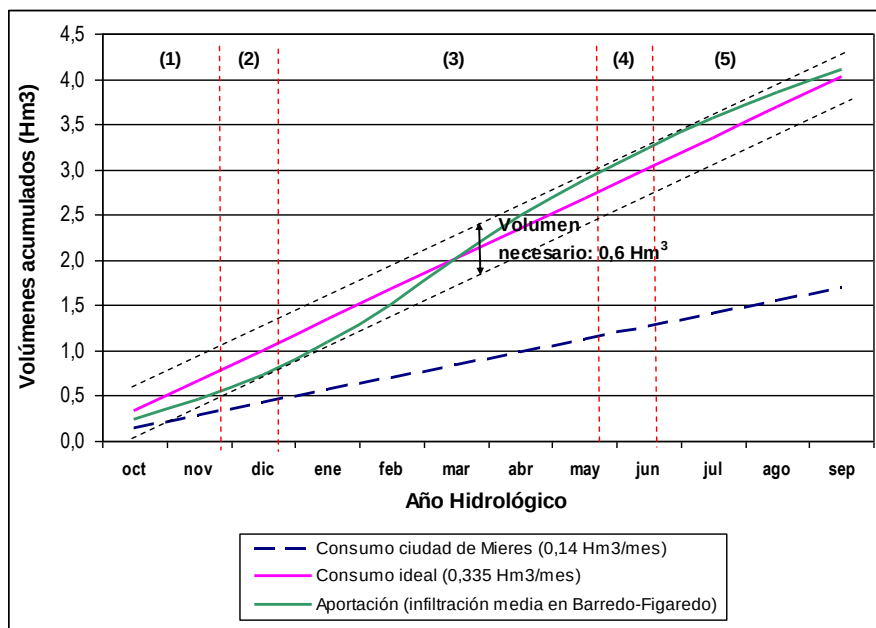


Figura 3. Gráfica de aportaciones acumuladas para el embalse Barredo-Figaredo (Jardón, 2010).

Como se observa en la gráfica anterior, en los meses de julio a noviembre (periodo en el que la pendiente de la recta de la demanda es superior a la de la tangente de la curva de caudal aportado, que se corresponden con los periodos 1 y 5), de no existir regulación, no sería posible el abastecimiento. En junio y diciembre, periodos en los que ambas pendientes coinciden, podría abastecer justo lo necesario y en el periodo de enero a mayo (sección 3), sobraría agua.

Posibilidades de aprovechamiento energético

Aprovechamiento geotérmico mediante el uso de bombas de calor

Existen dos tipos de necesidades de climatización: de calefacción y de refrigeración.

Para definir el tipo de aprovechamiento geotérmico es importante conocer muy bien la temperatura del agua en el embalse subterráneo, su variabilidad, las necesidades de consumo... con el fin de hacer la selección de los equipos de trabajo que más se adecúen a las necesidades.

Se han estudiado dos alternativas de aprovechamiento energético mediante bombas de calor:

1. Instalación de bombas de calor en Central de Generación Térmica a boca del embalse minero: Desde esta instalación se suministraría agua caliente para calefacción y, con sobrecalentamiento añadido de A.C.S., para sistemas de calefacción, destinado a aquellos consumidores que no precisan suministro de refrigeración. Esta necesidad es factible de satisfacer, centralizando la producción de agua caliente y efectuando su distribución mediante una red calorífica.

2. Instalación de bombas de calor en los centros de consumo que necesiten calefacción y refrigeración: En estos centros se produciría, simultáneamente, agua caliente para calefacción, con sobrecalentamiento añadido de A.C.S., y agua fría para refrigeración. En esta alternativa, desde el embalse minero se transportaría mediante una red calorífica el agua de mina a los centros de consumo, para su aprovechamiento energético directo con bombas de calor. Cada consumidor, tras producir la energía calorífica necesaria, produciría también la energía frigorífica que necesita, disipando su balance térmico a la tubería de retorno al embalse subterráneo para su equilibrio térmico y recirculación. Dentro de esta alternativa se puede también incluir la instalación de bombas de calor en los centros de consumo que necesiten exclusivamente calefacción, pero que necesiten una gran potencia calorífica.

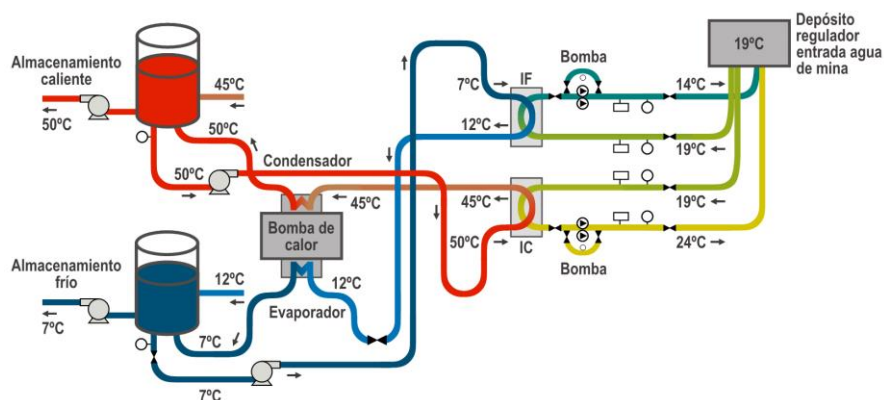


Figura 4. Esquema básico de la bomba de calor con agua de mina y almacenamiento de frío y calor (Jardón, 2010)

Aprovechamiento energético mediante microturbinas

También puede plantearse la posibilidad de combinar la utilización geotérmica del embalse con el uso hídrico, devolviendo los caudales utilizados por las bombas de calor al embalse, lo que posibilita además su aprovechamiento microhidráulico para generar electricidad.

El retorno a los pozos regularía el volumen del embalse minero y la temperatura del agua, produciéndose así un balance de energías consumidas y generadas. Por un lado, se ha consumido una energía eléctrica para el desagüe de estos caudales y por otro lado, se ha generado una energía eléctrica.

Otra posibilidad contemplada es generar la energía eólica necesaria para el bombeo del agua de mina, mediante aerogeneradores ubicados en las proximidades de los pozos, y de esta forma el sistema se basaría únicamente en energías renovables y sería totalmente sostenible.

Conclusiones

La consecuencia principal producida por la minería subterránea es dejar un macizo rocoso muy alterado que facilita la infiltración a su través. Las

actividades desarrolladas por la minería subterránea generan huecos e inducen la fracturación del macizo con el consiguiente incremento de la porosidad, pudiendo llegar a formar acuíferos de triple porosidad con un comportamiento similar al de los acuíferos carbonatados kársticos. Estos nuevos acuíferos se comportan como “embalses subterráneos” en los que se acumulan importantes volúmenes de agua.

Es necesario estudiar las características físico-químicas del agua contenida en un embalse minero para poder definir los tratamientos previos necesarios del agua contenida en él en función del uso que desee dársele.

Aunque el aspecto destacable del aprovechamiento energético es la utilización del agua de mina como recurso geotérmico, combinándola con el aprovechamiento hídrico, existe la posibilidad de obtener electricidad mediante microturbinas accionadas por el retorno de parte del agua utilizada por las bombas de calor al embalse minero.

El estudio de la aportación hídrica anual o recarga del embalse, permite definir la población a la que el sistema podría abastecer. En el caso del embalse minero estudiado, con una capacidad inferior a un millón de m³, teóricamente se podría abastecer a más de 60.000 personas. Este tipo de abastecimiento podría aumentarse estudiando posibles maneras de regulación con otros sistemas hídricos cercanos.

De este aprovechamiento destaca la importancia ecológica que supone tener un embalse (subterráneo) ya “construido”, en el que el agua no está expuesta a eutrofización y de la que se puede disponer en función de la demanda, con fáciles conexiones al sistema de abastecimiento, sin necesidad de generar un fuerte impacto ambiental con infraestructuras hidráulicas en superficie.

Bibliografía

Arquer, F., Meléndez M., Nuño C. y Rodríguez M.L. (2006). El abandono de pozos mineros en la Cuenca Carbonífera Central de Asturias: Caso de los pozos Entrego y San Mamés. *Actas de la Reunión Científico-Técnica “Gestión del agua en los procesos de cierre de minas”*. E.T.S. Ingenieros de Minas. Universidad de Oviedo, Oviedo.

González, J. y Rebollar, A. (1986). Interrelaciones de la minería y las aguas subterráneas en el Carbonífero de la Cuenca del Nalón (Sector Pola de Laviana-Olloniego). IGME.

Instituto Nacional de Estadística (INE-a), (2013). Encuesta sobre el suministro y saneamiento del agua. Año 2011. <http://www.ine.es/prensa/np807.pdf>

Instituto Nacional de Estadística (INE-b), (2013). Demografía y Población. www.ine.es

Jardón, S. (2010). Aprovechamiento de las aguas de mina en la Cuenca Central Asturiana como recurso energético. Aplicación al embalse minero Barredo-Figaredo. *Tesis doctoral*. Universidad de Oviedo. Oviedo.

Ordóñez A., Andrés C., Jardón S., Álvarez R., Pendás F. y Loredó J. (2009). Aprovechamiento de las aguas subterráneas como recurso hídrico y energético. *Fundación MAPFRE. Convocatoria 2008 de Ayudas a la Investigación. Área temática: Medio Ambiente*. Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, Oviedo.

Parlamento Europeo, (2000). Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas.

Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L. y Alley, W.M. (1998). Ground water and surface water—a single resource. *Survey Circular*. US Geol

Younger, P.L., Banwart, S.A. y Hedin, R.S. (2002). Mine Water. Hydrology, Pollution, Remediation. *Kluwer Ac. Publ*. Reino Unido.

Distribución del nitrato en los acuíferos de la zona centro de España durante un periodo de 25 años: parámetros ambientales que definen las condiciones de vulnerabilidad

Mercedes Arauzo Sánchez¹

Resumen

El objetivo de este trabajo ha sido analizar la distribución e interpretar la procedencia del nitrato en las unidades hidrogeológicas del Terciario Detrítico de Madrid-Talavera y Guadalajara, las Calizas del Páramo de La Alcarria y las Calizas del Cretácico de Torrelaguna-Jadraque, pertenecientes a las Comunidades Autónomas de Madrid y Castilla-La Mancha. Los objetivos se centraron en:

(1) obtener una mejor comprensión de la distribución de nitrato en los cuatro acuíferos, durante el período 1985-2010;

(2) determinar la contribución relativa de diversos parámetros ambientales (del medio físico y usos del territorio) relacionados con la vulnerabilidad de las aguas subterráneas a la contaminación por nitrato mediante Análisis de Componentes Principales (ACP); y

(3) realizar una revisión crítica sobre los criterios de designación de Zonas Vulnerables a la contaminación por nitrato (ZVNs; Directiva 91/676/CEE). La elaboración, mediante SIG, de una secuencia de mapas del contenido en nitrato en los cuatro acuíferos, para un periodo de 25 años, reveló una contaminación persistente en amplias áreas de los acuíferos de Madrid-Talavera, Guadalajara y La Alcarria (sometidos a grandes impactos: áreas densamente pobladas, agricultura intensiva), mientras que en Torrelaguna-Jadraque no se observaron

¹ Consejo Superior de Investigaciones Científicas

indicios de contaminación (protegido por usos no contaminantes: forestal, áreas naturales).

El ACP agrupó los parámetros ambientales analizados en tres componentes principales, que explicaban los riesgos asociados a factores hidrogeológicos, al medio edáfico y a los usos del territorio. La proyección de los puntos de muestro sobre los componentes principales nos permitió interpretar las posibles fuentes de nitrógeno en cada punto, pudiendo atribuirse las discrepancias observadas en algunos puntos contaminados, pero situados en zonas escasamente vulnerables, al transporte advectivo del nitrato con el flujo subterráneo.

Las designaciones de ZVNs en este territorio revelan criterios pobremente definidos y escasa coordinación entre administraciones. Los resultados de la investigación muestran la necesidad de redefinir las ZVNs teniendo en cuenta la vulnerabilidad intrínseca del territorio y los riesgos asociados a los usos del suelo. El trabajo completo puede consultarse en: Arauzo & Martínez-Bastida (2014). Environmental factors affecting diffuse nitrate pollution in the major aquifers of Central Spain: Groundwater vulnerability vs. groundwater pollution. Environmental Earth Science (in press).

Vulnerabilidad de las aguas subterráneas a la contaminación por nitrato en la cuenca alta del Ebro: índice GOD y riesgos asociados a los usos del territorio

Mercedes Arauzo Sánchez¹

Resumen

Los objetivos de este trabajo se han centrado en analizar la distribución espacial del nitrato de origen difuso en 46 masas de agua subterránea pertenecientes a la cuenca alta del río Ebro, identificar las zonas afectadas por la contaminación, interpretar su procedencia (de acuerdo a criterios que combinan la vulnerabilidad intrínseca -índice GOD- y los usos del territorio) y delimitar las zonas vulnerables a la contaminación por nitrato (ZVN) que puedan suponer una vía de acceso del contaminante hacia las aguas subterráneas. El área de campo está constituida por 22 subcuencas situadas en el alto Ebro, que drenan hacia las 46 masas de agua subterránea objeto del estudio.

La modelización del contenido en nitrato en las aguas subterráneas mediante las Técnicas Espaciales de Análisis de ArcGIS 10, reveló que 16 masas de agua presentaban zonas afectadas por la contaminación (35% del total: 9 aluviales, 6 carbonatadas y 1 carbonatada/detrítica) y 6 mostraban riesgo de contaminación (13% del total: 1 aluvial y 5 detríticas/carbonatadas), mientras que en las 24 restantes (52% de total) los niveles de nitrato eran bajos o moderados. Los acuíferos con mayor grado de afectación (59-100% de su superficie) eran los aluviales de subcuencas que drenan al río Ebro.

El 100% de estos aluviales presentó correlaciones negativas entre las concentraciones de nitrato y la cota piezométrica, revelando la existencia de zonas sumidero (donde el nitrato se acumula en las cotas bajas como

¹ Instituto de Ciencias Agrarias, CSIC. Serrano 115 dpdo., 28006 Madrid, España, mercedes.arauzo@csic.es

consecuencia del flujo advectivo descendente). En el 50% de los acuíferos carbonatados y carbonatados/detríticos también se dieron correlaciones negativas entre la concentración de nitrato y la cota piezométrica, mostrando nuevamente la existencia de zonas sumidero.

Debido a su mayor complejidad desde el punto de vista hidrológico, la contaminación en los aluviales del río Ebro no presentó significación con relación a la cota piezométrica. Se ha elaborado un documento temático en el que se delimitan las ZVN de acuerdo a un criterio que combina información sobre la vulnerabilidad intrínseca, a partir del índice GOD, y los riesgos asociados a los usos del territorio. Se analizan las fortalezas y debilidades del método y se comparan los resultados con la designación vigente de ZVN.

Introducción

La contaminación por el nitrato es una de las principales causas del deterioro de la calidad de las aguas subterráneas. En Europa, la legislación comunitaria para la reducción y prevención de la contaminación del agua por el nitrato de origen difuso está recogida en la Directiva de Nitratos (91/676/EEC; Council of the European Communities 1991) y en la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE; Council of the European Communities, 2000). La Directiva de Nitratos establece que las aguas superficiales y subterráneas deben considerarse afectadas por la contaminación por nitrato cuando contienen más de $50 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. El límite guía se sitúa en $25 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ (European Commission, 2000). La Directiva de Nitratos denomina zonas vulnerables a la contaminación por nitrato (ZVN) a los territorios que drenan hacia las aguas afectadas por la contaminación de nitrato. En estas zonas los agricultores deben desarrollar programas de acción, cuya finalidad es mejorar la calidad de las aguas y prevenir su contaminación. Es esencial, sin embargo, no confundir las ZVN (territorios desde los cuales el contaminante puede ser lixiviado), con las zonas del medio saturado afectadas por la contaminación (generalmente zonas sumidero de los acuíferos). Si bien en algunos casos ambas zonas pueden aparecer superpuestas en el espacio (cuando sólo se da transporte vertical a través de la zona no saturada), con frecuencia cabe esperar que el contaminante sea transportado horizontalmente, mediante procesos de escorrentía superficial o subsuperficial en la zona no saturada, y/o procesos advectivos en la zona saturada, desde las ZVN, hasta las

zonas sumidero de los acuíferos (Arauzo y Martínez- Bastida, 2014; Arauzo *et al.*, 2011).

Por otra parte, existen discrepancias evidentes con relación los procedimientos para la designación de las ZVN en el marco de la Unión Europea (European Comission, 2010) explicables, en gran medida, por la ausencia en la Directiva de Nitratos de unos criterios específicos para realizar las designaciones (De Clercq *et al.*, 2001). Investigaciones recientes demuestran que las designaciones inadecuadas de las ZVNs, con frecuencia demasiado restrictivas, están dando lugar a resultados difícilmente interpretables o por debajo de las expectativas (Arauzo *et al.*, 2008, 2011; Arauzo y Martínez-Bastida, 2014; Martínez-Bastida *et al.*, 2010; Worrall *et al.*, 2009). Por ello se hace necesario consensuar criterios que permitan delimitar estas zonas con una mayor precisión. En este sentido, el informe ENA (European Nitrogen Assesment; Sutton *et al.*, 2011) subraya la necesidad de acometer investigaciones que permitan recopilar información útil, de cara a evaluar los efectos de las políticas ambientales de la UE en la reducción de la contaminación por el nitrato de origen difuso.

El término vulnerabilidad a la contaminación de un acuífero se usa para representar las características intrínsecas que determinan la susceptibilidad del mismo a verse afectado por una carga contaminante (Foster, 1987). La vulnerabilidad está relacionada con la inaccesibilidad (en un sentido hidráulico) de la zona saturada del acuífero a la penetración de contaminantes móviles y con la capacidad de atenuación de los estratos situados sobre dicha zona saturada (retención físico-química con los contaminantes). Generalmente no es posible obtener medidas directas de ninguno de estos componentes, de modo que deben estimarse mediante combinación de otros factores disponibles que controlan la vulnerabilidad (Foster e Hirata, 1991). En la línea definida previamente por Foster (1987), Vrba & Zaporocec (1994) acuñaron el término "vulnerabilidad intrínseca" para describir la propiedad intrínseca asociada a las características del medio físico del acuífero, que lo hacen potencialmente sensible a posibles impactos contaminantes de origen humano o natural. Asimismo, denominaron "vulnerabilidad específica" al riesgo de contaminación asociado al impacto que determinados usos del territorio podrían ocasionar al introducir contaminantes en un sistema acuífero.

Durante la última década, la implementación de la normativa europea para la regeneración y conservación de la calidad de los recursos hídricos ha promovido la publicación de numerosos estudios sobre la evaluación de la

vulnerabilidad de las aguas subterráneas (*Secunda et al. 1998; Finch et al., 2000; Gogu & Dassargues, 2000; Worral & Kolpin, 2004; Martínez-Bastida et al. 2010*). La evaluación y representación de la vulnerabilidad de un acuífero se ha abordado utilizando diversas metodologías, siendo los métodos paramétricos los que constituyen el modelo de aproximación más utilizado (*IGME, 2004*). Los índices de vulnerabilidad son métodos paramétricos de tipo cualitativo que se basan en la superposición de capas temáticas vinculadas mediante un algoritmo matemático, en el que se combinan los efectos de una serie de parámetros ambientales, físicos e hidrogeológicos que se consideran esenciales en la dinámica de los contaminantes en el suelo y en el subsuelo. Estos parámetros se valoran cualitativamente y se dividen en intervalos jerárquicos. A cada intervalo se le asigna un valor o puntuación que refleja un grado relativo de susceptibilidad a la contaminación. Hasta la fecha, los índices de vulnerabilidad más ampliamente utilizados en el ámbito científico, han sido los índices de vulnerabilidad intrínseca DRASTIC (*Aller et al., 1987*) y GOD (*Foster, 1987; Foster & Hirata, 1991; Foster et al. 2002*). *Martínez-Bastida et al. (2010)* comparó su eficacia en una misma zona, constatando la idoneidad de ambos índices para representar el riesgo asociado a las características intrínsecas del territorio. La simplicidad del método GOD, en cuyo algoritmo se manejan únicamente tres parámetros, frente a la mayor dificultad de aplicación del método DRASTIC, en el se integran siete parámetros (algunos de ellos con frecuencia no disponibles), nos llevó a seleccionar el índice GOD para la estimación y representación de la vulnerabilidad intrínseca en nuestro área de campo.

Los objetivos de este estudio se han centrado en: (1) analizar la distribución espacial del nitrato de origen difuso, utilizando las herramientas de análisis y representación de ArcGIS 10, en las 46 masas de agua subterránea pertenecientes a la cuenca alta del río Ebro (con especial énfasis en las masas de agua aluviales (al ser las más vulnerables a los procesos de contaminación difusa); (2) identificar las zonas vulnerables que puedan suponer una vía de acceso del contaminante hacia las aguas subterráneas desde la superficie, de acuerdo a criterios que combinen la vulnerabilidad intrínseca (índice GOD; *Foster et al., 2002*) y los usos del territorio; y (3) analizar las fortalezas y debilidades del método y comparar los resultados con la distribución vigente de ZVN designadas.

La elección del área de estudio se basó en los resultados de investigaciones previas sobre los procesos de contaminación difusa de origen agrario en la zona de La Rioja (*Arauzo et al., 2006, 2010, 2011*). Esta zona la hemos ampliado a fin

de incluir la totalidad de las cuencas que potencialmente pueden drenar hacia las zonas afectadas de las masas de agua subterránea.

Finalmente, la valoración combinada de la vulnerabilidad intrínseca del territorio (capa temática del índice GOD) y del impacto de los usos del territorio (susceptibles de contribuir a la contaminación difusa por nitrato) nos permitirá alcanzar una aproximación precisa y relativamente sencilla a la vulnerabilidad específica de las aguas subterráneas a la contaminación difusa por nitrato.

Material y métodos

El área de estudio se encuentra situada en la cuenca alta del río Ebro (Figura 1) y cuenta con una superficie de 25.664 km², distribuidos en 22 subcuencas hidrográficas (Figura 2). La zona incluye 46 masas de agua subterránea de diferentes características (Confederación Hidrográfica del Ebro, 2005), que en conjunto ocupan una superficie de 18.704 km² (Figura 1). En el territorio definido por el área de estudio se han realizado hasta la fecha ocho designaciones de ZVN (Figura 1), con un total de 328 km² designados.

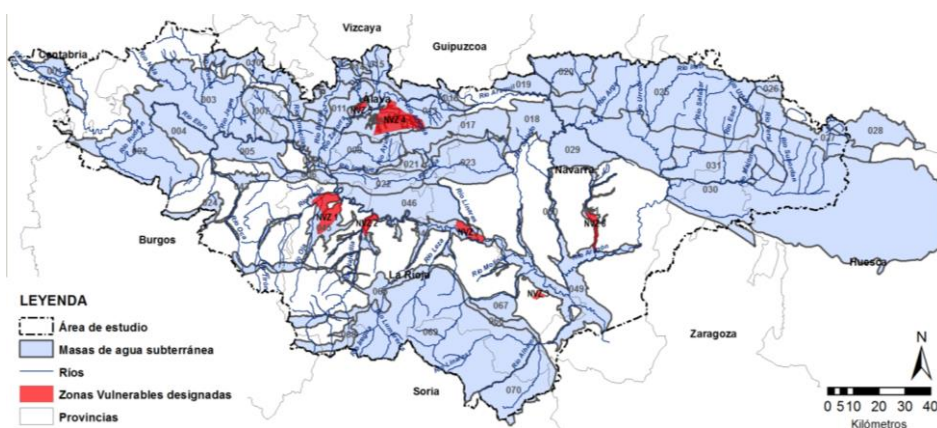


Figura 1. Localización de las 46 masas de agua subterránea, los ríos principales y las ocho Zonas Vulnerable a la contaminación por nitrato (ZVN) designadas hasta 2013 en el área de estudio (cuenca alta del río Ebro, 25.664 km² de superficie, que comprende la totalidad de La Rioja y parte de Castilla y León, Cantabria, Navarra, País Vasco y Aragón)

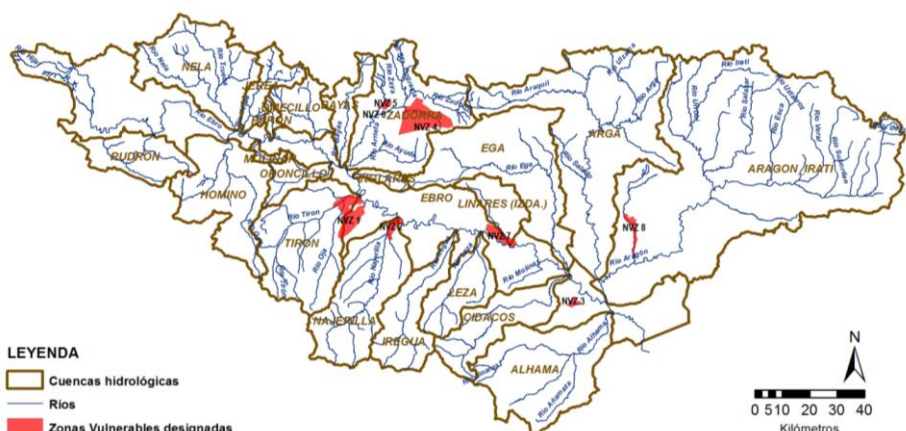


Figura 2. Distribución de las 22 subcuencas hidroclógicas que comprenden el área de estudio (cuenca alta del río Ebro). Se muestran las ZVN

Para el trabajo en el entorno SIG de ArcGIS 10 (ESRI, 2011) se utilizó el Sistema de Referencia ED-50, elipsoide Internacional Hayford 1924, la Proyección UTM Huso 30 y los paquetes de herramientas *Spatial Analyst Tools*, *Editor*, *Georeferencing*, *Data Management Tools*, *Conversion Tools*, *Analysis Tools* y *3D Analyst Tools*. Las cartografías digitales de base (formato .shp; p.e.: mapa geológico, mapa de usos y aprovechamientos, etc.) se encontraban en una escala 1:50.000, lo cual permitió trabajar con un tamaño de celda de 10x10 m en la elaboración de capas temática en formato raster. Este grado de exactitud (tolerancia gráfica de 10 m) nos permitió abordar simultáneamente las escalas suprarregional y/o regional, pudiendo además descender mediante “zoom” a las escalas de cuenca, subcuenca, e incluso de parcela agrícola.

Los datos de partida, con relación a sus fuentes, características básicas, tipos y usos asignados para la elaboración de documentos temáticos, se muestran en la Tabla 1.

Tras la recopilación y análisis de los datos sobre el contenido en nitrato en las 46 masas de agua subterránea, en un total de 814 puntos de muestro, según las diferentes fuentes y periodos disponibles (Tabla 1), no se observó ninguna tendencia interanual clara con relación a los niveles de concentración de nitrato. La escasez de datos en algunas de las áreas aluviales obligó a completar la información mediante una campaña de muestreos en las masas de agua aluviales 045, 047, 048 y 049 durante junio de 2012. Esta campaña permitió aportar nuevos datos y comprobar informaciones previas dudosas. En las

muestras de agua recogidas se determinó el contenido en nitrato mediante el método del 2,6-dimetil fenol (acorde a la norma ISO 7890-1-2-1986), utilizando un espectrofotómetro DR 2800 (Hach Lange GmbH, Düsseldorf, Germany; Hach Company, 2008).

La depuración de los datos para obtener el mapa de Contenido en Nitrato fue un proceso laborioso, dado que se partía de información diversa y bastante irregular en el tiempo. Se utilizaron siempre los datos del acuífero principal de cada una de las 46 masas de agua subterránea. La capa Niveles de Nitrato en las aguas subterráneas se elaboró a partir de las concentraciones medias de nitrato en cada punto de muestreo, para un periodo de cinco años hidrológicos, que se inicia el 1 de octubre de 2005 y finaliza el 30 de septiembre de 2010 (periodo en el que el volumen de datos era mayor). En un conjunto reducido de puntos de muestreo se contó con información de frecuencia estacional; en la mayoría de los puntos la información correspondía a muestreos realizados dos o tres veces al año; hubo algunos casos (sobre todo en puntos de cabecera de cuenca) con pocos datos disponibles y escasa continuidad temporal. La cobertura de puntos en las zonas de cabecera resultó bastante limitada y por ello la representatividad de los documentos temáticos (mapas de Contenido en Nitrato, Profundidad del Freático y Cotas Piezométricas) debería interpretarse teniendo en cuenta tales restricciones. La capa final de Niveles de Nitrato en las aguas subterráneas se elaboró agrupando las capas de cada uno de los acuíferos del área de estudio, previamente realizadas las interpolaciones individuales mediante *Spline with Barriers* de *Spatial Analyst Tools* de ArcGIS 10.

Tabla 1. Resumen de los datos de partida para la elaboración de las capas temáticas

FUENTE	CLASE	FORMATO	DESCRIPCIÓN	SISTEMA DE COORDENADAS	ESCALA / DEFINICIÓN	TIPO	USO
Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente	Límite de las CCAA	.shp	Mapa de los límites de las Comunidades Autónomas	ETRS 89 -UTM 30	1:25.000	Espacial	Capa Base
	Usos y aprovechamientos	.shp	Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de España (MAPA, 2009)	ED 50 - UTM 30	1:50.000	Espacial	Capa de Riesgos Asociados a los Usos del Territorio
	masas de agua subterránea	.pdf	Caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias (Tomo V) (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, 2005).	-	-	Temática	Capa G
		.shp	Geometría de las masas	ETRS 89 -UTM 30	1:50.000	Espacial	Capa NO ₃ -
Insto. de Ciencias Agrarias CSIC	Puntos de muestreo de NO ₃ - en las masas de agua aluvial; profundidades del freático	.xls	Datos de los puntos de muestreo en Aluvial del Tíron y del Aluvial del Oja, de 2003-2009 (NO ₃ - y prof. freático)	-	-	Temática	Capa NO ₃ - Capa D
		.pdf	Fichas de los puntos de muestreo	-	-	Temática	Capa NO ₃ - Capa D
Agencia Vasca del Agua	Puntos de muestreo de NO ₃ - en las masas de agua subterránea; profundidades del freático	.xls	Datos de los puntos de muestreo en las masas Sierra de Cantabria y Laguardia, de 1999 a 2010 (NO ₃ - y prof. freático)	-	-	Temática	Capa NO ₃ - Capa D
		.pdf	Fichas de los puntos de muestreo	-	-	Temática	Capa NO ₃ - Capa D
Confederación Hidrográfica del Ebro	Puntos de muestreo de NO ₃ - en las masas de agua subterránea; profundidades del freático	.xls	Datos de 2000-2012 de los puntos de muestreo de 2000-2010 (NO ₃ - y prof. freático)	-	-	Temática	Capa NO ₃ - Capa D
		.pdf	Fichas de los puntos de muestreo	-	-	Temática	Capa NO ₃ - Capa D
	Masas de agua subterránea	.pdf	Fichas de las masas de agua	-	-	Temática	Capa NO ₃ -
	Ríos	.shp	Ríos de la cuenca del Ebro	ED 50 - UTM 30	1:50.000	Espacial	Capa Base
	Cuencas hidrográficas	.shp	Cuencas hidrográficas de la cuenca del Ebro	ED 50 - UTM 30	1:50.000	Espacial	Capa Base
	Geología	.shp	Mapas geológicos de la cuenca del Ebro	ETRS 89 -UTM 30	1:50.000	Espacial	Capa O
		.txt	Leyendas de los mapas geológicos de la cuenca del Ebro	-	-	Temática	Capa O
	ZVN	.shp	ZVN designadas (Directiva 91/676/CE)	ED 50 - UTM 30	1:50.000	Espacial	Capa Base
		.txt	ZVN designadas (Directiva 91/676/CE)	-	-	Temática	Capa Base
Insto. Geográfico Nacional	Topografía	.ECW	Mapa Topográfico Nacional	ED 50 - UTM 30	1:50.000	Espacial	Capa Base
	Topografía	.JPG	Leyenda del Mapa Topográfico Nacional	-	-	Temática	Capa Base
	Elevación del terreno	.asc	Modelo digital del terreno	ED 50 - UTM 30	10x10 m	Temática	Capa Base
Insto. Geológico y Minero de España	Puntos de muestreo de NO ₃ - en las masas de agua subterránea	.xls	Datos de los puntos de muestreo de 1995-2001 (NO ₃ -)	-	-	Temática	Capa NO ₃ -
		.pdf	Fichas de los puntos de muestreo	-	-	Temática	Capa NO ₃ -

La capa descriptora de la vulnerabilidad intrínseca se creó a partir de índice GOD (Foster *et al.*, 2002). Este índice es función de tres parámetros (Figura 3): parámetro G (riesgo asociado al grado de confinamiento del acuífero, del inglés *Groundwater confinement*); parámetro O (riesgo asociado a las características litológicas y grado de consolidación de la zona vadosa, del inglés *Overlying strata*); y parámetro D (riesgo asociado a la profundidad del nivel freático -en acuíferos libres- o del techo en el acuífero -en confinados-, del inglés *Depth to groundwater table*). El algoritmo del índice es de tipo multiplicativo ($G \times O \times D$) y varía entre 0 y 1.

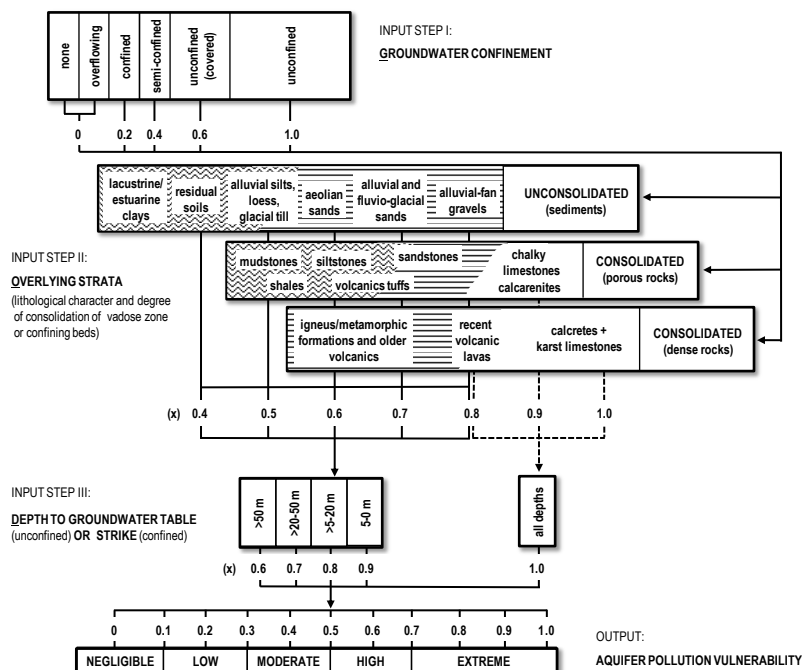


Figura 3. Sistema empírico GOD para la evaluación de la contaminación de la vulnerabilidad de un acuífero (fuente original: Foster *et al.*, 2002): Paso I (Parámetro G: grado de confinamiento), Paso II (parámetro O: carácter litológico y grado de consolidación de la zona vadosa); Paso III (parámetro D: profundidad del nivel freático); y valoración del grado de vulnerabilidad.

La capa del parámetro G se creó a partir de información sobre el grado de confinamiento de cada uno de los acuíferos (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, 2005). Para obtener la capa del parámetro O partimos del mapa geológico de la cuenca del Ebro digitalizado, proveniente de la serie MAGNA analógica a escala 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España. La capa del parámetro D se obtuvo de las fuentes citadas en la Tabla 1. Para cada parámetro, se asignaron los rangos y valores del sistema GOD descritos en la Figura 3. Los tres *rasters* resultantes se multiplicaron entre sí (GxOxD) mediante la herramienta *Map Algebra* para crear finalmente la capa del índice GOD.

Para obtener la capa de Riesgos Asociados a los Usos del Territorio partimos del Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de España (MAGRAMA, 2009) en formato digital. Con esta fuente de datos no fue necesario hacer ningún tipo de depuración. Después de realizar el clipeado para la zona de estudio, se establecieron los rangos (clases de uso, mediante reagrupamiento de los usos del Mapa de Cultivos y Aprovechamiento) y la asignación de valores, tal como se describe en la Tabla 2. La asignación de valores se realizó de acuerdo a la valoración de usos que Secunda *et al.* (1998) y Martínez-Bastida *et al.* (2010) utilizaron para la elaboración de los índices Composite-DRASTIC y NV, respectivamente.

En la capa de Vulnerabilidad Específica a la Contaminación por Nitrato, combinamos información procedente de la capa del Índice GOD (reclasificando previamente los valores de riesgo extremo, alto y medio, como "vulnerables" desde el punto de vista intrínseco, y los valores bajo y despreciable, como "no vulnerables") y de la capa de Riesgos Asociados a los Usos del Territorio, de forma que obtuvimos representación de los riesgos asociados a los usos del territorio en aquellas zonas consideradas vulnerables desde un punto de vista intrínseco.

Tabla 2. Valores aplicados a los rangos de los riesgos asociados al uso del territorio (potencialmente relacionados con la vulnerabilidad de las aguas subterráneas a la contaminación por nitrato) en una escala de 1 a 10 (1-2: riesgo despreciable; 3-4: riesgo bajo; 5-6: riesgo medio; 7-8: riesgo alto; 9-10: riesgo extremo). Fuentes: Martínez-Bastida *et al.* (2010) y Secunda *et al.* (1998).

Rango (clases de uso del territorio)	Valor
Cultivos de regadío (hortícolas)	10
Áreas urbanas	9
Cultivos de regadío (herbáceas forrajeras)	8
Cultivos de regadío (frutales)	7
Cultivos de regadío (viñedo, olivar, cultivo de leñosas)	6
Prados y pastizales	5
Cultivos de secano (herbáceos)	4
Cultivos de secano (viñedo, olivar, cultivo de leñosas)	3
Zonas arbustivas; zonas no productivas	2
Bosque de coníferas y/o frondosas	1

Los mapas de Piezometría y de Pendiente del Nivel Freático en los acuíferos afectados por la contaminación se elaboraron a partir de los mapas del nivel freático y del modelo digital del terreno (Tabla 1), utilizando las herramientas *Interpolation/ Splain with Barriers*, *Surface/ Contour* y *Surface/ Slope* de *Spatial Analyst Tools* de ArcGIS 10.

Resultados

La modelización espacial del contenido en nitrato en las aguas subterráneas de la cuenca alta del Ebro (Figura 4) reveló que 16 masas de agua presentaban zonas afectadas por la contaminación (35% del total: 9 aluviales, 6 carbonatadas y 1 carbonatada/detrítica) y 6 mostraron riesgo de contaminación (13% del total: 1 aluvial y 5 detríticas/carbonatadas), mientras que en las 24 restantes (52% de total) los niveles de nitrato eran bajos o moderados. Los acuíferos con mayor grado de afectación (del 59% al 100% de su superficie) eran los aluviales

de subcuencas que drenan directamente al río Ebro (Tabla 3; Figura 4). El 100% de estos aluviales (masas 012, 043, 044, 045, 047, 050 y 051) presentaron correlaciones negativas entre la concentración de nitrato y la cota piezométrica, revelando la existencia de zonas sumidero donde el nitrato se acumula en las cotas más bajas como consecuencia del flujo advectivo descendente (Tabla 4; Figura 5). En el 50% de los acuíferos carbonatados y carbonatados/detríticos (masas 002, 003, 008, 023, 024 y 030) también se dieron correlaciones negativas entre la concentración de nitrato y la cota piezométrica, mostrándose nuevamente la existencia de zonas sumidero; de estas seis masas carbonatadas, tres de ellas también presentaron correlaciones negativas entre el nitrato y la pendiente de la superficie del freático, reforzando la idea de zona sumidero (Tabla 4). Con relación a los aluviales, sólo el Aluvial del Oca (masa 043) mostró una correlación negativa significativa entre la concentración de nitrato y la pendiente de la superficie del freático (indicando una acumulación en las zonas planas de escaso flujo). Debido a su mayor complejidad desde el punto de vista hidrológico, el contenido nitrato de los aluviales del río Ebro (masas 009, 048 y 049) no presentó significación con relación a la cota piezométrica; aquí interactuaban varios procesos: (1) lixiviación y/o advección del contaminante en el propio territorio aluvial del Ebro, (2) aportes locales desde los aluviales de tributarios contaminados (que aumentan la concentración), y (3) aportes locales desde los aluviales de subcuencas no contaminadas (con efecto dilución).

Por otra parte, cuatro acuíferos carbonatados/detríticos coherentes presentaron correlación positiva significativa entre el nitrato y la cota piezométrica (masas 022, 029, 069 y 070) y la mayoría de ellos también negativa frente a la pendiente del freático; en estas zonas afectadas, el nitrato no parece provenir del flujo advectivo en la zona saturada desde cotas más altas, sino que más bien podría estar relacionado con los usos potencialmente contaminantes en la superficie topográfica (susceptibles generar procesos de lixiviación); el mapa de los Riesgos Asociados a los Usos del Territorio (Figura 6) permite comprobar tal hipótesis, corroborando la existencia de usos de regadío sobre el área afectada de la masa 022, regadío y secano en las masas 029 y 070 y secanos, pastos y usos urbanos en la masa 069; la escasa pendiente de la superficie del freático en estas zonas afectadas tendería a ralentizar el flujo hacia cotas más bajas, por lo que cabría esperar la dominancia de procesos locales de difusión molecular. Las masas 023, 024, 029 y 066 presentaron correlaciones positivas entre el nitrato y la pendiente de la superficie del freático, mostrando un mayor grado de afectación en las zonas de mayor flujo (con usos

dominantes en superficie de secano y pastos en 024 y 066 y de secano y regadío en 023 y 029; Figura 6). El acuífero carbonatado 013 no presentó ninguna correlación significativa.

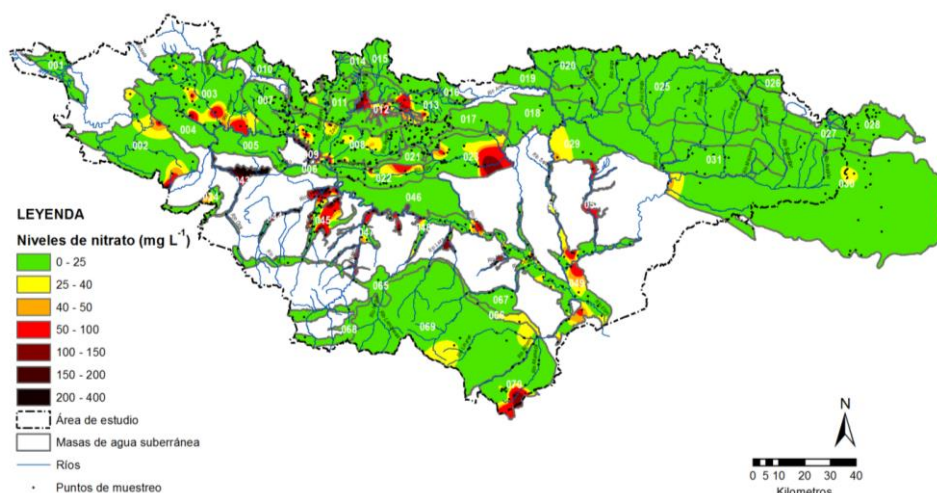


Figura 4. Niveles de nitrato en las masas de agua subterránea (se representan los puntos de muestreo utilizados para crear los *rasters* de cada una de las masas).

El Mapa de riesgos asociados a los Usos del Territorio revela una clara relación entre los usos agrícolas en regadío y las áreas aluviales (Figura 6), si bien se ven afectadas importantes superficies sobre acuíferos carbonatados. Conviene recordar que los acuíferos aluviales son particularmente vulnerables a la contaminación por nitrato de origen agrícola debido a la interacción de un conjunto de factores propios del espacio aluvial: (1) nivel freático muy próximo a la superficie del terreno, (2) depósitos aluviales generalmente muy permeables, (3) íntima interconexión entre las aguas fluviales y sus acuíferos aluviales y (4) predominio de la agricultura de regadío en las áreas de vega (Arauzo y Martínez-Bastida, 2014; Arauzo *et al.*, 2006, 2008, 2011). El carácter litológico de los acuíferos cársticos también conlleva un alto grado de vulnerabilidad intrínseca (Foster *et al.*, 2002).

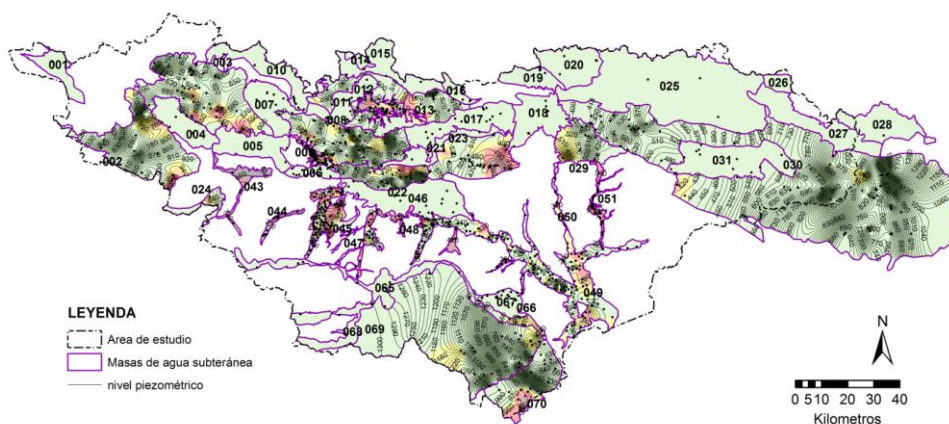


Figura 5. Mapa de Cotas Piezométricas para aquellos acuíferos afectados por la contaminación. Como referencia, se muestra el mapa de Contenido en Nitrato, donde pueden apreciarse las contaminadas y en riesgo.

Tabla 3. Caracterización de las 46 masas de agua subterránea de la cuenca alta del Ebro. Se muestra la cobertura de masas afectadas (en rojo), en riesgo (en naranja) y no afectadas (en verde) por la contaminación de nitrato.

Nombre de la masa de agua	COD_CHE	Geología dominante del acuífero principal	[NO ₃] máxima (mg L ⁻¹)	Superficie afectada ([NO ₃] ≥ 50 mg L ⁻¹) (Km²)	Superficie respecto al total de la masa %	Superficie en riesgo ([NO ₃] ≥ 25- 49 mg L ⁻¹) (Km²)	Superficie respecto al total de la masa %	Superficie sin riesgo ([NO ₃] < 25 mg L ⁻¹) (Km²)	Superficie respecto al total de la masa %
Fontibre	001	Calizas, dolomías del Jurásico	3,78						
Paramo de Séano y Lora	002	Calizas del Cretácico	146,83	20	3	145	20	579	78
Sindinal de Villarayo	003	Calizas del Cretácico	109,50	61	7	139	16	679	77
Manzanedo-Oña	004	Calizas, dolomías del Cretácico	24,60	0	0	0	0	232	100
Montes Obarenes	005	Calizas, dolomías del Cretácico	11,18	0	0	0	0	270	100
Pancorbo - Conchas de Haro	006	Serie del Cretácico superior	6,00	0	0	0	0	73	100
Valderejo - Sobrón	007	Calizas del Cretácico sobre arenas de Utrillas	24,00	0	0	0	0	251	100
Sindinal de Treviño	008	Calizas del Paleoceno	94,00	8	1	108	19	463	80
Aluvial de Miranda de Ebro	009	Aluvial	382,00	32	67	5	11	11	22
Calizas de Losa	010	Calizas de Subijana	18,50	0	0	0	0	291	100
Calizas de Subijana	011	Calizas de Subijana	16,20	0	0	0	0	195	100
Aluvial de Vitoria	012	Aluvial	154,60	58	53	43	39	8	7
Cuartango - Salvatierra	013	Calizas de Subijana	86,00	28	5	53	9	513	86
Gorbea	014	Formaciones carbonatadas	1,75	0	0	0	0	34	100
Alto de Urkilla	015	Calizas arrecifales, calcarenitales y brechas	22,00	0	0	0	0	273	100
Sierra de Aizkorri	016	Calizas arrecifales	17,00	0	0	0	0	61	100
Sierra de Urbasa	017	Dolomías, calizas y calcarenitas del Paleoceno-Eoceno medio	22,50	0	0	0	0	358	100
Sierra de Andía	018	Calizas y dolomías del Paleoceno	7,88	0	0	0	0	300	100
Sierra de Aralar	019	Calizas arrecifales	3,38	0	0	0	0	140	100
Basaburua - Uztama	020	Formaciones carbonatadas	3,70	0	0	0	0	285	100
Izki - Zudaire	021	Areniscas y areniscas calcáreas del Campaniense	17,30	0	0	0	0	158	100
Sierra de Cantabria	022	Terciario continental : Conglomerados y calizas	84,00	3	1	8	3	242	96
Sierra de Lóquiz	023	Calizas del Cretácico superior	140,41	109	24	97	22	243	54
Bureba	024	Formaciones carbonatadas	41,90	0	0	17	20	67	80
Alto Arga - Alto Irati	025	Calizas y dolomías	20,00	0	0	0	0	1580	100
Larra	026	Calizas del Cretácico	-						
Ezcaurre - Peña Telera	027	Formaciones carbonatadas	7,00	0	0	0	0	376	100
Alto Gállego	028	Babito granítico (por fisuración) y calizas carstificadas	2,00	0	0	0	0	296	100
Sierra de Alaiz	029	Formaciones carbonatadas, areniscas y conglomerados	42,33	0	0	100	36	179	64
Sindinal de Jaca - Pamplona	030	Brechas calcáreas	49,67	0	0	90	2	3976	98
Sierra de Leyre	031	Cretácico superior (confinado) y Paleoceno-Eoceno	18,90	0	0	0	0	491	100
Aluvial del Oca	043	Aluvial del Oca y 1ª terraza	187,33	73	79	16	17	4	4
Aluvial del Tiron	044	Aluvial del Oja y 1ª terraza	185,00	17	57	1	4	12	39
Aluvial del Oja	045	Aluvial del Tiron y 1ª terraza	204,53	110	52	45	21	58	27
Laguardia	046	Areniscas de Mioceno de media-baja permeabilidad	12,90	0	0	0	0	473	100
Aluvial de Najerilla - Ebro	047	Aluvial y arenas, areniscas y limos del terciario continental	127,00	59	50	24	21	33	29
Aluvial de La Rioja-Mendavia	048	Aluvial y arenas, areniscas y limos	174,50	33	18	40	21	115	61
Aluvial del Ebro - Aragón	049	Cuaternario aluvial y depósitos terciarios continentales	101,67	45	7	185	29	412	64
Aluvial del Arga Medio	050	Aluvial del Arga medio y terrazas bajas	28,83	0	0	18	59	13	41
Aluvial del Cidacos	051	Aluvial del Cidacos y terrazas bajas	61,81	61	100	0	0	0	0
Prodolungo-Anguiano	065	Carniolas, dolomías y calizas	8,00	0	0	0	0	248	100
Fitero-Arnedillo	066	Materiales carbonatados del Jurásico y calizas del Cretácico	25,00	0	0	48	49	50	51
Detfólico de Arnedo	067	Conglomerados y arenas del Oligoceno y Glacis cuaternarios	24,00	0	0	0	0	124	100
Mansilla-Neila	068	Calizas y calcarenitas	2,80	0	0	0	0	199	100
Cameros	069	Conglomerados, areniscas y limonitas; calizas arenosas...	36,00	0	0	144	8	1670	92
Añaveja - Valdegutur	070	calizas margosas-arenosas: conglomerados	131,15	65	16	30	7	321	77
TOTAL (Área de estudio = 25663,8 km²)				779	4	1355	8	16356	88

Tabla 4. Coeficientes de correlación de Pearson entre los *rasters* de concentración de nitrato de las masas de agua subterránea afectadas (en rojo) o en riesgo (en naranja) y los *rasters* del nivel piezométrico y de la pendiente de la superficie freática.

Nombre de la masa de agua	COD_CHE ^a	r de Pearson: [NO ₃] vs. piezométrico	Nº de píxeles; significación (P-valor)	r de Pearson: [NO ₃] vs. pend. superf. freática	Nº de píxeles; significación (P-valor)
Páramo de Sérano y Lora	002	-0,11	743; P-valor=0,003	-0,123	743; P-valor=0,0008
Sinclinal de Villarcayo	003	-0,34	883; P-valor=0,00001	-0,014	883; P-valor=0,70
Sinclinal de Treviño	008	-0,55	570; P-valor=0,00001	-0,079	570; P-valor=0,06
Aluvial de Miranda de Ebro	009	0,1225*	45; P-valor=0,41	0,317	45; P-valor=0,03
Aluvial de Vitoria	012	-0,53	113; P-valor= 0,00001	-0,013	113; P-valor=0,90
Cuartango - Salvatierra	013	0,01	588; P-valor=0,77	-0,070	588; P-valor=0,09
Sierra de Cantabria	022	0,19	247; P-valor=0,003	-0,241	247; P-valor=0,0001
Sierra de Lóquiz	023	-0,43	450; P-valor=0,00001	0,281	450; P-valor=0,00001
Bureba	024	-0,60	84; P-valor=0,0001	0,269	84; P-valor=0,01
Sierra de Alaiz	029	0,29	274; P-valor=0,00001	0,139	274; P-valor=0,03
Sinclinal de Jaca -Pamplona	030	-0,38	4068; P-valor=0,00001	-0,089	4068; P-valor= 0,00001
Aluvial del Oca	043	-0,77	96; P-valor=0,00001	-0,420	96; P-valor=0,00002
Aluvial del Tirón	044	-0,92	28; P-valor=0,00001	-0,043	28; P-valor=0,84
Aluvial del Oja	045	-0,45	207; P-valor=0,00001	0,117	207; P-valor=0,092
Aluvial de Najerilla - Ebro	047	-0,60	108; P-valor=0,00001	-0,211	108; P-valor=0,03
Aluvial de La Rioja-Mendavia	048	0,145*	180; P-valor=0,13	-0,148	180; P-valor=0,13
Aluvial del Ebro - Aragón	049	0,072*	638; P-valor=0,08	-0,006	638; P-valor=0,90
Aluvial del Arga Medio	050	-0,69	31; P-valor=0,00001	0,257	31; P-valor=0,16
Aluvial del Cidacos	051	0,87	55; P-valor=0,00001	-0,106	55; P-valor=0,42
Fitero-Amedillo	066	0,14	92; P-valor=0,17	0,403	92; P-valor=0,0001
Cameros	069	0,41	1815; P-valor=0,00001	-0,680	1815; P-valor=0,00001
Añavieja - Valdegutur	070	0,44	415; P-valor= 0,00001	-0,355	415; P-valor=0,00001

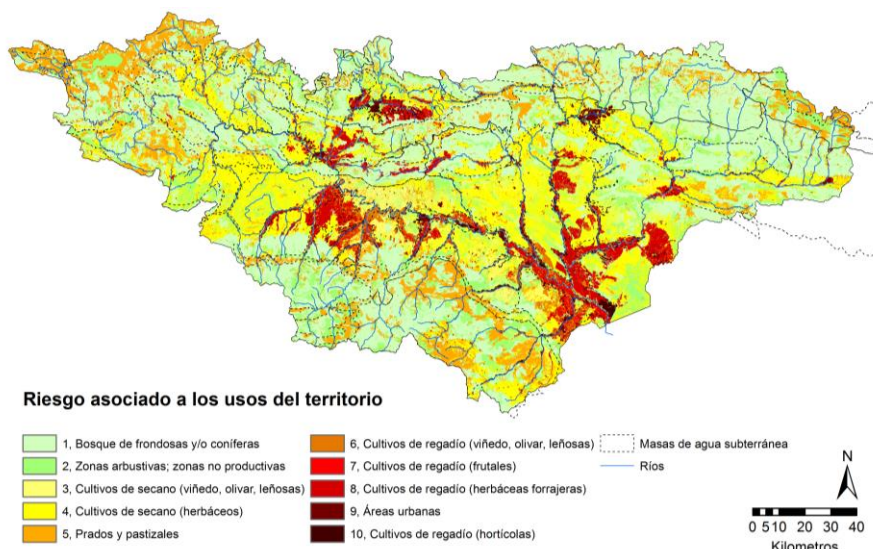


Figura 6. Mapa de Riesgos Asociados a los Usos del Territorio

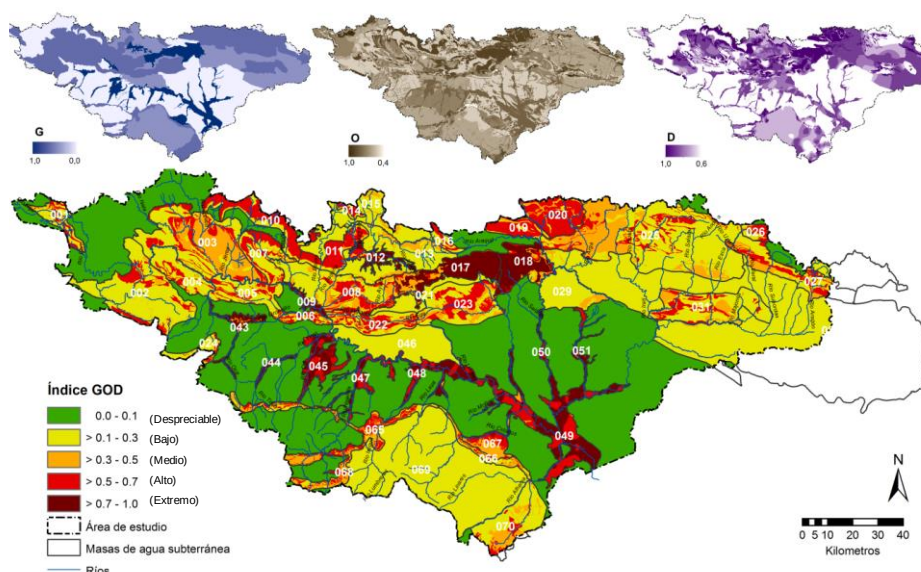


Figura 7. Mapa de vulnerabilidad intrínseca a partir del índice GOD (Foster *et al.*, 2002). Se muestran los mapas temáticos de los parámetros G, O y D que componen el índice.

La totalidad de los acuíferos aluviales y una gran parte de los territorios situados sobre acuíferos carbonatados mostraron unos valores altos o extremos de vulnerabilidad intrínseca (de acuerdo al índice GOD; Figura 7). El índice, sin embargo, asignó valores de vulnerabilidad despreciable a aquellos territorios con ausencia de masas de agua subterránea, lo cual supuso una pérdida de información sobre parámetros de vulnerabilidad del medio físico, e impidió tener en consideración los procesos de transporte horizontal a escala de cuenca hidrológica (escorrentía superficial y/o subsuperficial en la zona no saturada, y/o movimiento advectivo en la zona saturada; Arauzo *et al.*, 2011). Esta carencia se explicaría porque los parámetros G y D toman valor cero cuando no existe acuífero en una zona, por lo que se pierde la información del parámetro O para esos territorios.

En la Figura 8 se muestra la capa de Vulnerabilidad Específica a la Contaminación por Nitrato en la cuenca alta del Ebro, de acuerdo a la información combinada del índice GOD (Figura 7) y de los riesgos asociados a los usos del territorio (Figura 6). Analizando este esquema conceptual, se observa que en algunos territorios puede darse una alta vulnerabilidad intrínseca sin riesgo de contaminación, debido a la ausencia de cargas

significativas de contaminante (usos protectores del territorio). Esto se da principalmente en las áreas de cabecera, donde los usos del territorio (generalmente áreas naturales) protegen zonas que pueden ser muy vulnerables desde el punto de vista físico. De la figura 8 también se desprende que una superficie de 904 km² debería ser considerada zona vulnerable a la contaminación por nitrato de origen difuso (en su mayoría territorios aluviales), mientras que otra superficie de 765 km² debería considerarse en riesgo. Las limitaciones del método derivas de la aplicación del índice GOD no permiten valorar la vulnerabilidad en las zonas de las cuencas que no presentan acuífero subyacente, por lo que las áreas vulnerables reales son con seguridad más extensas. Estos resultados contrastan con la superficie de 328 km², correspondiente a la totalidad de las ocho ZVN designadas hasta la hoy en el área de estudio (Figura 8).

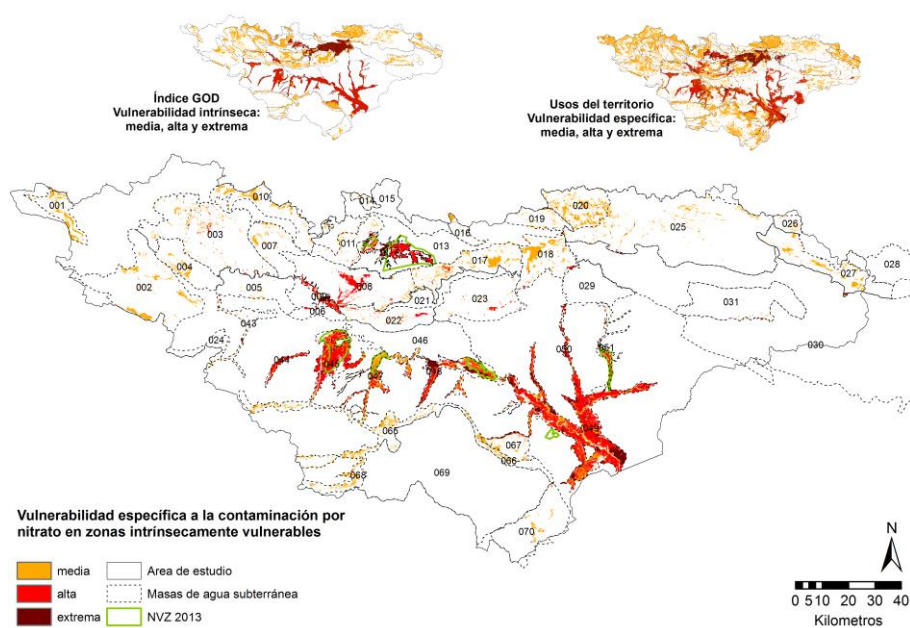


Figura 8. Vulnerabilidad específica a la contaminación por nitrato en la cuenca alta del Ebro, de acuerdo a la información combinada del índice GOD y de los riesgos asociados a los usos del territorio. Se muestran las ZVN designadas hasta 2013.

Conclusiones

Al trabajar en un entorno SIG con una tolerancia gráfica de 10 m, hemos podido abordar simultáneamente las escalas suprarregional y regional, pudiendo además descender mediante “zoom” a las escalas de cuenca, subcuenca y parcela agrícola. Esta versatilidad de escala en un mismo proyecto de SIG, constituye una de las utilidades más interesantes para el manejo de la cartografía temática relacionada con los procesos de contaminación difusa por nitrato, ya que permite interpretar e intervenir en la toma de decisiones de la gestión territorial desde la escala suprarregional hasta la escala de parcela agrícola.

El modelo en el que se basa el índice GOD (y otros índices de vulnerabilidad intrínseca similares) presenta ciertas limitaciones (Martínez-Bastida *et al.* 2010) debido a que únicamente permite evaluar los riesgos asociados al desplazamiento vertical de los solutos contaminantes (lixiviación), a través de la zona no saturada, hacia el acuífero subyacente. El índice GOD no permite apreciar el papel de los procesos de desplazamiento horizontal de los solutos por escorrentía superficial y subsuperficial en la zona no saturada, ni su transporte advectivo en la zona saturada, a pesar de que tales procesos forman parte del funcionamiento hidrogeológico natural de cualquier cuenca hidrológica, influyendo decisivamente sobre los patrones de distribución del nitrato en las masas de agua afectadas por la contaminación (Arauzo y Martínez-Bastida, 2014; Arauzo *et al.*, 2011, 2013). Por otra parte, el hecho de que los parámetros G y D del índice GOD tomen el valor cero cuando no existe una masa acuífera subyacente, supone una limitación en la información final que proporciona el índice (basado en un algoritmo de tipo multiplicativo), dado que GOD toma el valor cero cuando alguno de sus parámetros es igual cero. Como consecuencia, en los territorios donde no hay acuífero se pierde la información sobre los riesgos potenciales que aportaría el parámetro O.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio Ciencia e Innovación (AGL2011-29861). La Confederación Hidrográfica del Ebro, el Instituto Geológico y Minero de España y la Agencia Vasca del Agua nos han

proporcionado una parte importante de los datos hidroquímicos y piezométricos que hemos utilizado en la elaboración de las cartografías temáticas. El Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente nos ha facilitado el Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de España 2009, el Instituto Geográfico Nacional nos ha proporcionado el Mapa Topográfico Nacional y la Confederación Hidrográfica del Ebro nos facilitó el acceso al Mapa Geológico de la Cuenca del Ebro, todos ellos en formato digital.

Bibliografía

Aller L, Bennet T, Lehr JH, Petty RJ (1987). DRASTIC. A standardized system for evaluating groundwater pollution potencial using hydrogeologic settings. *U.S. EPA Report* 600/2-87-035 Ada, Oklahoma. 622 pp.

Arauzo, M., Valladolid, M., Martínez-Bastida, J.J., Gutiérrez, C. (2006). Dinámica espacio-temporal del contenido en nitrato de las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca del río Oja (La Rioja, España): vulnerabilidad del acuífero aluvial. *Limnetica* 25, 753-762.

Arauzo, M., Martínez-Bastida, J.J., Valladolid, M. (2008). Contaminación por nitrógeno en el sistema "río-acuífero aluvial" de la cuenca del Jarama (Comunidad de Madrid, España): ¿Origen agrícola o urbano? *Limnetica* 27, 195-210.

Arauzo, M., Martínez-Bastida, J.J., Valladolid, M., Díez, J.A. (2010). Field evaluation of Gee Passive Capillary Lysimeters for monitoring drainage in non-gravelly and gravelly alluvial soils: A useful tool to estimate nitrogen leaching from agriculture. *Agricultural Water Management* 97, 465-474.

Arauzo, M., Valladolid, M., Martínez Bastida, J.J. (2011). Spatio-temporal dynamics of nitrogen in river-alluvial aquifer systems affected by diffuse pollution from agricultural sources: Implications for the implementation of the Nitrate Directive. *J. Hydrol.* 411, 155-168.

Arauzo, M., Martínez-Bastida, J.J. (2014). Environmental factors affecting diffuse nitrate pollution in the major aquifers of Central Spain. *Envir. Earth Sci., en prensa.*

Confederación Hidrográfica del Ebro, 2005. Descripción de Masas de Agua Subterránea.

<http://oph.chebro.es/documentacion/masasagua/subterraneas/masasaguasubterra.htm>.

Council of the European Communities (1991). Council Directive 91/676/EEC of 12 December 1991 concerning the protection of waters against pollution caused by nitrates from agricultural sources. *Official Journal of the European Communities*, L375, 1-8.

Council of the European Communities, 2000. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. *Official Journal of the European Communities*, L327, 1-73.

European Commission (2000). Nitrates Directive (91/676/EEC). Status and trends of aquatic environment and agricultural practice. *Development guide for Member States' reports*. Directorate-General for Environment, Brussels.

European Commission (2010). On implementation of Council Directive 91/676/EEC concerning the protection of waters against pollution caused by nitrates from agricultural sources based on Member State reports for the period 2004-2007. *Commission staff working document*. Brussels.

De Clercq, P., Gertsis, A.C., Hofman, G., Jarvis S.C., Neeteson, J.J., Sinabell, F. (eds.) (2001). Nutrient Management Legislation in European Countries. Ghent University, *Department of Soil Management and Soil Care*, Ghent.

ESRI, 2011. ArcGIS Desktop: Release 10.0. *Environmental Systems Research Institute Ltd.*, Redlands, California.

Foster S.S.D. (1987). Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. En: van Duijvenbooden W & van Waegeningh HG (Eds.) Vulnerability of soil and groundwater to pollutants. *TNO Committee on Hydrological Research, Proceeding and information* n° 38, The Hague, pp. 69-86.

Foster, S., Hirata, R. (1991). Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas, una metodología basada en datos existentes. Organización Panamericana de la Salud, Lima.

Foster, S., Hirata, R., Gómez, D., D'Elia, M., Paris, M. (2002). Ground water Quality Protection. A guide for water utilities, municipal authorities and environment agencies. *The World Bank*, Washington D.C.

Fritch TG, Mcknight CL, Yelderman JC, Arnold JG (2000). An aquifer vulnerability assessment of the Paluxy aquifer, central Texas, USA, using GIS and a modified DRASTIC approach. *Environ Manage*, 25: 337-345.

Gogu RC, Dassargues A (2000). Sensitivity analysis for the EPIK method of vulnerability assessment in a small karstic aquifer, southern Belgium. *Hydrogeol J*, 8: 337-345.

Hach Company, 2008. DR 2800 User Manual. January 2008, Edition 2, DOC022.53.00720, Germany.

IGME (2004). Protección de las aguas subterráneas frente a vertidos directos e indirectos. En: Fernández Ruiz L, Fernández Sánchez JA y López Geta, JA (eds.) *Hidrogeología*. Instituto Geológico y minero, Madrid.

Martínez-Bastida, J.J., Arauzo, M., Valladolid, M. (2010). Intrinsic and specific vulnerability of groundwater in Central Spain: the risk of nitrate pollution. *Hydrogeology Journal* 18, 681-698.

Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (2005). Caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias" (Tomo V), Madrid.

Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, 2009. Mapa de cultivos y aprovechamientos de España [formato digital]. 1:50.000. MCA periodo 2000-2009. MAGRAMA, Madrid.

Secunda S., Collin M.L., Melloul A.J. (1998). Groundwater vulnerability assessment using a composite model combining DRASTIC with extensive agricultural land use in Israel's Sharon region.

Sutton, M.A., Howard, C.M., Erisman, J.W., Billen, G., Bleeker, A., Grennfelt, P., van Grisven, H., Grizzetti, B. (2011). *The European Nitrogen Assessment: Sources, Effects and Policy Perspectives*. Cambridge University Press, Cambridge.

Vrba & Zaporocec (eds.) (1994). Guidebook on mapping groundwater vulnerability. Verlag Heinz Heise.

Worrall F, Kolpin DW (2004). Aquifer vulnerability to pesticide pollution—combining soil, land-use and aquifer properties with molecular descriptors. *J Hydrol*, 293: 191-204.

Worrall, F., Spencer, E., Burt, T.P. (2009). The effectiveness of nitrate vulnerable zones for limiting surface water nitrate concentrations. *J. Hydrol.*, 370, 21-28.

El agua subterránea en las operaciones mineras: Importancia de la hidrogeología para la minería moderna y responsable

David Arcos¹, Jordi Guimerà², Salvador Jordana¹, Jorge Molinero¹, Eduardo Ruiz³

Palabras clave: minería, hidrogeología, aguas subterráneas

Resumen

El agua subterránea juega un papel fundamental en las actividades mineras, tanto a cielo abierto como subterráneas. El agua subterránea es habitualmente la principal fuente de suministro para la propia operación y, en numerosas ocasiones requiere ser bombeada para el desaguado. Además, las actividades y procesos mineros pueden generar impactos ambientales negativos, en lo referente a la contaminación de los acuíferos existentes en el área de influencia de las operaciones. Esta potencialidad intrínseca de contaminación existe tanto durante la operación como en la fase post clausura, tras el cese de la actividad minera. Por lo tanto, los trabajos hidrogeológicos y geoquímicos adquieren una relevancia capital tanto en el transcurso de las propias operaciones como en los planes de vigilancia y control medioambiental. La correcta gestión hídrica y ambiental de una operación minera requiere de caracterizaciones hidrogeológicas y geoquímicas adecuadas, así como de modelos conceptuales y numéricos confiables, que permitan realizar predicciones del sistema bajo diversas hipótesis y escenarios de gestión. En el presente trabajo se muestran una serie de ejemplos y aplicaciones hidrogeológicas y geoquímicas relacionadas con desaguados de minas a cielo abierto y subterráneas, escombreras mineras, pilas de lixiviación y planes de cierre de mina. Todos los ejemplos desarrollados muestran la importancia de la hidrogeología como un elemento fundamental en la minería moderna y responsable.

¹ Amphos21 Consulting S.L.

² Amphos21 Consulting Chile Ltda.

³ Amphos21 Consulting Perú SAC

Resultados preliminares de la investigación hidrogeológica del acuífero aluvial del río Guadaiza (Marbella, España)

Manuel Argamasilla Ruiz¹, Bartolomé Andreo Navarro²

Resumen

Los acuíferos detríticos costeros pliocuaternarios del sector Marbella – Estepona (provincia de Málaga) constituyen la segunda fuente de abastecimiento de agua en dichos términos municipales, después del embalse de la Concepción. Durante las últimas décadas, los acuíferos han sido objeto de explotación y, dada la cercanía al mar, han sufrido intrusión marina. Este hecho ha conllevado un empeoramiento de la calidad química del agua que impacta de forma negativa en el aprovechamiento del recurso.

Con el objetivo de realizar una primera aproximación sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero aluvial del río Guadaiza, se instalaron –en un piezómetro cercano al cauce del río– dos equipos de registro continuo. Las variables que se controlan son tres: profundidad del nivel piezométrico (cada media hora), temperatura y conductividad eléctrica (con periodicidad horaria). A partir de los datos obtenidos por ambos equipos se ha analizado el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico del acuífero frente a eventos pluviométricos de distinta intensidad. En menos de un día desde el inicio de las lluvias se produjeron rápidos ascensos de nivel piezométrico (de más dos metros) y diluciones de hasta 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La duración de los efectos positivos de la recarga depende, en gran medida, de la distribución de la precipitación. La presencia de infraestructuras de regulación aguas arriba del acuífero disminuye la potencial infiltración de recursos superficiales. Los resultados preliminares obtenidos tienen repercusiones directas en la gestión de

^{1,2} Departamento de Geología y Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA), 29071, Málaga. margaruiz@uma.es, andreo@uma.es

los acuíferos y determinan en gran medida su inclusión en sistemas de uso conjunto de recursos hídricos.

Introducción

El acuífero aluvial del río Guadaiza forma parte del conjunto de acuíferos costeros de Marbella – Estepona, los cuales ocupan una estrecha franja litoral que se extiende a lo largo de unos 40 km en el extremo occidental de la Costa del Sol, en la provincia de Málaga. La población que se concentra en esta zona se abastece principalmente de las aguas procedentes del embalse de La Concepción, aunque los acuíferos son utilizados como complemento para abastecimiento de urbanizaciones, instalaciones de recreo, riego de campos de golf, etc.

En épocas de escasez de recursos hídricos la presión que se ejerce sobre las aguas subterráneas es mayor y puede llevar asociada procesos de intrusión marina. Así, por ejemplo, durante la denominada Metasequía de los años 1994-1995, en la práctica totalidad de los acuíferos del municipio de Marbella, las aguas subterráneas alcanzaron valores de conductividad eléctrica comprendidos entre 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 30.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Pozos Reunidos S.L., 1996).

La evolución histórica de la concentración de Cl^- en dos captaciones del acuífero aluvial del río Guadaiza se muestra en la figura 1. En dicha evolución se pueden distinguir dos tramos fundamentales: uno primero, de 1983 a 1991, con máximos más marcados (se supera el valor máximo permitido en varias ocasiones) y otro a partir del año 1996, con valores de cloruros que no alcanzan los 100 mg/L.

En el marco de una investigación en curso se ha actualizado la información existente sobre la calidad de las aguas del acuífero aluvial del río Guadaiza. Durante los meses de noviembre de 2012 y abril y septiembre de 2013 se llevaron a cabo campañas de control hidroquímico en las principales captaciones que explotan el acuífero. La composición química de sus aguas se presenta en la tabla 1. Los valores de conductividad eléctrica (C.E.) varían entre 746 y 956 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La concentración de Cl^- está comprendida entre 33 y 66 mg/L, con un valor medio de 54 mg/L. Los contenidos medios en SO_4^{2-} y HCO_3^- son de 66 y 416 mg/L, respectivamente. El valor medio de NO_3^- es de 20 mg/L, alejado del máximo permitido para abastecimiento urbano (50 mg/L). Por lo que

respecta a los cationes, los valores medios son los siguientes: 35 mg/L de Na^+ , 96 mg/L de Mg^{2+} , 29 mg/L de Ca^{2+} y 3 mg/L de K^+ .

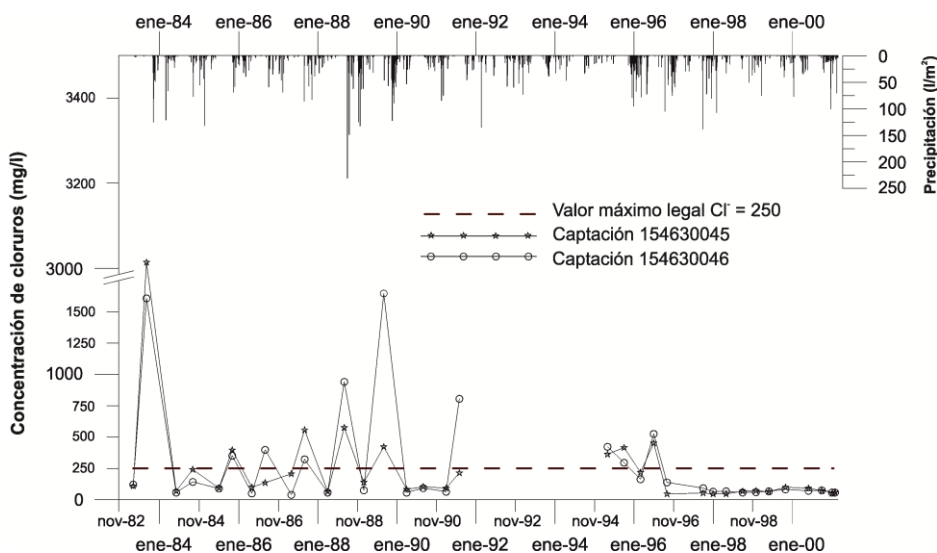


Figura 1. Evolución histórica de la concentración de Cl^- en dos captaciones del acuífero aluvial de río Guadaiza. Fuente: Base de datos de puntos de agua (IGME).

No se han detectado grandes diferencias en la composición química de las aguas del acuífero durante las tres campañas de control. La campaña correspondiente al mes de abril de 2013 es la que presenta aguas de mejor calidad, con menores valores medios en los principales iones analizados. Esto se debe a la elevada recarga que tuvo lugar durante los meses invernales (741 mm).

Tabla 1. Composición química de las aguas muestreadas en el acuífero aluvial del río Guadaiza. Unidades C.E. = $\mu\text{S}/\text{cm}$.

		Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	K^+ (mg/l)	Ph	C.E.
nov-12	CB Parcela	48	61	408	19	32	94	24	2	7,4	845
	CB Higuera	52	71	499	15	42	104	28	2	7,2	956
	Media aritmética	50	66	454	17	37	99	26	2	7,3	901
abr-13	CB Parcela	33	62	378	18	28	89	25	2	7,6	746
	CB Higuera	50	70	437	19	37	102	26	2	7,4	880
	Media aritmética	42	66	408	19	32	96	25	2	7,5	813
oct-13	CB Parcela	64	70	376	24	36	94	26	2	7,3	845
	CB Higuera	54	69	398	22	34	96	25	2	7,4	850
	CB Los Pinos	66	64	437	32	36	97	40	5	7,2	938
	Piezómetro	66	63	391	7	32	91	41	3	7,7	844
	Media aritmética	62	66	400	21	34	95	33	3	7,4	869

El objetivo principal de este trabajo es realizar una primera aproximación sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero aluvial del río Guadaiza, considerado como acuífero piloto de los aluviales cuaternarios del sector Marbella-Estepona. Dada la importancia que los acuíferos costeros de tienen en esta zona a la hora de complementar el abastecimiento de algunos municipios, una mejora en la comprensión de los procesos que afectan a la cantidad y calidad del agua de estos acuíferos es fundamental para plantear modelos de gestión conjunta de recursos hídricos.

Características de la zona de estudio

En el sector costero comprendido entre Estepona (al oeste), Marbella y las dunas de Cabopino (al este) existen un conjunto de acuíferos detríticos, cuya superficie permeable total es del orden de 80 km^2 . La franja costera en la zona de estudio presenta cotas topográficas que no superan los 200 metros de altitud y está limitada, al norte, por relieves más elevados. Estos macizos constituyen la cabecera de muchos ríos de régimen irregular, entre los que cabe

citar, de oeste a este, los siguientes (Figura 2): Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, Verde y Real.

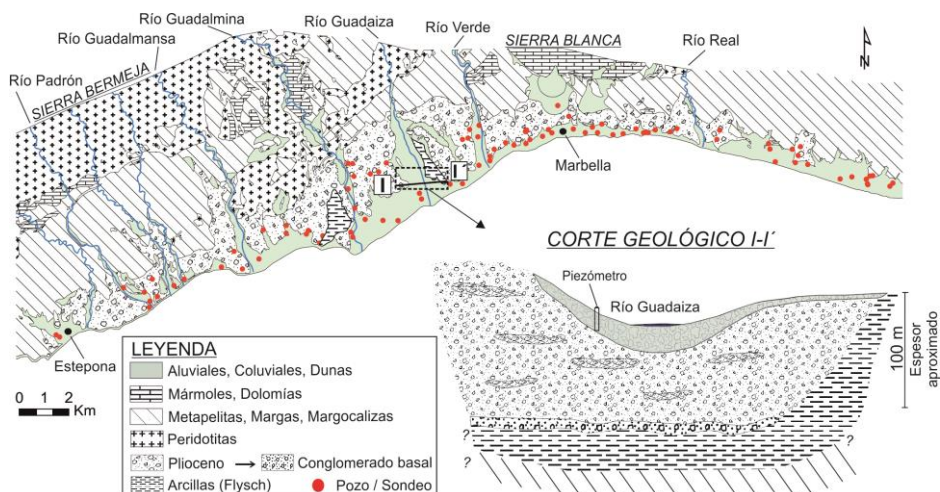


Figura 2. Mapa hidrogeológico de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona y corte geológico en el sector del río Guadaiza.

Desde el punto de vista geológico, los acuíferos están formados por dos conjuntos sedimentarios principales: uno inferior, de edad Plioceno, y otro superior, del Cuaternario, que se apoyan, discordantes, sobre un sustrato de peridotitas y gneises del Complejo Alpujárride y pizarras y grauvacas del Maláguide.

Dentro del conjunto plioceno, a su vez, se pueden distinguir dos tramos: uno basal, que aflora principalmente entre los ríos Verde y Guadaiza y en las inmediaciones de Estepona, tiene 20-40 m de espesor y está formado por conglomerados; y un tramo superior, con arenas en la base y margas, más o menos arenosas, hacia techo y hacia el mar. El conjunto de materiales pliocenos se encuentra ligeramente basculado hacia el sur, con un buzamiento generalizado de 5 a 10°, y alcanza los mayores espesores (hasta 150 m) en la línea de costa, aunque la potencia media es de 100 a 120 m (Lupiani, 2007).

Los sedimentos cuaternarios se encuentran discordantes sobre los pliocenos y son fundamentalmente de dos tipos: fluviales y eólicos. Los primeros están formados por cantos rodados, gravas y arenas, con una escasa matriz limo-arcillosa, y han sido depositados por los ríos actuales. Los principales

afloramientos se localizan en los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Verde (Figura 2), donde llegan a alcanzar anchuras de 500 m y potencias cercanas a 20 m (DHGO, 1995) en algún caso. Los sedimentos eólicos son arenas, de granulometría homogénea, que constituyen un antiguo manto de dunas situado en el extremo oriental de Marbella, de hasta 500 m de anchura y 12 m de espesor.

El aluvial cuaternario presenta mayor interés por el rendimiento de las captaciones, dadas sus características hidrogeológicas y la alimentación que recibe por la infiltración en los cursos de agua superficiales (Linares y Trenado, 1988). Las salidas se producen mediante bombeos y descarga hacia el mar.

En la década de los años sesenta del pasado siglo las aguas del acuífero aluvial del río Guadaiza fueron aprovechadas para regadío por la antigua colonia agrícola de San Pedro de Alcántara (cultivos maíz y algodón). Con el paso de los años la colonia se reconvirtió en comunidad de regantes, cuya toma principal para riego se encuentra en el cauce del río. No obstante, en la actualidad, la principal explotación que soporta el acuífero está ligada al abastecimiento de distintas urbanizaciones con un consumo anual aproximado de 0,5 hm³/año.

El piezómetro de control utilizado en la presente investigación se ubica a escasos metros del cauce del río y tiene una profundidad aproximada de 18 m. El río se encuentra regulado aguas arriba por una presa de derivación conectada –mediante un túnel– con el principal embalse de la Concepción, que abastece a la Costa del Sol Occidental. Aguas abajo de dicha presa se encuentran las tomas para riego de la citada comunidad de regantes.

Metodología

Con el objetivo de conocer el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico del acuífero aluvial del río Guadaiza se han instalado, en un piezómetro cercano al cauce, dos equipos de registro continuo. Así, para el control de la profundidad del nivel piezométrico, se ha utilizado un sensor *Odyssey*, que registra medidas con periodicidad de 30 minutos. Por otro lado, con una sonda *HOBO*®, se han medido las variaciones de temperatura y conductividad eléctrica con periodicidad horaria. Los datos de precipitación utilizados en este

trabajo corresponden a la estación meteorológica situada en el embalse de la Concepción (norte de Marbella).

A partir de los datos obtenidos entre los meses de enero y mayo de 2014, se han llevado a cabo gráficos de evolución de cotas piezométricas, conductividad eléctrica, temperatura y precipitación. Con el fin de caracterizar el funcionamiento hidrogeológico del acuífero se han analizado, por separado, las respuestas hidrodinámicas e hidroquímicas frente a eventos pluviométricos de distinta intensidad.

Resultados y discusión

En la figura 3 se observa la evolución de las tres principales variables hidrogeológicas registradas frente a la precipitación. En este gráfico se indican los periodos que van a ser objeto de un análisis más detallado.

La piezometría y la C.E. presentan respuestas opuestas. A las pocas horas del inicio de las lluvias la cota piezométrica comienza a ascender mientras que la C.E. sufre fuertes diluciones. Los máximos y los mínimos de una y otra coinciden prácticamente en el tiempo. La temperatura responde del mismo modo que la C.E. en el evento A, pero muestra un patrón diferente en el B y en el C.

A continuación se realiza un análisis más pormenorizado de los distintos eventos de recarga que se han registrado en el año hidrológico 2013/2014.

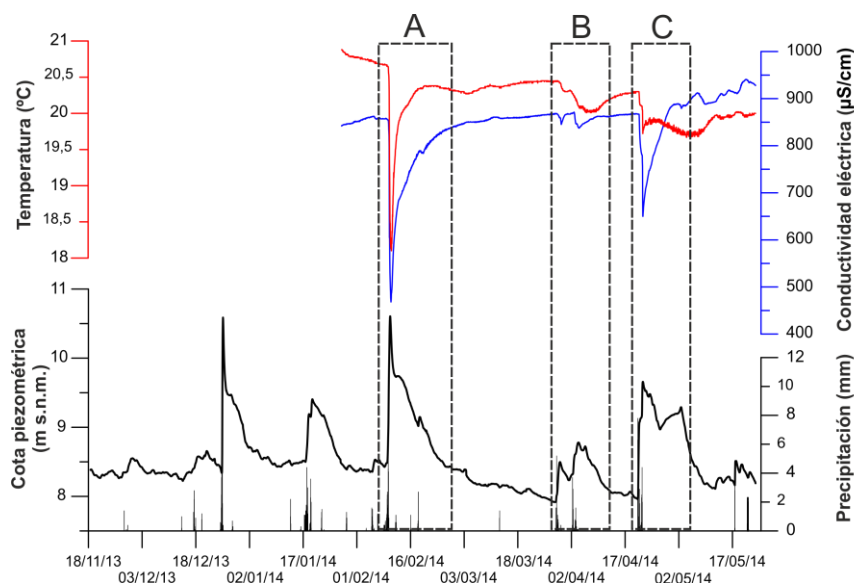


Figura 3. Evolución de la piezometría, conductividad eléctrica y temperatura en un piezómetro del acuífero aluvial del río Guadiza.

Primer evento (A)

El primer evento pluviométrico tuvo lugar los días 8 y 9 de febrero. La precipitación acumulada fue de 37 mm, aunque la mayor parte de la lluvia (30 mm) se concentró en las 12 horas transcurridas entre las 9:00 y las 21:00 del día 9 de febrero (Figura 4). La intensidad de la precipitación durante este periodo fue de 2,5 mm/h.

Se constata un desfase mínimo entre las respuestas hidrodinámicas e hidroquímicas del acuífero ante un evento pluviométrico ($Tr_{Pz} \approx Tr_{C.E.}$).

La cota piezométrica máxima se alcanza antes que los correspondientes mínimos de C.E. y temperatura. El ascenso de nivel piezométrico registrado fue de 2 m. Los cambios de temperatura y C.E. que se produjeron durante este evento estuvieron comprendidos entre 19,5 °C y 850 µS/cm (valores iniciales) y 17,8 °C y 500 µS/cm (valores al término de las lluvias). La dilución observada indica que la alimentación al acuífero pudo ser del orden del volumen almacenado en dicha formación geológica.

La tendencia de las curvas de recuperación de la piezometría, C.E. y temperatura se ve influenciada por tres eventos de recarga de 4,5, 1,6 y 5,1 mm, que se reflejan en ligeros cambios de la pendiente del gráfico.

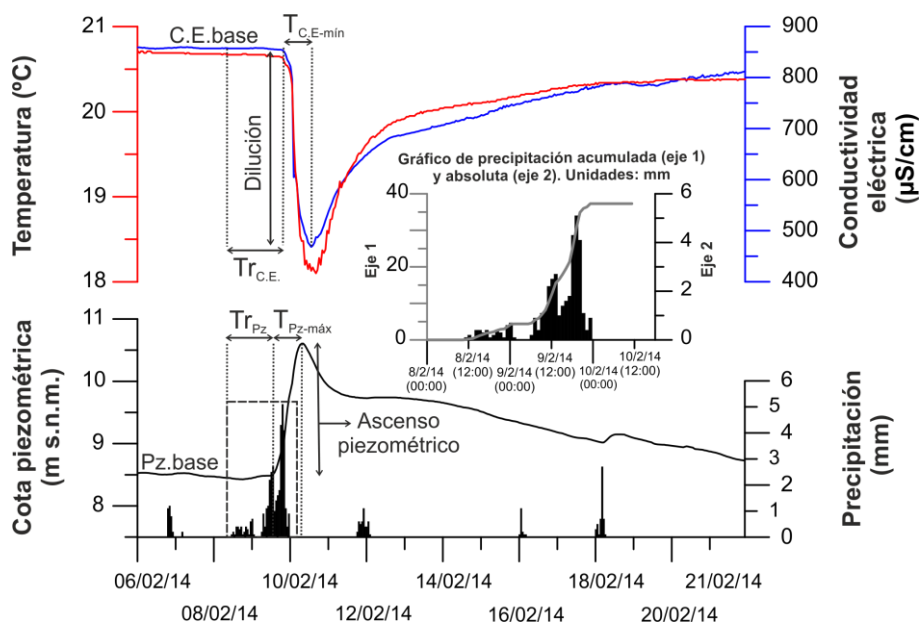


Figura 4. Caracterización del evento de recarga producido los días 8 y 9 de febrero de 2014. Nota: $T_{C.E.-mín}$ =tiempo necesario para alcanzar la conductividad eléctrica mínima; C.E. base=conductividad eléctrica al inicio de la crecida; $Tr_{C.E.}$ =tiempo de respuesta de la conductividad eléctrica desde el inicio de la precipitación. Las abreviaturas para la piezometría responden a los mismos criterios.

Segundo evento (B)

El segundo evento de estudio está formado por dos periodos de lluvia (B1 y B2), en los que se registró una cantidad de lluvia de 31 mm, similar a la del evento A. La principal diferencia entre ambos periodos, A y B, está relacionada con la distribución de la precipitación. En el periodo A, la mayor parte de lluvia cayó en 12 horas; en el segundo, dicha cantidad se repartió en 1 y 2 días, con precipitaciones acumuladas de 15 mm cada uno (Figura 5).

Los dos periodos de lluvia registrados dieron lugar a sendos picos piezométricos con sus respectivas diluciones. El ascenso piezométrico total fue de 0,8 m, más de un metro inferior al alcanzado en el evento A (2 m). De igual modo, los valores de C.E. y temperatura no disminuyeron más de 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 0,5 $^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

Por lo que respecta al desfase entre el inicio de la precipitación y la respuesta de la piezometría y C.E., sólo en esta última fue posible percibir cierto retraso. El máximo piezométrico, al igual que en el evento A, fue anterior a los valores mínimos de C.E. y temperatura.

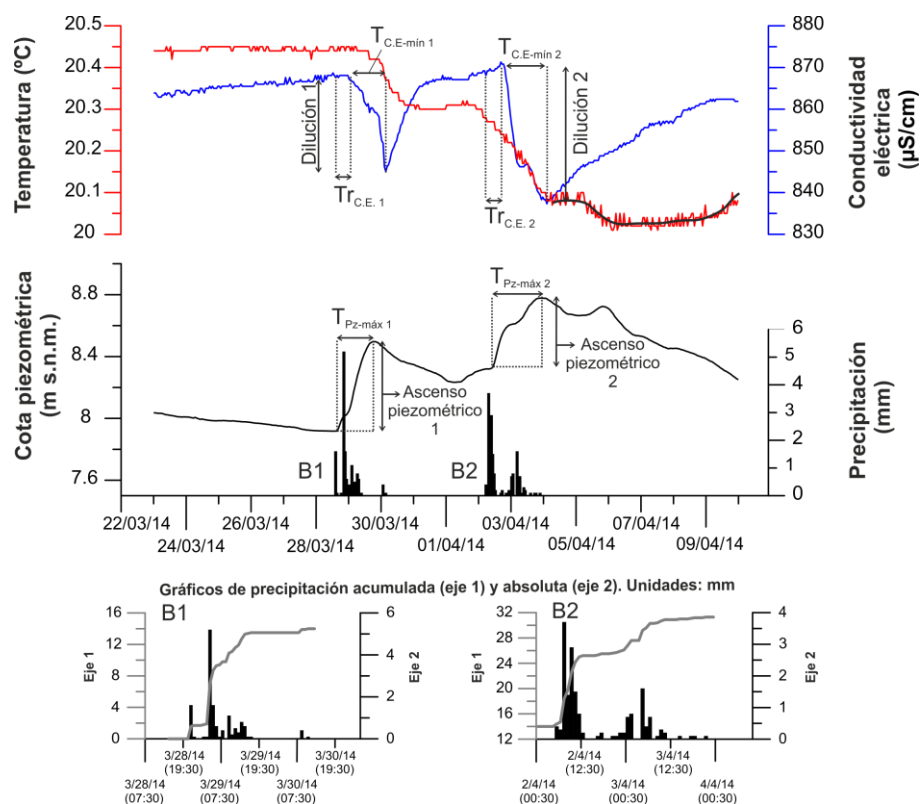


Figura 5. Caracterización de los eventos de recarga producidos entre los días 28 de marzo y 4 de abril de 2014.

La evolución de la temperatura comenzó a marcar un patrón distinto tras el primer periodo de lluvia (B1), con un descenso que se prolongó hasta el inicio

del segundo (B2). El diferente comportamiento de la temperatura con respecto a la C.E. podría deberse a la influencia de la infiltración de la escorrentía superficial, con aguas de menor o igual temperatura pero de similar C.E. Aguas arriba del piezómetro, el río es ganador, pero a la altura del primero la relación río-acuífero se invierte. Esto explicaría el ascenso continuado de la C.E. y la estabilización de la temperatura, ya que se estarían infiltrando aguas procedentes, en parte, del propio acuífero.

Tercer evento (C)

En el último evento pluviométrico considerado se registró la mayor cantidad de precipitación, con un total de 47 mm. La precipitación se distribuyó en los días 20 y 21 de abril, con unas lluvias acumuladas e intensidades de 28 mm – 2 mm/hora y 19 mm – 1 mm/hora, respectivamente.

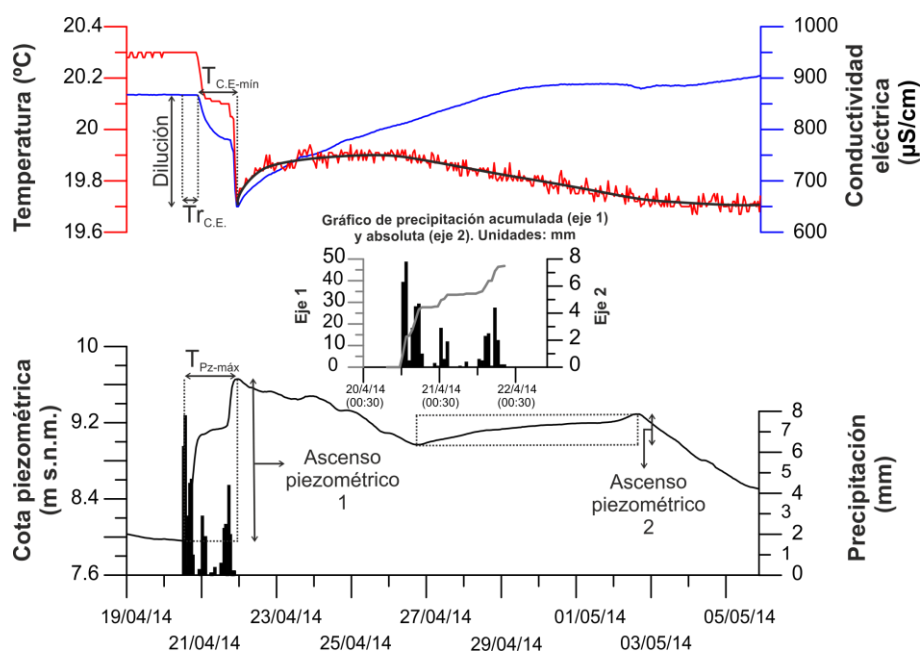


Figura 6. Caracterización del evento de recarga producido los días 20 y 21 de abril de 2014.

El ascenso piezométrico fue de 1,7 m, similar al observado en el evento A (2 m). En cambio, el descenso de C.E. y temperatura no alcanzó la magnitud del evento A. En dicho evento la diferencia entre los valores iniciales y finales de C.E. y temperatura fue de 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1,7 $^{\circ}\text{C}$, en comparación con los 218 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 0,6 $^{\circ}\text{C}$ del tercer evento de estudio. Este comportamiento puede estar relacionado con las distintas intensidades de precipitación que caracterizan ambos eventos. El aumento de población en las urbanizaciones que explotan el acuífero con motivo de las vacaciones de semana santa (12-20 de abril) podría haber atenuado el pico de la recarga.

La temperatura vuelve a mostrar una respuesta dual, por un lado, desciende con la C.E. tras el inicio de las precipitaciones, pero cuando ésta última empieza a recuperar los valores iniciales, la temperatura asciende ligeramente en un principio, pero se estabiliza y comienza a descender con el paso del tiempo. Este descenso coincide con el segundo ascenso piezométrico, que se inició en la madrugada del 26 de abril. Este hecho ya se observó en el evento B y corrobora la existencia de una recarga diferida en el tiempo asociada a procesos de infiltración de la escorrentía superficial.

Conclusiones

A partir de la información registrada por los sensores de profundidad del agua, C.E. y temperatura entre los meses de enero y mayo de 2014, se ha intentado avanzar en la caracterización del funcionamiento hidrogeológico del acuífero aluvial del río Guadaiza. El estudio se ha basado en el análisis de tres eventos pluviométricos de distinta intensidad (A, B y C).

Se constata un desfase mínimo entre las respuestas hidrodinámicas e hidroquímicas del acuífero ante un evento pluviométrico. La distribución de la precipitación juega un papel determinante en el comportamiento de las variables analizadas. Ante dos eventos pluviométricos (A, B) caracterizados por una precipitación acumulada similar pero de distinta intensidad, la diferencia entre los cambios experimentados por la piezometría, C.E. y temperatura en uno y otro caso fue significativa. En el primero, se produjo una dilución de 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un ascenso piezométrico de 2 m, mientras que en el segundo apenas llegó a 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 0,8 m. El estado en el que se encuentra el acuífero cuando se produce la recarga influye en la respuesta frente a eventos de lluvia sucesivos.

En los eventos B y C la temperatura mostró un comportamiento diferente al de la C.E. La explicación podría residir en los procesos de infiltración de la escorrentía superficial, la cual se encuentra regulada aguas arriba por una presa de derivación y varias tomas de riego. Este proceso se observó de forma más evidente en el evento C al producirse un segundo ascenso piezométrico en ausencia de precipitaciones.

El grado de detalle obtenido (respuestas horarias) pone de manifiesto que campañas mensuales o semestrales de control no permitirían conocer el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico en este tipo de acuíferos.

Los resultados preliminares obtenidos sugieren que el acuífero aluvial del río Guadaiza presenta una alta porosidad y permeabilidad, lo cual permite rápidos llenados y vaciados. Este comportamiento parece ser similar en el resto de acuíferos aluviales de Marbella y Estepona. Por ello, como conclusión preliminar de esta investigación, se recomienda llevar a cabo una explotación más intensa de los acuíferos aluviales durante los meses lluviosos para cubrir el abastecimiento urbano. Ello permitiría aprovechar mayor cantidad de agua subterránea y de mejor calidad.

Estos resultados tienen repercusiones directas en la gestión de los acuíferos y determinan en gran medida su inclusión en sistemas de uso conjunto de recursos hídricos, aspecto este que constituye el objetivo general de la investigación actualmente en curso.

Agradecimientos

La realización de esta comunicación ha sido posible gracias a la concesión de una beca predoctoral del Programa Nacional de Formación de Profesorado Universitario (FPU) y al Proyecto Europeo Transfronterizo "Campus EAgUa". Los autores de esta comunicación forman parte del Grupo de Investigación RNM 308 de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

Linares, L. y Trenado, L. (1988). Acuíferos Costeros de Marbella Estepona (Málaga). *1er Simposio Int. Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros*, Vol. II: 337-347. Almuñécar.

DGOH. (1995). Emplazamiento de captaciones para la planta desaladora del río Verde (Marbella). Informe técnico, 55 pp.

Lupiani, E. (2007). Marbella – Estepona (M.A.S. 060.040). Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga. Diputación de Málaga – IGME. Tomo II, 155-160.

Pozos Reunidos S.L. 1996. Optimización de las explotaciones de aguas subterráneas de suministro a Marbella. Memoria y Anexos I, II, III, IV y V. Inédito.

Distribución de radón-222 en el sistema acuífero del Empordà (NE España): aportaciones al modelo de recarga regional

Joan Bach Plaza¹, Josep Mas-Pla^{2,3}, Anna Menció Domingo³, D.Brusi³, D. Soler³, Manel Zamorano³, C. Roqué³, M. Boy-Roura³, Albert Folch Sancho⁴, Victòria Moreno⁵ y Ll. Font⁵

Palabras clave: radón, Empordà, recarga, hidroquímica

Resumen

La concentración radioactiva del isótopo radón-222 (^{222}Rn) en aguas subterráneas es usada habitualmente como trazadora del sistema de flujo. En esta contribución se presentan y discuten los valores de concentración de ^{222}Rn en las aguas subterráneas de la depresión del Empordà con el objetivo de caracterizar los sistemas de recarga.

Los datos obtenidos en el Empordà muestran dos conjuntos de formaciones distinguibles por un umbral en la concentración de ^{222}Rn de 15 Bq/L. El agua subterránea muestreada en formaciones sedimentarias de edad paleógena y neógena presentan valores inferiores a 15 Bq/L; mientras que aquellas procedentes de captaciones en materiales cristalinos paleozoicos o en formaciones fluvio-deltaicas cuaternarias pueden alcanzar valores máximos de 34 Bq/L.

¹ Unitat de Geodinàmica Externa i d'Hidrogeologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Spain, joan.bach@uab.cat

² Institut Català de Recerca de l'Aigua, 17003 Girona, Spain, jmas@icra.cat

³ Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Centre de Recerca en Geologia i Cartografia Ambiental (Geocamb), Dep. de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071 Girona, Spain, anna.mencio@udg.edu

⁴ Grup d'Hidrologia Subterrània, Dep. d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya - Barcelona Tech, folch.hydro@gmail.com

⁵ Unitat de Física de les Radiacions, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Spain, victoria.moreno@uab.cat

En este sentido, algunos valores elevados en formaciones cuaternarias en el sector sur se atribuyen a la recarga relacionada con flujos a gran escala cuya circulación está condicionada por las estructuras regionales. Otros, a la naturaleza litológica del área fuente de estas formaciones. El análisis conjunto de la concentración de ^{222}Rn con datos hidroquímicos e isotópicos ha sido indispensable para enmarcar los datos de radón en el contexto hidrogeológico apropiado.

Introducción

El radón-222 (^{222}Rn) es un elemento radioactivo natural perteneciente a la serie de desintegración radioactiva del uranio-238, y presente en el medio en estado gaseoso. Este isótopo se genera con la desintegración del radio-226, el cual está presente en gran variedad de rocas, especialmente en litologías cristalinas (ígneas y metamórficas) o en sedimentos derivados de ellas. El ^{222}Rn generado en el sustrato rocoso se disuelve en el agua subterránea y su concentración en disolución depende de diversos factores geológicos e hidrológicos que controlan el proceso de emanación (Wanty *et al.*, 1992). Su período de semidesintegración es de 3,82 días y, por tanto, puede acumularse en las aguas subterráneas (Kendall y McDonnell, 1998).

Este isótopo, dado su origen y su corto período de semidesintegración, se ha utilizado como trazador en los sistemas de flujo continentales de agua subterránea (por ejemplo, Hoehn *et al.*, 1992; Skeppström and Olofsson, 2007; Schubert *et al.*, 2011; Zarroca *et al.*, 2014). Se asume que, en situaciones no influenciadas, la concentración de ^{222}Rn en las aguas subterráneas se halla en equilibrio con la roca encajante según su potencial de emanación, lo cual permite atribuir a cada tipo de formación hidrogeológica una determinada concentración de ^{222}Rn .

En este estudio se presentan los resultados de la concentración de ^{222}Rn en el agua subterránea en la depresión del Empordà (NE España; Figura 1) y se describen en el contexto de la dinámica de su sistema hidrogeológico. Esta depresión tectónica presenta diversas formaciones hidrogeológicas cuyo sistema de flujo a escala regional se halla influenciado por las estructuras tectónicas que afectan al sustrato y por aquellas que dieron lugar al hundimiento de este graben durante el Neógeno (Mas-Pla *et al.*, 2013; Soler *et*

al., 2014). Es por ello que los datos de ^{222}Rn en las aguas subterráneas pueden aportar información sobre la hidrodinámica del sistema y, consecuentemente, permitirán identificar la influencia de los flujos de recarga regionales en los acuíferos fluvio-deltaicos cuaternarios donde se ubican gran parte de las extracciones actuales.

Contexto geológico

La depresión del Empordà se originó durante la etapa distensiva posterior a la orogénesis alpina, que dio lugar a la formación del Pirineo, y se halla asociada al desarrollo del Mediterráneo occidental a partir del Neógeno. Está limitada por el Pirineo, al Norte, y por el Prepirineo y Sistema Transversal, al Oeste. En la zona litoral, se desarrollan las formaciones fluvio-deltaicas de los ríos Fluvià y Muga donde se concentra la mayor demanda de recursos hídricos (Figura 1; para mayor detalle geológico, consúltense los mapas E 1:25.000 en IGC, 2014).

En este contexto se han identificado las siguientes unidades geológicas:

- Unidad pirenaica, correspondiente a la zona axial, formada por rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico, con importantes alineaciones estructurales asociadas a la orogénesis varisca. Constituye una extensa zona de recarga, caracterizada por la baja permeabilidad de sus materiales. Su explotación se asocia a zonas de fractura.

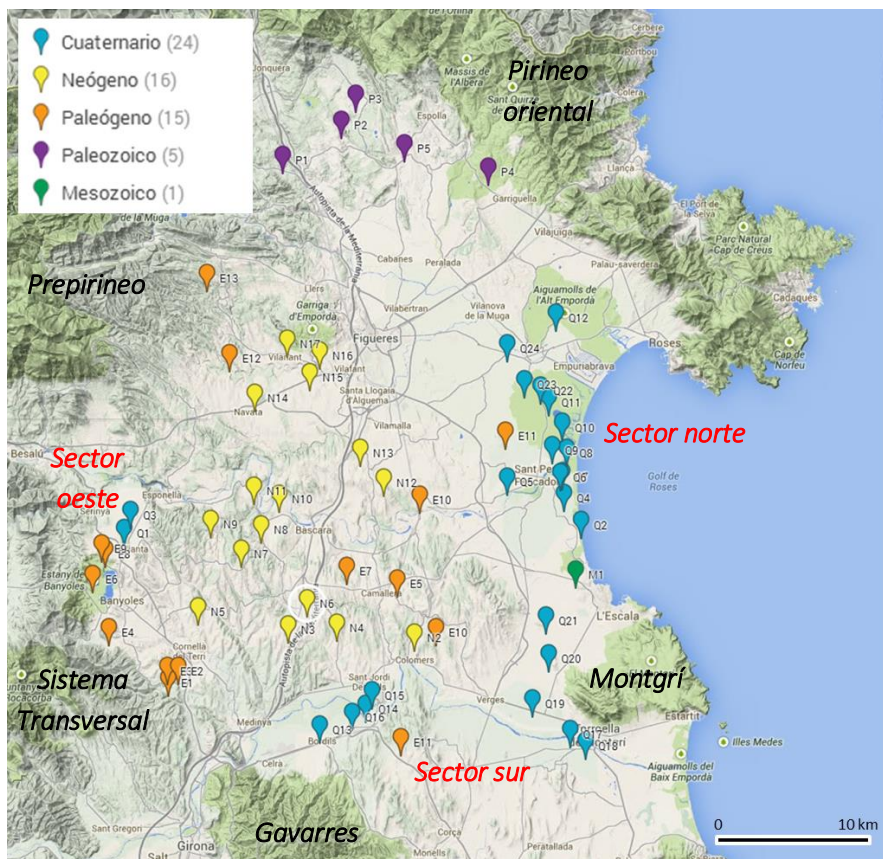


Figura 1: Situación geográfica, formación hidrogeológica y código de las captaciones utilizadas en este estudio. Se diferencian los tres sectores en que se dividen las muestras en acuíferos cuaternarios: sectores norte (Alt Empordà), sur (Baix Empordà) y oeste (Pla de l'Estany).

- Unidades Prepirenaica y Sistema Transversal, constituidas por rocas sedimentarias, principalmente de edad paleógena; si bien también incluyen materiales mesozoicos en forma de láminas de cabalga-miento. El Prepireneo, de carácter alóctono, presenta una estructura geológica compleja a raíz de la orogénesis alpina; mientras que el Sistema Transversal constituye el antepaís autóctono. Hidrogeológicamente, los niveles acuíferos están determinados por la sucesión litoestratigráfica, ubicándose en calizas y areniscas, con importantes niveles confinantes constituidos por

arcillas y margas. La geometría finita de estos acuíferos se halla determinada por la estructura tectónica. El sistema hidrogeológico cárstico de la cuenca lacustre de Banyoles, situado en el límite occidental de la zona de estudio y caracterizado por la presencia de importantes formaciones evaporíticas, se enmarca en esta unidad (Sanz, 1985).

- La depresión tectónica del Empordà se formó durante el Neógeno a partir de fallas distensivas que la separan de las unidades anteriores, y, por extremo sur, del macizo de les Gavarres con litologías cristalinas. En su interior, aparecen diversas unidades: 1) los materiales paleógenos que constituyen el sustrato afloran en la zona central dando lugar a una serie de acuíferos confinados y semiconfinados, afectados por fracturación; 2) los sedimentos neógenos son de tipo aluvial en la franja próxima a los relieves y de tipo fluvial-litoral en las zonas más distales; los acuíferos se ubican en los niveles detríticos con sedimentos más gruesos (gravas, arenas) lateralmente discontinuos; y 3) las formaciones fluvio-deltaicas cuaternarias de los ríos Fluvià y Muga, desarrolladas a partir de las variaciones eustáticas recientes, recubren las unidades ya citadas. Presentan acuíferos semiconfinados en los niveles inferiores y libres en los superiores (Bach, 1986; Montaner, 2011).

Dado el origen tectónico de la depresión, las principales fallas, así como los demás rasgos estructurales se consideran elementos hidrogeológicos relevantes.

Metodología

El estudio se basa en los datos hidroquímicos de 63 pozos, todos ellos en activo y con profundidades entre 40 y 240 m, representativos de las diversas unidades geológicas; descartando el muestreo de pozos superficiales. Los datos de ^{222}Rn corresponden a 39 de los 63 pozos.

Los valores de conductividad eléctrica (CE), pH, potencial redox y oxígeno disuelto se midieron in situ. La alcalinidad se analizó mediante la titración de Gran. Los aniones (SO_4^{2-} , Cl^- y NO_3^-) y los cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ y Si^{4+}) por cromatografía iónica, obteniéndose un balance iónico entre $\pm 5\%$.

Las dotaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ se analizaron mediante espectrometría de masas. Su notación se expresa en ‰ de desviación respecto al standard V-SMOW, con un error analítico de $\pm 0,06\%$.

Para medir la concentración de ^{222}Rn se procedió a recoger una muestra de agua con una botella (250 ml) de cristal, procurando reducir al mínimo el burbujeo que comporta la pérdida de radón y eliminando las burbujas de aire de la muestra. Posteriormente en el laboratorio la concentración de ^{222}Rn disuelto en el agua se midió mediante el detector electrónico RAD 7 y el accesorio RAD-H₂O (DurrIDGE Co.).

Material suplementario.- La ubicación de las muestras y los datos químicos e isotópicos usados en esta comunicación se pueden consultar interactivamente en este enlace:

<https://mapsengine.google.com/map/edit?mid=zN70KCD153io.kgxAKU5BzPYk>

Resultados y discusión

Las concentraciones de ^{222}Rn obtenidas tienen un rango de [0,8 a 34,0] Bq/L, con un valor promedio de $12,8 \pm 1,3$ Bq/L inferior al valor de 100 Bq/L que es el nivel de acción recomendado (CEC, 2001) para el radón disuelto en agua de consumo. Estos resultados son comparables a los medidos en las aguas de los acuíferos cuaternarios de la zona volcánica de la Garrotxa, situada al oeste de la zona estudiada, con un rango de [0,8 a 26,0] Bq/L y un valor promedio de $11,4 \pm 0,8$ Bq/L (Moreno *et al.*, 2014).

En una primera aproximación, los datos de ^{222}Rn pueden dividirse en dos grupos mayoritarios según un umbral definido a una concentración de 15 Bq/L (Figura 2). Los acuíferos en materiales sedimentarios paleógenos y neógenos, de carácter detrítico en la mayor parte de las captaciones que los atraviesan, presentan concentraciones inferiores a este valor; en tanto que los valores superiores a 15 Bq/L se hallan en muestras correspondientes a pozos en materiales cuaternarios.

Las dos muestras correspondientes a pozos en substrato ígneo, representativas a priori de litologías que suelen contener concentraciones relativamente altas de ^{226}Ra presentan concentraciones de ^{222}Rn contrapuestas: en el caso de una captación profunda (P4; Figura 1) la concentración de ^{222}Rn es notablemente elevada (33 Bq/L), mientras que en un manantial termal surgente

asociado a una falla regional (P5) el valor es notablemente inferior (12 Bq/L). Se considera que el valor de la concentración de ^{222}Rn en la captación puede tomarse como representativo de la concentración de ^{222}Rn en el sustrato de la depresión, mientras que los valores en el manantial acusan el tiempo de flujo ascendente hasta la superficie en la desintegración del isótopo.

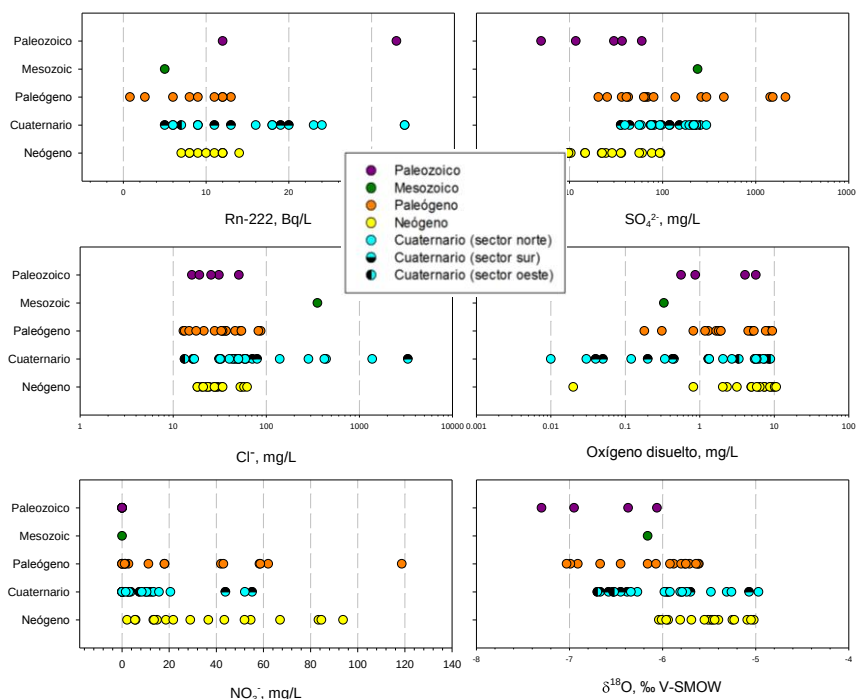


Figura 2: Rango de valores de ^{222}Rn y distintos compuestos según la formación hidrogeológica en que se halla la captación.

A nivel hidroquímico, en la zona de estudio se distinguen distintos compuestos representativos de los procesos y sistemas de flujo. En este sentido, las concentraciones de sulfato superiores a 100 mg/L en las formaciones paleógenas se atribuyen a la influencia de los niveles de rocas evaporíticas (yesos) que se hallan en esta serie estratigráfica. Asimismo, cabe mencionar la presencia de niveles evaporíticos triásicos (facies Keuper) que facilitaron el emplazamiento de los mantos cabalgantes mesozoicos (Soler *et al.*, 2014). Si bien algunas captaciones profundas ubicadas en los acuíferos fluvio-deltaicos

cuaternarios del sector norte también presentan elevadas concentraciones de sulfato, éstas pueden atribuirse a la influencia marina o a la infiltración de la escorrentía superficial; si bien la hipótesis del origen fluvial del sulfato es poco coherente con la profundidad de las captaciones, la mayoría de ellas ubicadas en el nivel inferior del relleno fluvio-deltaico. Aquellas muestras con concentraciones de cloruro superiores a 100 meq/L denotan influencia marina. La concentración de oxígeno disuelto (OD) señala una tendencia anóxica (OD<1 mg/L) en diversas muestras. Si bien la presencia de nitrato es notable y extendida, siendo el Empordà una de las zonas declaradas vulnerables a este tipo de contaminación, algunas captaciones profundas presentan concentraciones inferiores a 20 mg/L en los acuíferos cuaternarios, siendo relativamente bajos para zonas con un alto desarrollo agrícola.

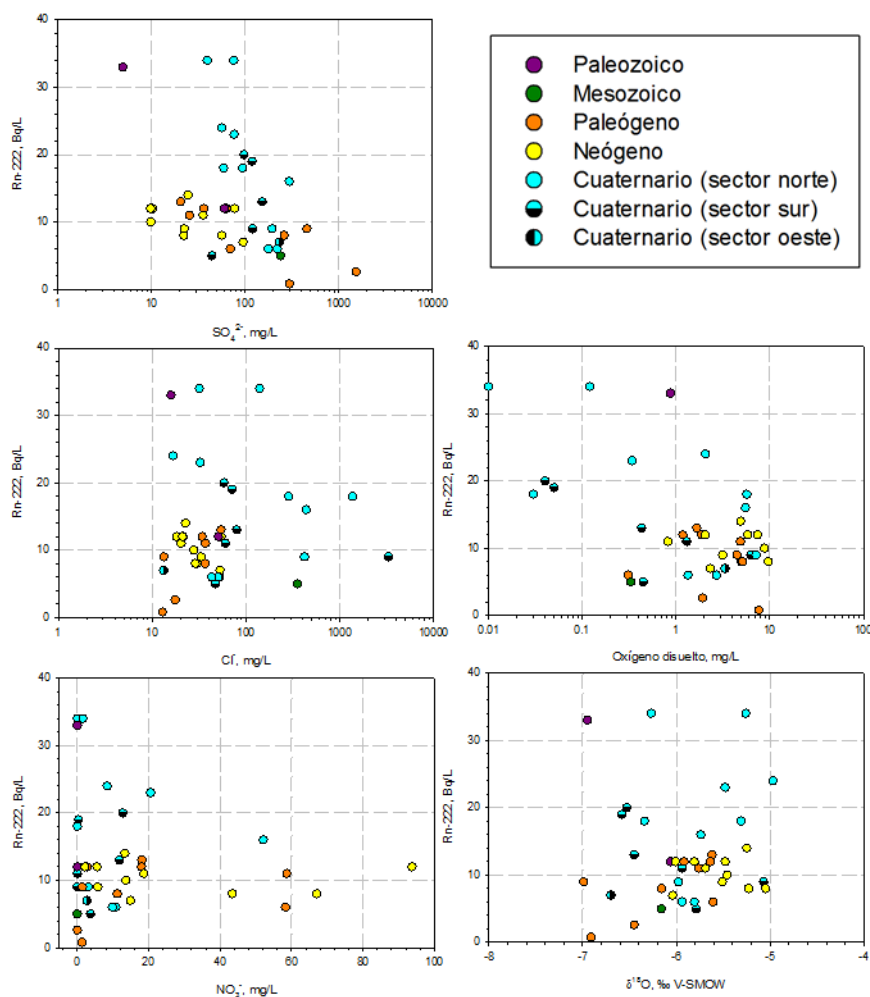


Figura 3: Relaciones entre la concentración de ^{222}Rn y distintos compuestos según la formación hidrogeológica en que se halla la captación.

En relación a $\delta^{18}\text{O}$, como indicador de la zona y altitud de recarga, se observa un amplio rango de valores, siendo los más ligeros (aprox., -7‰) correspondientes a altitudes de precipitación alrededor de 700 m snm y los más pesados (aprox., -5‰) a dotaciones isotópicas próximas al nivel del mar, según

la recta altitudinal local ($\text{Alt[m]}=(-2663\pm191)-(481\pm30)\delta^{18}\text{O[‰]}$; $r^2=0,952$; Brusi *et al.*, 2011).

Las relaciones entre variables permiten establecer la correspondencia entre la concentración de ^{222}Rn y los distintos compuestos representativos de las distintas formaciones hidrogeológicas y de la dinámica de flujo regional (Figura 3). De forma sintética, las concentraciones de ^{222}Rn superiores a 15 Bq/L corresponden a captaciones sin influencia marina ($\text{Cl}^- < 100 \text{ mg/L}$), con un relativo bajo contenido en sulfato, generalmente con tendencia anóxica ($\text{OD} < 1 \text{ mg/L}$). La relación no es tan clara respecto a la concentración de nitrato y a la dotación en $\delta^{18}\text{O}$, exceptuando las muestras de pozos ubicados en materiales cristalinos paleozoicos.

En relación al nitrato, cabría esperar que las muestras con una elevada concentración de ^{222}Rn , procedentes de la recarga en relieves formados por rocas cristalinas (Pirineo oriental, Gavarres) tuvieran bajas o nulas concentraciones de nitrato. Ello también es cierto para algunas muestras ubicadas en acuíferos en formaciones cuaternarias con actividad agrícola en superficie (Q11, Q12, Q19, Q23), con $^{222}\text{Rn} > 15 \text{ Bq/L}$; aunque tres muestras en estas mismas formaciones (Q20, Q22, Q24; $18 < ^{222}\text{Rn} < 25 \text{ Bq/L}$) presentan valores de nitrato entre 10 y 20 mg/L. Dos de éstas corresponden a pozos en el nivel inferior del acuífero fluvio-deltaico del sector norte que, en condiciones no influenciadas, presentan un régimen surgente (Q22; 23 Bq/L; y Q24; 24 Bq/L); y el tercero (Q20; 20 Bq/L) se halla próximo a la rampa lateral del cabalgamiento del Montgrí.

En relación a la dotación en $\delta^{18}\text{O}$, las muestras con una concentración de $^{222}\text{Rn} > 15 \text{ Bq/L}$ abarcan todo el rango de valores isotópicos registrados en la zona de estudio. Por consiguiente, aquellas muestras con valores elevados de ^{222}Rn y valores de $\delta^{18}\text{O} < -6,5\text{‰}$ corresponden a zonas de recarga elevadas; son, concretamente, las muestras P4, Q19 y Q20 (Figuras 1 y 3). La primera de ellas (P4) se ubica en materiales paleozoicos del Pirineo oriental y presenta una concentración de 33 Bq/L; mientras que las otras dos muestras (ambas con concentraciones de ^{222}Rn de 19 y 20 Bq/L, respectivamente) se ubican en la zona sur y cabe recordar, especialmente, la posición tectónica de Q20, ya mencionada. En este mismo grupo cabe incluir las muestras Q11 y Q12; con concentraciones de ^{222}Rn de 34 y 18 Bq/L y valores isotópicos entre -6,5 y -6,0‰.

La ubicación de los pozos con concentraciones $^{222}\text{Rn} > 15 \text{ Bq/L}$ y $\delta^{18}\text{O} > -5,5\text{‰}$ en los niveles inferiores de la formación cuaternaria del sector norte (Q10, Q22, Q23, Q24), en el ámbito del sistema fluvio-deltaico del río Muga, requiere un

análisis más detallado: sus valores isotópicos indican una recarga a bajas altitudes, por lo que debe desestimarse una procedencia desde zonas elevadas a través de flujos regionales controlados por los elementos estructurales. Una explicación posible es la litología dominante en el delta del río Muga, procedente de un área fuente predominante-mente cristalina en el Pirineo oriental con mineralizaciones de uranio reconocidas (Mata-Perelló, 1990; Castiñeiras *et al.*, 2011), que podría generar concentraciones de ^{222}Rn en aguas subterráneas cuya recarga se origina en altitudes relativamente bajas en el contexto de la depresión del Empordà.

Dada la compleja estructura tectónica de la depresión del Empordà (Zarroca, 2011, Soler *et al.*, 2014, y referencias que cita), los datos hidroquímicos e isotópicos (^{222}Rn , $\delta^{18}\text{O}$) tampoco confirman la existencia de flujos ascendentes desde el sustrato como una posible fuente de recarga de las formaciones fluvio-deltaicas cuaternarias; como se había identificado en el límite meridional de la depresión con el macizo de Gavarres (Vilanova *et al.*, 2008).

Finalmente, aquellas muestras con valores de $^{222}\text{Rn} < 15$ Bq/L propias de captaciones en formaciones sedimentarias paleógenas y neógenas, así como en algunos pozos en materiales cuaternarios, representan una concentración en ^{222}Rn de fondo correspondiente al equilibrio radioactivo con las rocas encajantes. Dado el corto período de semidesintegración del ^{222}Rn no puede descartarse una contribución desde el sustrato, que debería valorarse a través de un análisis hidroquímico exhaustivo y, especialmente, mediante la caracterización isotópica de la relación $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, a fin de determinar si el origen del sulfato se halla asociado a los niveles evaporíticos triásicos o eocénicos, y la datación radioisotópica (A^{14}C , tritio) de las muestras.

Conclusiones

El uso del ^{222}Rn como trazador en sistemas hidrogeológicos regionales contribuye a revelar indicios de posibles flujos de recarga a gran escala, atendiendo al equilibrio del radón entre el agua subterránea y la roca emanante y el corto período de semidesintegración del mismo. En el caso de la depresión del Empordà, se han identificado dos rangos de concentraciones de ^{222}Rn separadas por el valor umbral de 15 Bq/L.

Las muestras con valores inferiores, medidas principalmente en los acuíferos sedimentarios en materiales terciarios (paleógenos y neógenos), así como en niveles fluvio-deltaicos cuaternarios, representan un valor de fondo que constituye una información de referencia sobre la concentración de ^{222}Rn en equilibrio en estas formaciones.

Por el contrario, las muestras con valores superiores a 15 Bq/L halladas en captaciones en materiales cristalinos paleozoicos son propias de las litologías encajantes con flujos subterráneos a gran escala, condicionados por las alineaciones estructurales regionales. Sin embargo, los mismos valores en las formaciones fluvio-deltaicas del sector norte se atribuyen a la litología de los sedimentos derivadas de áreas fuentes predominante-mente ígneas y metamórficas.

La información derivada de los datos de ^{222}Rn complementa, de este modo, las aportaciones de los datos hidroquímicos y de los isótopos estables del agua y permiten argumentar con mayor discernimiento las hipótesis planteadas sobre la dinámica hidrogeológica del sistema hidrogeológico del Empordà.

Agradecimientos

Este estudio forma parte del proyecto CGL-2011-29975-C04-04. Los autores agradecen el acceso a las captaciones para el muestreo a las empresas Prodaisa y Sorea, como entidades suministradoras de agua, y a particulares.

Referencias

Bach, J. (1986). Sedimentación holocena en el litoral emergido de "l'Alt Empordà" (NE de Catalunya). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 195-203.

Brusi, D., Menció, A., Roqué, C., Ramonell, C., Mas-Pla, J. (2011). Isotopic characterization of groundwater in Western Pyrenees. En: Otero, N., A. Soler, C. Audí, eds.) *9th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry Book of Abstracts*. Tarragona.

Castiñeiras, P., Navidad, M., Casas, J.M., Liesa, M., Carreras, J., M., (2011). Petrogenesis of Ordovician Magmatism in the Pyrenees (Albera and Canigó

Massifs) determined on the Basis of Zircon Minor and Trace Element Composition. *The Journal of Geology*, 119: 521-534.

CEC (2001). 2001/928/EURATOM: Commission Recommendation of 20 December 2001 on the protection of the public against exposure to radon in drinking water supplies. DOCE, 28/12/2001, núm, L344/85.

Hoehn, E., Von Gunten, H.R., Stauffer, F., Dracos, T. (1992). Radon-222 as a groundwater tracer. A laboratory study. *Environmental Science & Technology*, 26(4): 734–738.

IGC (2014). Catàleg de cartografia geològica i geotemàtica. Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya. <http://www.igc.cat>

Kendall, C., McDonnell, J.J. (ed). 1998. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science Publishers; 839 pp.

Mas-Pla, J., A. Menció, J. Bach, X. Garcia-Bernat, M. Galan, M. Boy-Roura, A. Folch, C. Roqué, D. Soler, M. Zamorano, D. Brusi (2013). Identificación de flujos entre acuíferos a nivel regional en base a datos hidroquímicos (Alt Empordà, NE España). En: González *et al.*, (eds.) *Agua Subterránea, Recurso Estratégico (VIII Congreso Argentino de Hidrogeología)*. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata, pp. 100-106.

Mata-Perelló, J.M. (1990). *Els minerals de Catalunya*. Institut d'Estudis Catalans, 445 pp.

Montaner, J., ed. (2010). *El flux hidrològic de la plana litoral del Baix Ter. Evolució fluvial, caracterització hidrològica i pautes de gestió*. Càtedra d'Ecosistemes Litorals Mediterranis - Museu de la Mediterrània, Col. Recerca i Territori 2, 236 pp.

Moreno, V., Bach, J., Baixeras, C., Font, Ll. (2014). Radon levels in groundwaters and natural radioactivity in soils of the volcanic region of La Garrotxa, Spain. *Journal of Environmental Radioactivity*, 128, 1-8.

Sanz, M. (1985). *Estudi hidrogeològic de la regió de Banyoles-Garrotxa*. Quaderns del Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles. 125 pp.

Schubert, M., Brueggemann, L., Knoeller, K., Schirmer, M. (2011). Using radon as an environmental tracer for estimating groundwater flow velocities in single-well tests. *Water Resources Research*, 47, W03512.

Skeppström, K., Olofsson, B. (2007). Uranium and radon in ground water. *European Water*, 17/18: 51-62.

Soler, D., Zamorano, M., Roqué, C., Menció, A., Boy, M., Bach, J., Brusi, D., Mas-Pla J. (2014). Influencia de las estructuras tectónicas en la recarga del

sistema hidrogeológico de la depresión del Alt Empordà (NE España) en base a datos hidroquímicos e isotópicos. *II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, CIAS2014*. València, 8-10 septiembre 2014.

Vilanova, E., Menció, A., Mas-Pla, J. (2008). Determinación de sistemas de flujo regionales y locales en las depresiones tectónicas del Baix Empordà y la Selva (NE de España) en base a datos hidroquímicos e isotópicos. *Boletín Geológico y Minero*, 119(1): 51-62.

Wanty, R. B., Lawrence, E. P., Gundersen, L. C. S. (1992). A theoretical model for the flux of radon from rock to ground water. En: Gates, A.E., Gundersen, L.C.S. (eds.) *Geologic Controls of Radon*, Geological Society of America Special Papers, 271, p. 73-78

Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., Pellicer, X.M. (2011). Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain región (Alt Empordà, Northern Spain). *Journal of Hydrology*, 409, 407-422.

Zarroca, M., Linares, R., Rodellas, V., Garcia-Orellana, J., Roqué, C., Bach, J., Masqué, P. (2014). Delineating coastal groundwater discharge processes in a wetland area by means of electrical resistivity imaging, ^{224}Ra and ^{222}Rn . *Hydrological Processes*, 28: 2382-2395.

La desprotección de las aguas subterráneas en la planificación hidrológica de las Islas Baleares

Alfredo Barón Pérez¹

Palabras clave: planificación, subterráneas, desprotección, desregulación

Resumen

El Plan Hidrológico de las Islas Baleares (en adelante PHIB), fue aprobado inicialmente por el Consell de Govern en febrero de 2011, tras un largo proceso que comenzó en 2004 e informado favorablemente por el Consejo Nacional del Agua (CNA) en marzo de 2011. Durante este proceso, se optó por una intensa participación activa, que comenzó en 2006 y que contó con casi 800 participantes de más de 300 entidades, con un total de casi 8.000 horas de trabajo. Ello dio lugar a un Plan participado, que no fue elaborado simplemente por los técnicos, sino con la colaboración de toda la sociedad.

Con el cambio de gobierno producido por las elecciones autonómicas de 27 de mayo de 2011, el nuevo gobierno solicitó al Ministerio, primero verbalmente y el 14 de octubre 2011 mediante un acuerdo del Consell de Govern, la paralización de la tramitación del Plan y su devolución para una revisión. El día 12 julio de 2013 el Consell de Govern aprobó inicialmente el nuevo PHIB, que fue informado favorablemente por el CNA el 29 de julio y aprobado por el consejo de Ministros el 6 de septiembre. En esta comunicación se hace en primer lugar, una síntesis de la situación de las masas de agua subterránea de las islas, tanto en lo que se refiere a su estado cuantitativo, evolución de niveles y balances, como a su estado cualitativo, contaminación por cloruros y por nitratos. Se analizan también las demandas.

Se realiza asimismo, un análisis comparativo de la Normativa de 2011 y la aprobada definitivamente en 2013. Se puede comprobar que se ha consumado

¹ Geólogo y diplomado en Hidrogeología. Colaborador honorífico del Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de las Islas Baleares. baron.a@telefonica.net

una estrategia de desregulación y desprotección del dominio público hidráulico que favorece únicamente los intereses del agronegocio, urbanísticos y del lobby de directores facultativos y sondistas, permitiendo un incremento de las extracciones en masas de agua en riesgo, prorrogables y excepcionables, banalizando o anulando las medidas de protección de los acuíferos contra la contaminación, tanto puntual como difusa.

También se elimina la obligatoriedad de las normas técnicas en la construcción y abandono de sondeos, se rebaja la protección en los perímetros de captaciones de abastecimiento urbano, se permiten nuevas captaciones en zonas costeras, pese a la salinización existente y se establece una distancia mínima de 100 m entre captaciones, independientemente del caudal instantáneo y del volumen anual. Con esta desregulación y la consiguiente desprotección de las aguas subterráneas, la Administración Hidráulica hace grave dejación de sus obligaciones e incumplibles los objetivos fijados en el artículo cuarto de la Directiva Marco del Agua.

Introducción

Las Islas Baleares, con una superficie próxima a los 5.000 km² (Mallorca: 3.640 km²; Menorca: 693 km²; Ibiza: 541 km²; Formentera: 82 km²), presentan una longitud de costa superior a los 1.400 km. La pluviometría es la típica mediterránea, con concentración de lluvias entre los meses de octubre y marzo y práctica inexistencia de las mismas en los meses de verano, presentando además, una gran variabilidad interanual.

La población estable ronda el millón de habitantes. Esta población se incrementa notablemente, por el flujo turístico en los meses de verano, dobándose prácticamente, en la última semana de julio y primera de agosto. Ello significa una fuerte presión territorial (especialmente en las zonas costeras), sobre el recurso y sobre los sistemas de tratamiento de las aguas residuales. Podemos decir que se explotan más recursos en el periodo más inadecuado (verano) y en la zona más sensible (la costa).

Existen documentados en la Administración Hidráulica, unos 60.000 pozos con derechos de agua (solamente unos 17.000 informatizados), que superan ampliamente los 250 hm³, cifra superior a los recursos subterráneos disponibles. Esta cifra, venturosamente no se alcanza en las extracciones reales, pero

legalmente podría alcanzarse. No obstante, el grado de explotación anual de los recursos subterráneos medios disponibles, ya alcanza el 90,5% en la isla de Mallorca, el 155% en Menorca y el 109% en Ibiza.

Estos recursos subterráneos se encuentran en acuíferos fundamentalmente carbonatados, con procesos cársticos y por tanto, vulnerables. La mayoría de ellos en contacto con el mar, afectados por procesos de intrusión marina en mayor o menor grado. Como consecuencia de la excesiva explotación de sus recursos subterráneos y de la salinización de los mismos, ha sido necesaria la implantación de desaladoras de agua de mar en Palma, Andratx y Alcudia en la isla de Mallorca, Ciutadella en la isla de Menorca, San Antonio y Santa Eulalia en la isla de Ibiza y la desaladora de Formentera. Por otra parte, para el abastecimiento de la ciudad de Palma de Mallorca, existe también una planta de desalación, que trata agua salobre extraída de captaciones subterráneas (planta de Son Tugores).

Por otra parte, existen más de 60.000 viviendas aisladas en suelo rústico (algunos estudios citan más de 100.000), la mayoría de las veces, con sistemas poco eficientes de tratamiento de las aguas residuales.

La actividad agrícola y ganadera, especialmente la intensiva, ha provocado una fuerte contaminación por nitratos, lo que ha obligado, a instancias de la Comisión Europea, a incrementar de manera importante, el número de zonas declaradas "vulnerables" y sobre las que deberían tomarse medidas concretas y no meramente justificaciones burocráticas, que no siempre se ajustan a la realidad. No obstante, la agricultura y la ganadería, no son los únicos responsables de la contaminación por nitratos; conviene no olvidar, que la ya citada inadecuación de los sistemas autónomos de depuración y el mal estado de muchas de las redes de alcantarillado urbano, contribuyen también a esa contaminación.

En otro orden de cosas, en Baleares existe una alta ocupación del territorio, tanto urbanística como agrícola y ganadera, con lo que los torrentes y su vegetación en la ribera, sea de ribera o climática, y su mantenimiento y recuperación, representan un elemento clave en la conectividad biológica y en la protección frente a la contaminación y las inundaciones, en la línea de las recomendaciones de los trabajos para la Estrategia europea Blueprint y la comunicación de la comisión al Parlamento, al Consejo, al Comité Económico y Social Europeo y al Comité de las Regiones, sobre infraestructuras verdes. Dicho mantenimiento y recuperación, son elementos claves para el cumplimiento de la "Directiva de Inundaciones".

Por otro lado, las Islas Baleares son una plataforma privilegiada en el Mediterráneo occidental, para el flujo de las aves migratorias. Dispone de algunos humedales incluidos en la lista RAMSAR y otros muchos, de pequeñas dimensiones, que también tienen gran importancia, no sólo por sí mismos y su ubicación, sino porque actúan como zonas complementarias a los anteriores en periodos de fuerte afluencia de aves o de escasez de agua.

Como puede deducirse de lo sucintamente descrito, se trata de un territorio con unos recursos y un medio ambiente, extremadamente frágiles y sometidos a fuertes presiones antrópicas. Su mantenimiento y sostenibilidad dependen de la aplicación decidida y estricta, de los principios de la Directiva Marco del Agua y sus normas de desarrollo. Como veremos, ese era el objetivo del Plan Hidrológico aprobado inicialmente en 2011, desvirtuado totalmente en la Normativa del PHIB aprobado definitivamente en 2013.

Elaboración y tramitación del Plan Hidrológico de las Islas Baleares

La elaboración del Plan, ha seguido un largo proceso que comenzó en 2004 siguiendo las fases establecidas: Caracterización de la Demarcación Hidrográfica (art. 5 y 6 de la DMA). Temas importantes. Borrador del PH. En todas estas fases, se ha potenciado y garantizado la información, la consulta y la participación activa, con un total de 31 Talleres intersectoriales con 773 participantes, lo que representa más de 300 entidades del tejido social, económico y ambiental de todas las islas; una jornada científico-técnica final así como tres reuniones interdepartamentales y dos reuniones con la federación de municipios.

A su vez la elaboración del Plan ha representado un ingente esfuerzo técnico (y económico) para cumplir con la DMA. Se ha caracterizado el estado ecológico de las aguas costeras baleares, utilizando los indicadores establecidos por la DMA (fitoplancton, nutrientes, macroalgas, macroinvertebrados bentónicos y Posidonia), las aguas epicontinentales: torrentes y humedales (indicadores fisicoquímicos, diatomeas, macroinvertebrados) y el estado cuantitativo (niveles piezométricos) y químico de las Masas de Aguas Subterráneas (Cl^- , NO_3^- , etc.), incluyendo el análisis de las sustancias prioritarias.

Por lo que respecta en concreto al borrador del Plan Hidrológico 2011 (tercera fase del proceso), fue sometido a participación y consulta pública, por un período de seis meses (BOIB nº 143 del 9-10-2008). Tras la elaboración del Informe de Sostenibilidad Ambiental, éste junto al conjunto del PHIB (Memoria, Normativa, Programas), con la incorporación parcial de observaciones realizadas en los talleres participativos, fue sometido a Información Pública, por un período de 45 días (BOIB nº1 46 20-03-2010).

Se recibieron más de 800 observaciones, sugerencias y alegaciones. De ellas, se incorporaron más del 80% y el resto se desestimaron con respuesta motivada.

Posteriormente y en coordinación con la Comisión Balear de Medio Ambiente, se elaboró la Memoria Ambiental del Plan, tras el informe pertinente de los servicios de la misma, incluyendo en el Plan sus prescripciones. El proceso de integración de alegaciones para la elaboración del texto normativo definitivo, así como la incorporación o adaptación del mismo a las últimas normativas estatales: RD 903/2010 de 9 de julio de Evaluación y Gestión de Riesgos de Inundaciones y RD 60/2011 de 2 de enero, sobre Normas de Calidad Ambiental en la Política de Aguas, tuvo una duración de 8 meses.

Finalmente, en fecha 14 de febrero de 2011 el Pleno del Consejo Balear del Agua, informó favorablemente el Plan y, el Consejo de Gobierno de las Islas Baleares, en sesión de 25 de febrero, aprobó con carácter inicial el texto informado por el Consejo Balear del Agua. Este texto, con la documentación pertinente, se remitió a la Dirección General del Agua del Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, en fecha 4 de marzo de 2011 y, fue informado favorablemente, junto al Plan de Catalunya, por el Consejo Nacional del Agua el 24 de marzo de 2011, quedando solo pendiente su aprobación por el Consejo de Ministros.

Con el cambio de gobierno producido por las elecciones autonómicas de mayo 2011, se solicitó al Ministerio, primero verbalmente en reunión mantenida el 25 de julio 2011, con el Secretario de Estado y la Directora General del Agua y posteriormente, por acuerdo del Consell de Govern de 14 de octubre del mismo año, para la revisión y modificación del Plan.

Comenzó entonces un proceso de revisión del Plan, intentando modificar las cifras del anterior, inicialmente en lo referido a las superficies regadas y a las asignaciones de agua para agricultura y posteriormente, de los balances. Ante la imposibilidad de que los técnicos del Servicio de Estudios y Planificación las

modificaran, se intentó con el CEDEX (MAGRAMA), con el mismo resultado. Todo ello para poder tener “una horquilla para escoger”.

El nuevo gobierno, tras la paralización del último trámite de aprobación del PHIB de 2011, sometió de nuevo a información pública el mismo documento (BOIB nº 167 de 8 de noviembre 2011). En realidad, lo lógico hubiera sido modificar el texto y posteriormente someterlo a información pública. Es evidente, que se trataba de poder incluir los aspectos ya negociados en los despachos por colectivos como el de Directores Facultativos y sondistas, el sector del agronegocio y similares. Esto provocó un relativo desconcierto. Aquellos sectores, mayoritarios en la anterior fase de participación, que veían reflejadas en el documento sus alegaciones, no vieron la necesidad de alegar, aunque algunas organizaciones sí presentaron alegaciones, insistiendo en que se mantuviese el texto. Los sectores interesados en la modificación del Plan, no tenían muy claro cómo hacerlo, lo cual provocó sucesivas prórrogas del proceso.

Finalmente, se abrió un nuevo periodo de información pública sobre el Informe de Sostenibilidad Ambiental del PHIB, el Anejo a dicho Informe y la nueva documentación del Plan (BOIB nº 58 de 30 de abril de 2013). El nuevo texto sometido a información, elimina o banaliza la mayoría de las sugerencias o alegaciones incorporadas al texto aprobado inicialmente en 2011, como consecuencia del proceso de participación activa ya descrito, sin dar respuesta motivada a los participantes del anterior proceso, de los motivos de la supresión de las alegaciones anteriormente aceptadas por la Administración e incorporadas en la Normativa de Planificación de 2011. Evidentemente, las organizaciones que presentaron alegaciones ante esta situación, tampoco han recibido respuesta motivada. Es evidente, que todo ello crea una gran inseguridad jurídica y es un grave fraude administrativo.

Modificaciones legales

Pero en paralelo, como se pretendía una desregulación lo más completa posible, era preciso derogar algunas normativas vigentes. Para ello, y por el procedimiento del Decreto Ley posteriormente convalidado, se promulgaron la Ley 7/2012 de 13 de junio, de Medidas urgentes para la ordenación urbanística sostenible y la Ley 13/2012 de 20 de noviembre, de Medidas urgentes para la

activación económica en materia de industria y energía, nuevas tecnologías, residuos, aguas, otras actividades y medidas tributarias. Con la promulgación de estas leyes ya se podía acometer la "desplanificación hidrológica".

La utilización de la figura del Decreto-ley para cambiar el sistema de régimen especial que rige en Baleares desde 1969 al régimen ordinario, en contra de todos los estudios técnicos existentes o la eliminación de las normas técnicas para la construcción de sondeos de menos de 7.000 m³/año, o para permitir regar los campos de golf con aguas subterráneas,..., no parece aplicable. Es difícilmente justificable su aplicación por razones de urgencia, salvo para favorecer intereses económicos muy concretos (Directores facultativos y sondistas, "campos de golf", etc.) en perjuicio del Dominio Público Hidráulico.

La aplicación de la figura del Decreto-ley debe ceñirse a casos de "extraordinaria y urgente necesidad", conforme al artículo 49.1 del Estatuto de Autonomía. Este concepto no es una cláusula o expresión vacía de significado dentro de la cual el lógico margen de apreciación política del Gobierno se mueva libremente sin restricción alguna; es la constatación de un límite jurídico a la actuación mediante decretos-ley (STC 189/2005, de 7 de julio). Su apreciación inicial corresponde al juicio político del Gobierno, pero éste debe explicitar y razonar esta situación y debe aplicar medidas que guarden una relación directa o de congruencia con la situación que se trata de afrontar.

Es requisito que quede acreditada la "conexión de sentido" entre las medidas adoptadas y la situación de urgencia que se pretende afrontar a través de su aprobación.

La utilización del Decreto-ley, mientras se respeten los límites constitucionales, tiene que reputarse como una utilización constitucional legítima en todos aquellos casos en que hay que alcanzar los objetivos marcados por la gobernación del país, que por circunstancias difíciles o imposibles de prever, requieren una acción normativa inmediata o en que las coyunturas económicas exigen una rápida respuesta (SSTC 29/1986, de 20 de febrero y 182/1997, de 28 de octubre).

Su fin es subvenir a situaciones concretas de los objetivos gubernamentales que por razones difíciles de prever requieran una acción normativa inmediata en un plazo más breve que el requerido por la vía normal o por el procedimiento de urgencia para la tramitación parlamentaria de las leyes (STC 189/2005, de 7 de julio). Se trata pues de una "legislación de urgencia", admitida por la Constitución bajo condiciones cuya inobservancia constituye una infracción que sólo puede repararse con una declaración de inconstitucionalidad, sin que los

efectos derogatorios de la legislación sobrevenida o los convalidantes de la asunción del Decreto-Ley por el Congreso de los Diputados puedan corregir un defecto que ha de concebirse como necesariamente insubsanable (STC 329/2005, de 15 de diciembre).

En el caso que nos ocupa, no se da ninguna de las circunstancias que justifican la figura del Decreto-ley. Se incumple el procedimiento establecido en el Reglamento de Dominio Público Hidráulico (RDPH), para pasar del Régimen especial al Régimen general.

En efecto, la disposición Transitoria Segunda del RDPH dice que:

"La excepción contemplada en el apartado 2 del artículo 84 de este Reglamento se aplicará, durante el año 1986, aún cuando los acuíferos no hubieran sido declarados como sobreexplotados o en riesgo de estarlo, en aquellas zonas que, con anterioridad a la entrada en vigor de la LA, estaban sujetas a algún régimen especial de limitaciones de alumbramientos y explotación de aguas subterráneas, cuando el volumen total anual no sobrepase los 7.000 metros cúbicos...

Todo ello sin perjuicio de que, una vez realizado el estudio a que se refieren el apartado 3 del artículo 171 de este Reglamento, el organismo correspondiente pueda restablecer, en su caso, el régimen ordinario previsto en el Reglamento."

El apartado 3 del referido artículo (que hace referencia a la declaración de acuíferos sobreexplotados), dice:

"... el organismo de cuenca elaborará un estudio sobre la situación del acuífero en el que se justifique, en su caso, la declaración; para ello deberá solicitar informe al Instituto Geológico Y Minero de España.

A la vista del estudio y, en su caso del citado informe y oído el Consejo del Agua, la Junta de Gobierno resolverá expresa y motivadamente sobre la declaración provisional de acuífero sobreexplotado o en riesgo de estarlo".

El Reglamento de Dominio Público Hidráulico establece pues, el mismo procedimiento para pasar de régimen especial a régimen ordinario, que para la declaración de acuífero sobreexplotado.

Esta Disposición recoge de forma expresa, la posibilidad de exigir autorización, aun cuando el volumen total anual fuera inferior a los 7.000 m³/año, en aquellos lugares donde existiere un Régimen Especial, como es el caso de Baleares. Esta Disposición tenía vigencia a lo largo de 1986 y tal vigencia fue prorrogada anualmente mediante Decretos y posteriormente por el

Decreto 29/1995, de 23 de marzo (BOCAIB 6/4/95) en el que se establece, en su artículo 13, la necesidad de autorización para volúmenes de menos de 7.000 m³/año y posteriormente consolidada por la Ley 10/2003 de la CAIB.

Se incumple la Disposición adicional décimo quinta del Texto Refundido de la Ley de Aguas, sobre la consideración a los efectos de la Ley de Aguas, de las masas de agua subterráneas en riesgo (y por tanto, hay que suponer que con mayor motivo, las prorrogables y excepcionables), como acuíferos sobreexplotados.

En efecto, en la Ley 10/2003 de 22 de diciembre, de medidas tributarias y administrativas, de la CAIB, se establecía la necesidad de autorización para extracción de volúmenes anuales menores de 7.000 m³/año, consolidando así, el Régimen Especial vigente en Baleares desde 1969. Por otra parte, en su punto 3º, párrafo 3º, se decía que, "reglamentariamente, mediante Decreto de Consejo de Gobierno, se determinarán las condiciones técnicas generales para la realización de captaciones y abandonos, a las que deberán ajustarse los proyectos y su ejecución, con el fin de garantizar la protección del dominio público hidráulico ante todo tipo de contaminación. Para las captaciones de abastecimiento público se establecerán unas condiciones específicas".

En cumplimiento de esta disposición, se publica el Decreto 108/2005 de 21 de octubre, por el que se regulan las condiciones técnicas de autorizaciones y concesiones de aguas subterráneas y de ejecución y abandono de los sondeos en el ámbito de las Islas Baleares, BOIB núm. 163 de 29 de octubre 2005.

En él, se prohíbe toda nueva captación en la franja de 1 Km desde la línea de costa en la isla de Mallorca y de 500 m en las islas de Menorca e Ibiza. Para captar aguas subterráneas con contenido salino equivalente al del agua del mar, se establece una distancia máxima desde la línea de costa, de 100 m. Por otra parte, el decreto regula las condiciones de cementación de sondeos y su profundidad, para acuíferos libres (en función de su litología) y para acuíferos cautivos superpuestos y multicapa, así como los métodos de descenso de tubería, corona de cementación, utilización de centradores, cierre de la cabeza de la captación, estanqueidad de la misma, desinfección, contador volumétrico, etc., así como la responsabilidad de los directores técnicos en el cumplimiento de las condiciones impuestas. Se prohíbe también las nuevas captaciones en el perímetro de restricciones máximas, 250 m, de las captaciones para abastecimiento. Se regula asimismo, el abandono de sondeos y en su Artículo 9, dice "la Dirección General de Recursos Hídricos ha de establecer los medios de

inspección administrativa necesarios, para controlar el debido cumplimiento de las condiciones técnicas establecidas en el presente Decreto”.

La Propuesta de PHIB informada favorablemente por el CNA en marzo 2011, contenía (y aclaraba en el Anejo 3) la Normativa en vigor desde 2005.

La Ley 7/2012 de 13 de junio, de medidas urgentes para la ordenación urbanística sostenible, publicada en el BOIB número 26 de 18 de febrero de 2012, en su Disposición derogatoria punto 1, apartado I, se deroga el Decreto 108/2005 “sólo en lo que respecta a las autorizaciones de explotación de aguas subterráneas con volumen inferior a 7.000 m³/año” (al parecer se considera que, un sondeo mal construido que sólo saque 7.000 m³/año, no es una vía preferente de contaminación).

En el Plan Hidrológico aprobado en 2013, se elimina la obligatoriedad de cumplir cualquier norma técnica de ejecución de sondeos, dejando, al libre albedrío de directores facultativos y sondistas, la protección del Dominio Público Hidráulico.

Hay que recordar que, como se ha dicho, la Ley 7/2012 de 13 de junio, no deroga el Decreto 108/2005 de 21 de octubre, por lo que se refiere a las concesiones. Por otra parte, el Decreto 53/2012 de 6 de julio, sobre vigilancia sanitaria de las aguas de consumo humano de las Islas Baleares, publicado en el Boletín Oficial de las Islas Baleares (BOIB) número 100 de 12 julio 2012, <http://boib.caib.es/pdf/2012100/mp53.pdf>, establece en su Anexo I (Programa de vigilancia sanitaria de aguas de consumo humano de las Islas Baleares) punto 2.3.1, apartado b:

“A fin de proteger el Dominio Público Hidráulico de cualquier tipo de contaminación, la ejecución de los sondeos se ha de ajustar a las condiciones técnicas mínimas que establece el Decreto 108/2005...”

Por tanto, el nuevo texto normativo aprobado definitivamente en 2013, incumple la propia legislación autonómica o pretende, de forma encubierta, derogar esta legislación, sin citarla. Se considera, desde un punto de vista técnico, que las normas técnicas de construcción y abandono de sondeos que figuraban en la Normativa de 2011, deben ser las mínimas exigibles en todas las captaciones de aguas subterráneas, sin perjuicio de que los directores facultativos, en sus “proyectos”, puedan aplicar mejores técnicas (mayor espesor de tuberías, mayor espesor de cementación, cementación a través de válvula de fondo, etc.).

El Artículo 2, punto 1, del Decreto 108/2005, repetidamente citado y vigente desde el 2005 hasta la promulgación de la Ley 7/2012, establecía: "Las nuevas autorizaciones de explotación de aguas subterráneas en las Illes Balears, solamente se podrán conceder para caudales instantáneos máximos de 0,5 L/s y volúmenes máximos de 200 m³/año, para viviendas aisladas en suelo rústico que dispongan de cédula de habitabilidad o acrediten una antigüedad superior al 1 de marzo de 1987 a través del correspondiente certificado municipal o dispongan de licencia municipal de obra en ejecución..."

El Artículo 4, punto 1, del Decreto 108/2005 dice: "Se prohíbe toda nueva captación en la franja de 1 km de la línea de costa en la isla de Mallorca y de 500 m en las islas de Menorca e Eivissa, exceptuadas las captaciones de agua con un contenido de sal equivalente al agua de mar, a los efectos de desalación u otros usos debidamente justificados. Estas captaciones se realizarán previa autorización, en las condiciones técnicas que se establezcan en cada caso, según las características y situación hidrogeológica del acuífero, y a una distancia de la costa no superior a 100 m, salvo casos debidamente justificados mediante el oportuno estudio hidrogeológico".

La Ley 7/2012 citada, deroga todos estos aspectos. En el Plan aprobado inicialmente en 2011 se incluían todos ellos, mientras que en el Plan aprobado definitivamente en 2013, se realizan modificaciones sustanciales (ver punto 3.2.3.) que imposibilitan o dificultan el cumplimiento del Artículo 4 de la Directiva Marco del Agua y que atentan contra el principio general de precaución y de no deterioro adicional.

La Ley 13/2012 de 20 de noviembre, de medidas urgentes para la activación económica en materia de industria y energía, nuevas tecnologías, residuos, aguas, otras actividades y medidas tributarias, publicada en el BOE número 11 de 12 de enero 2013, (<http://www.boe.es/boe/dias/2013/01/12/pdfs/BOE-A-2013-355.pdf>), regula el otorgamiento de concesiones de caudales para actividades agrícolas y proyectos de nuevas inversiones, en su Artículo 25:

"1. Se pueden otorgar a las unidades hidrogeológicas clasificadas concesiones de aguas subterráneas para usos agrícolas y ganaderos hasta un máximo de 4 hectómetros cúbicos, que deben distribuirse por islas según su superficie agraria útil.

2. Pueden solicitar estas concesiones:

a) Los titulares de explotaciones agrarias incluidas en el Registro de Explotaciones Prioritarias de la consejería competente en materia de agricultura.

b) Los promotores de proyectos de nuevas inversiones en materia agrícola y ganadera, que deberán inscribirse en el Registro de Explotaciones Agrarias.

c) Los titulares de instalaciones agrícolas y ganaderas existentes que no dispongan de agua suficiente, con título habilitante, para su actividad.

3. Las solicitudes deben ir acompañadas, además de la documentación prevista en el artículo 184 del Reglamento del dominio público hidráulico, aprobado por el Real Decreto 849/1986, de 11 de abril, de un estudio agronómico, que debe contener como mínimo una memoria explicativa de la actividad agrícola o ganadera que se tiene que desarrollar, la superficie afectada por la actividad, el sistema de riego, el tipo de cultivo, el volumen máximo anual necesario y las necesidades hídricas mes a mes.

El sistema de riego propuesto debe garantizar una utilización eficiente del agua, de acuerdo con el tipo de cultivo y de explotación, y las mejores técnicas disponibles.

La Dirección General de Recursos Hídricos debe evaluar la adecuación del estudio agronómico en cuanto a las necesidades de agua en función del tipo de cultivo y de explotación agrícola o ganadera.

4. Se autoriza al consejero competente en materia de recursos hídricos para que, mediante una orden, pueda aumentar o disminuir la cantidad de hectómetros cúbicos indicada en el apartado 1 anterior, en función de las disponibilidades hídricas reales y la demanda existente.”

Ninguna referencia a la viabilidad de la explotación desde el punto de vista hidrogeológico, ni sus efectos sobre el Dominio Público Hidráulico.

Solamente resaltar algunos aspectos:

- El Plan Hidrológico de 2001, consideraba Unidades Clasificadas, aquellas con problemas de sobreexplotación, salinización o de explotación delicada, que podía llevar a alguno de estos procesos. Se corresponderían con las masas de agua subterránea en riesgo, prorrogables o excepcionables del actual proceso de planificación en cumplimiento de la Directiva Marco del Agua.
- Los problemas económicos de la agricultura en Baleares no lo son por falta de agua, puesto que los agricultores tienen derechos concesionales de aguas subterráneas que superan los 150 hm³, cuando sólo utilizan en la realidad alrededor de 45 hm³.

- La concesión de caudales en unidades clasificadas contradice cualquier lógica hidrogeológica, pone en riesgo el DPH y contradice los principios de la DMA.
- Los argumentos utilizados sobre la situación de niveles y otros aspectos no resisten un mínimo análisis realizado.

Conviene hacer algunos comentarios sobre estas leyes:

En primer lugar, las leyes que se comentan se han tramitado por el procedimiento de Decreto-ley convalidado por el Parlamento como Ley. Dado que no existe una mínima justificación de la "extraordinaria y urgente necesidad" ni se acredita la "conexión de sentido" entre las medidas adoptadas y dicha urgencia en todos los aspectos relacionados con el agua, estas leyes, en dichos aspectos, son de dudosa constitucionalidad sino claramente inconstitucionales.

Por lo que respecta a la Ley 7/2012 de 13 de junio sobre medidas urgentes para la ordenación urbanística sostenible en lo referente a la D.A. 6ª y la D.D. 1. b), c), k) y l) difícilmente es justificable la "extraordinaria y urgente necesidad" de pasar de un régimen especial (necesidad de autorización para captaciones de menos de 7.000 m³/año), vigente en Baleares desde 1969, al régimen general (simple obligación de registro), así como eliminar las normas técnicas en la ejecución de sondeos o permitir el riego de campos de golf con aguas subterráneas. Salvo que dicha "extraordinaria y urgente necesidad" se refiera a favorecer los intereses de Directores Facultativos y empresas de perforación, permitiendo hacer más sondeos, con menos condiciones técnicas y en su conjunto, grave perjuicio para el DPH.

Mientras se reclama insistentemente ante el Ministerio y ante Europa un tratamiento especial para Baleares (especialmente referido a agricultura) por el carácter insular, se considera que para los sondeos para captación de aguas con un volumen inferior a 7.000 m³/año, hay que ser "como los demás" (régimen general del Texto Refundido de la Ley de Aguas). En unas islas con 1.400 km de costa para una superficie de 5.000 km² y con problemas "endémicos" de salinización, la protección del Dominio Público Hidráulico pasa a un segundo término frente a intereses particulares.

En lo referente a la Ley 13/2012, de 20 de noviembre, de medidas urgentes para la activación económica en materia de industria y energía, nuevas tecnologías, residuos, aguas, otras actividades y medidas tributarias, solo cabe decir que desde un punto de vista hidrogeológico es una aberración técnica y

de gestión y representa una grave irresponsabilidad de la Administración Hidráulica que supedita su obligación de proteger el DPH y la gestión sostenible de los Recursos, a los intereses del sector agroindustrial.

En una Administración con un funcionamiento mínimamente independiente de los poderes políticos, los servicios jurídicos de la CAIB y de la Dirección General de Recursos Hídricos, hubieran exigido la justificación de la "extraordinaria y urgente necesidad" y la acreditación de la "conexión de sentido" entre las medidas adoptadas y dicha urgencia, en los aspectos relacionados con el agua, o hubiesen informado negativamente el procedimiento. O en su caso, la Abogacía General del Estado, hubiera interpuesto de oficio, recurso de inconstitucionalidad.

Ambas leyes incumplen el Artículo 249 del TCE sobre la obligación imperativa de los estados, de adoptar las medidas necesarias para alcanzar el resultado prescrito por una directiva, en este caso, la Directiva Marco del Agua, en su Artículo 4; y el Artículo 10 del TCE, puesto que el principio de lealtad comunitaria derivado de este artículo, prohíbe que una disposición del mencionado Estado miembro, pueda mermar el resultado pretendido por la Directiva, a corto, medio o largo plazo. La Ley 13/2012 incumple además, la disposición adicional decimoquinta del Texto Refundido de la Ley de Aguas y por tanto, la Directiva Marco del Agua.

Estado de las Masas de Agua Subterránea

Para valorar el estado de las masas de agua subterránea, es preciso conocer su estado cuantitativo, basándose en la evolución de niveles (redes de control de nivel freático o piezométrico), recarga, extracciones para abastecimiento y regadío, salidas al mar y con ello, el grado de explotación de los recursos disponibles; y el estado cualitativo, basándose en la red de control de calidad.

Red de control piezométrico.- La red consta de un total de 1.108 puntos de control activos actualmente (y 446 más, de baja en la actualidad pero que disponen de datos de algunos periodos de tiempo). Estos puntos se miden semestralmente en marzo-abril y en septiembre-octubre. De ellos, se miden además mensualmente, 737 puntos. Dentro de esta red se incluyen 397 puntos correspondientes a sondeos de reconocimiento geológico, con instalación de tubo piezométrico, realizados por distintas administraciones (SGOP, IGME, JAB y

DGRH) a lo largo de más de 40 años, desde 1967. Se realizaron 500 sondeos, de los que 103 están inutilizados por distintos motivos.

Dentro de esta red, se dispone de 36 limnigrafos de registro continuo con lectura horaria.

Recarga.- La recarga se ha estimado, para aquellas zonas con suelos desarrollados, por el método de balance hídrico del suelo, con cálculo de la evapotranspiración diaria y los parámetros de suelo obtenidos en la cartografía y caracterización de los mismos, realizado por la UIB para la Dirección General de Recursos Hídricos. Para las zonas con suelos esqueléticos sobre materiales carbonatados o con roca desnuda, se ha aplicado el método de Kessler, corregido con el porcentaje de cobertura vegetal, aforo de fuentes, evolución de niveles, etc. Se han contrastado los resultados con bibliografía internacional y con el mapa litológico, a escala 1:200.000, realizado por el IGME. En los casos en que se disponía de piezómetros con nivel freático a poca profundidad y un periodo de datos suficiente, se ha utilizado también, en ambos casos, el método de recesión de niveles.

Extracciones para abastecimiento y regadío.- Las extracciones para abastecimiento se han obtenido por lectura directa de 163 contadores, que representan aproximadamente un 50% de extracciones para este uso y el resto, a partir de los datos suministrados por los entes gestores.

La cuantificación de las superficies de regadío y por ende, la utilización de agua para el mismo, ha sido uno de los problemas recurrentes en la planificación hidrológica y fuente de discrepancias entre la administración hidráulica y los representantes de los agricultores.

Tradicionalmente, la Administración Hidráulica había utilizado para valorar las superficies de regadío, los datos estadísticos de los censos o de las encuestas agrarias (únicos datos oficiales disponibles), siendo conscientes de que en muchos casos, no se ajustaban a la "realidad terreno". A estas superficies se les aplicaba los volúmenes de agua obtenidos de balances hídricos de suelos, otros métodos estandarizados aceptados internacionalmente o las dotaciones establecidas en el Plan Nacional de Regadíos.

Para intentar ajustar los datos a la realidad terreno, se realizaron en 1996, las primeras campañas de delimitación de las superficies realmente regadas mediante teledetección, comparando las superficies regadas en verano de 1985 con las de verano de 1994. Posteriormente, se realizó el mismo estudio de teledetección con tres imágenes en distintas épocas, en el año 1997. En los años

1998, 1999, 2000 y 2001, se realizaron campañas de campo, de cartografía, por el método de "marcos de área", primero con dos campañas al año y posteriormente, con cuatro.

Con motivo del profundo debate realizado durante el Simposio, la Administración Hidráulica consideró necesario profundizar en el análisis detallado de las superficies anualmente regadas y del agua utilizada en función de los tipos de cultivo y el periodo vegetativo de los mismos. Para ello, se continuó con la cartografía de marcos de área, pero realizando campañas bimensuales, lo cual dotaba al método de mucha mayor precisión. Hay que resaltar que la superficie de dichos marcos de área, representa aproximadamente, el 10% de la superficie regable de las zonas estudiadas y que internacionalmente, se reconoce al método valor estadístico cuando cubre una superficie de entre el 2 y el 3%.

Por otra parte, en los años 2008 y 2009 se realizaron estudios de teledetección, con tres imágenes anuales y utilizando las disponibles de los satélites Landsat (pixel de 30x30 m) y Spot (pixel de 5x5 m).

A los datos obtenidos sobre superficies realmente regadas anualmente y en función de los cultivos y su ciclo de crecimiento, se les ha aplicado las dotaciones del balance hídrico de suelos, si se disponía de información suficiente, las dotaciones establecidas en la Instrucción de Planificación Hidrológica para zonas similares o las del Plan Nacional de Regadíos para Baleares.

Salidas al mar.- Para obtener las salidas al mar, se ha utilizado el método clásico de los gradientes, en aquellas zonas (la mayoría) en que se disponía de piezometría detallada. En los macizos calcáreos de la Sierra de Tramuntana y algunos de la isla de Ibiza, se ha utilizado el ajuste por balance y el "juicio experto", en función de la geología, número de surgencias conocidas, etc.

Estado cualitativo.- El estado cualitativo de las MAS se controla con la toma de muestras anual, en un total de 606 puntos (más 80 de baja en la actualidad pero que disponen de datos de algún periodo), en los que se realiza un análisis de los iones mayoritarios (análisis hidrogeoquímico). De esta red, un total de 385 puntos, se muestrean mensualmente para realizar un análisis "sencillo": pH, cloruros, nitratos y conductividad.

Las redes correspondientes al cumplimiento de la Directiva Marco del Agua, es decir, la red de vigilancia con 185 puntos, red de zonas protegidas con 141 puntos y red operativa con 124 puntos, así como la de análisis de sustancias

prioritarias, están incluidas en la anterior, pero se incrementa la frecuencia analítica de iones prioritarios, a dos veces al año.

En 60-70 piezómetros, incluidos en la red, se realizan registros de salinidad con periodicidad variable, como mínimo trianual.

Estado de las MAS.- La integración de todos estos trabajos ha permitido caracterizar el estado de las MAS con una aceptable fiabilidad. Esta caracterización se resume en las tablas 1 y 2.

En estas tablas se resume el grado de extracción respecto a entradas de recarga y respecto al recurso disponible, según balance actualizado realizado en 2014 por la DGRH, el estado cualitativo (S: intrusión; N: nitratos; SN: intrusión y nitratos; PET: derivados del petróleo y otros contaminantes; ZVN: zonas declaradas vulnerables) y propuesta de estado de las MAS para 2015. Estos datos son provisionales. En total resultan, 31 MAS en mal estado cuantitativo (explotación superior al 80%) sobre 87 y 41 MAS en mal estado cualitativo, no todas coincidentes, con lo cual resultan un total de 51 MAS en riesgo (todavía no se han definido las prorrogables y excepcionables). Por último, figura en la tabla el estado de las MAS según el vigente Plan Hidrológico de las Islas Baleares de 2013, con 45 MAS en mal estado (en riesgo, prorrogables y excepcionables).

Tabla 1. Estado de las masas de agua subterránea en la isla de Mallorca

Código	Balance 2014		Exp>80	S/N/SN/PET	ZVN	2015 (provisio nal)	Estado según PHIB 2013
	%Extracción respecto entrada	%Extracción respecto disponible	Estado Quantitat.	Estado Cualitativo			
1801M1	8,42%	38,08%		S		R	En riesgo
1801M2	52,26%	108,01%	X	S		R	Prorrogable
1801M3	11,49%	22,33%					En riesgo
1801M4	2,12%	3,70%					
1802M1	1,12%	1,83%					
1802M2	23,00%	23,00%					
1802M3	7,04%	7,04%					
1803M1	0,83%	1,50%					
1804M1	14,54%	24,42%					
1804M2	19,63%	92,45%	X	S		R	Prorrogable
1804M3	30,66%	38,99%		S		R	En riesgo
1805M1	3,30%	3,30%					
1805M2	10,98%	10,98%		S		R	En riesgo
1805M3	19,46%	19,46%			V	R	En riesgo
1806M1	0,24%	0,24%					
1806M2	2,15%	2,15%					
1806M3	13,51%	32,93%		S		R	
1806M4	36,30%	36,30%					
1807M1	10,15%	10,15%					
1807M2	5,60%	5,60%					
1808M1	69,13%	69,13%					
1808M2	0,85%	0,85%					
1809M1	53,03%	53,03%					
1809M2	120,24%	120,24%	X			R	
1810M1	2,49%	2,49%					
1811M1	38,86%	41,64%		SN	V	R	Excepcionable
1811M2	63,75%	73,66%		S	V	R	Prorrogable
1811M3	69,08%	69,08%		N	V	R	Prorrogable
1811M4	29,94%	29,94%			V	R	En riesgo
1811M5	98,67%	98,67%	X		V	R	En riesgo
1812M1	27,23%	27,23%					
1812M2	38,73%	44,43%		S		R	Prorrogable
1812M3	20,30%	73,86%		S		R	En riesgo
1813M1	114,12%	161,45%	X	S		R	Prorrogable
1813M2	4,53%	12,68%		S?		R	Prorrogable
1814M1	42,55%	57,30%		S		R	En riesgo
1814M2	34,29%	277,46%	X	SN		R	Excepcionable
1814M3	76,57%	118,11%	X	SN	V	R	Prorrogable
1814M4	34,63%	34,63%		PET/N	V	R	Prorrogable
1815M1	34,42%	34,42%					
1815M2	36,19%	36,19%					
1815M3	29,93%	29,93%					
1815M4	101,50%	101,50%	X			R	
1816M1	46,80%	46,80%					En riesgo
1816M2	17,21%	98,33%	X	S		R	En riesgo
1817M1	73,66%	109,11%	X			R	
1817M2	114,18%	125,10%	X	S		R	
1817M3	84,00%	84,00%	X	S Puntual		R	
1817M4	73,06%	73,06%					
1817M5	6,87%	25,15%					
1817M6	8,16%	8,16%					
1818M1	107,23%	107,23%	X	N	V	R	Prorrogable
1818M2	96,16%	96,16%	X			R	En riesgo
1818M3	81,47%	81,47%	X			R	
1818M4	77,88%	77,88%		N		R	
1818M5	50,71%	50,71%					
1819M1	98,29%	98,29%	X	S		R	En riesgo
1819M2	111,28%	111,28%	X	S		R	En riesgo
1820M1	16,72%	136,91%	X	S		R	Prorrogable
1820M2	13,41%	93,81%	X	S		R	Prorrogable
1820M3	7,87%	78,47%	X	S		R	En riesgo
1821M1	17,14%	87,72%	X	S		R	En riesgo
1821M2	29,80%	169,51%	X	SN	V	R	Excepcionable
1821M3	55,05%	55,05%					

Tabla 2. Estado de las MAS en las islas de Menorca, Eivissa y Formentera

	Balance 2014		Exp>80	S/N/SN/PET		2015 (provisio nal)	Estado según PHIB 2013
Código	% Extracción respecto entrada	%Extracción respecto disponible	Estado Cuantita tivo	Estado Cualitativo	ZVN		
Menorca							
1901M1	41,15%	181,87%	X	SN	V	R	Prorrogable
1901M2	16,93%	65,29%			V	R	En riesgo
1901M3	35,87%	157,34%	X	SN	V	R	Prorrogable
1902M1	47,27%	47,27%					
1903M1	8,82%	44,17%					Prorrogable
1903M2	13,04%	16,06%		S		R	Prorrogable
Eivissa							
2001M1	25,31%	122,84%	X			R	
2001M2	29,12%	63,02%		S		R	
2002M1	40,54%	78,62%	X	S		R	En riesgo
2002M2	62,55%	110,85%	X	S		R	En riesgo
2002M3	48,57%	48,57%	X			R	
2003M1	118,46%	151,31%	X	S		R	Prorrogable
2003M2	90,43%	192,45%	X	S		R	En riesgo
2003M3	76,93%	76,93%					
2003M4	43,03%	43,03%					
2004M1	48,17%	54,38%					
2004M2	94,65%	115,75%	X	S Puntual		R	
2005M1	22,33%	107,25%	X	S		R	En riesgo
2005M2	31,38%	97,29%	X	S		R	En riesgo
2006M1	99,42%	99,42%	X	PET		R	
2006M2	42,07%	110,69%	X	S		R	Prorrogable
2006M3	113,31%	119,41%	X	S		R	Prorrogable
Formentera							
2101M1	12,66%	67,08%		S		R	Prorrogable

El estado de las Masas de Agua Subterránea se sintetiza gráficamente en las figuras 1 y 2.

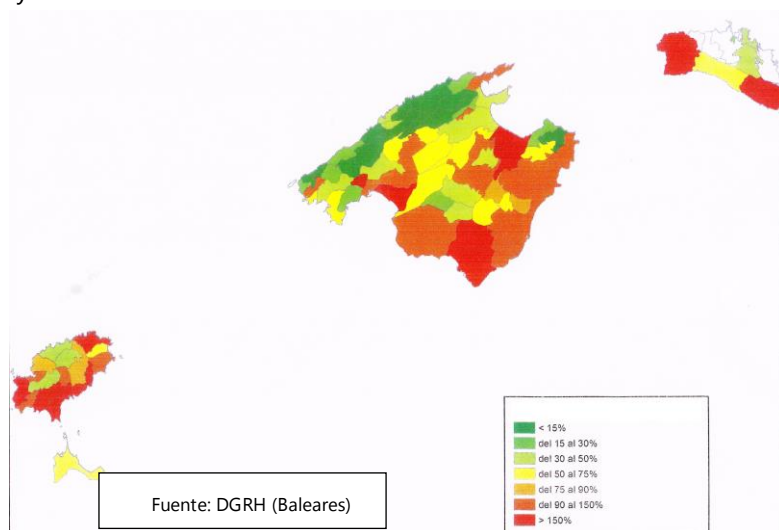


Figura 1. Grado de explotación de las masas de agua subterránea

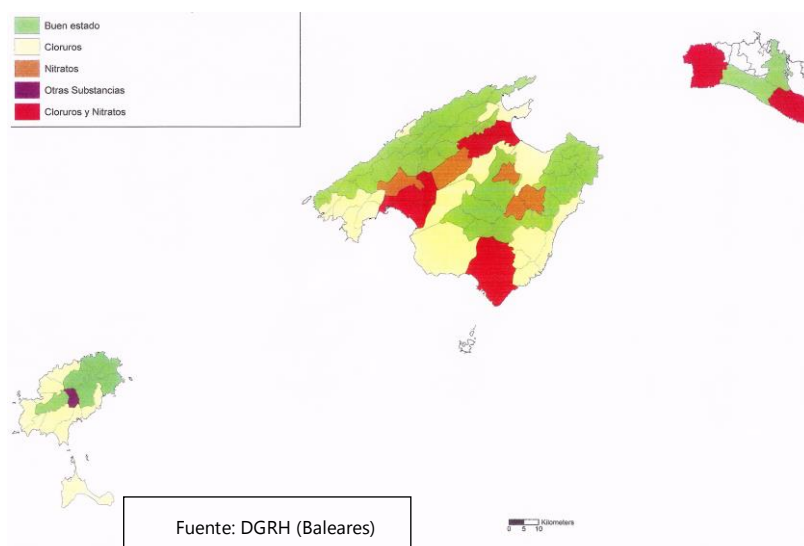


Figura 2. Estado cualitativo de las masas de agua subterránea

Comparación entre la propuesta aprobada inicialmente en 2011 y la Normativa aprobada definitivamente en 2013

Dada la profundidad y alcance de la desregulación planteada, la comparación se centra en los aspectos que se consideran más relevantes, que en conjunto, representan un claro retroceso respecto a la Normativa de 2011 en la protección del recurso y del medio ambiente, imposibilitando o dificultando seriamente el cumplimiento de los objetivos fijados en el artículo 4 de la Directiva marco del Agua, así como los objetivos de la "Directiva de Aguas Subterráneas" y de la "Directiva de Inundaciones".

La redacción de la nueva Normativa 2013 permite una amplia discrecionalidad de la Administración y crea inseguridad jurídica en los ciudadanos, haciendo la Administración Hidráulica dejación constante de sus responsabilidades.

La jurisprudencia reiterada de la Unión Europea establece que "Las disposiciones de una directiva deben ejecutarse con indiscutible fuerza imperativa, con la especificidad, precisión y claridad necesaria para cumplir la exigencia de seguridad jurídica". Ninguno de estos requisitos se cumple en la Normativa de 2013.

El Plan Hidrológico aprobado inicialmente por el Consejo de Gobierno de las Islas Baleares (el 25 de febrero 2011) e informado favorablemente por el Consejo Nacional del Agua el 24 de marzo 2011, junto con la documentación técnica y la documentación generada en el proceso de Participación Pública, pueden consultarse en los enlaces:

<http://dma.caib.es/sacmicrofront/contenido.do?mkey=M0808011112185729323&lang=ES&cont=40949>

<http://dma.caib.es/sacmicrofront/contenido.do?mkey=M0808011112185729323&lang=ES&cont=6477>

El Plan Hidrológico aprobado definitivamente en 2013, mediante el Real Decreto 684/2013 de 6 de septiembre por el que se aprueba el Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de las Illes Balears. Publicado en el BOE Núm. 215 de 7 de septiembre, páginas 65340 65342:

http://www.boe.es/diario_boe/txt.php?id=BOE-A-2013-9429

Extracciones de agua subterránea

En la Normativa 2011 (artículo 68, cuadro 22 y artículo 69.6. y anejo 2) se fijaban distancias entre captaciones, en función de los caudales instantáneos y los volúmenes anuales y por tanto, de los radios de influencia, para evitar sobredescensos de nivel en los acuíferos. Estas distancias iban entre 100 y 500 m. En el Plan aprobado actualmente, Normativa 2013, se fija una distancia única de 100 m (artículo 59.e.).

Para justificar esta medida, se argumenta en el Anejo al Informe de Sostenibilidad Ambiental del PHIB, de abril del 2013, en su anexo de exposición de motivos de los cambios producidos (página 28): "Las distancias entre captaciones son las que marca la Ley y el reglamento de Aguas Estatales, en general 100 m, para mantener los caudales por encima de los 0,15 L/seg (sic)", ocultando con ello el contenido real de la normativa estatal, que en artículo 87.2 del RDPH establece que "...Las distancias mínimas entre estos (pozos) o entre pozos y manantiales, serán las que señale el Plan Hidrológico de Cuenca y en su defecto...". La Ley de Aguas y el Reglamento de Dominio Público Hidráulico priorizan las decisiones de los planes hidrológicos de cuenca sobre las condiciones establecidas por defecto en la legislación estatal, ya que dichos planes hidrológicos, son los instrumentos previstos en la Ley de Aguas y sus reglamentos, para la aplicación de la misma a los distintos territorios, teniendo en cuenta sus diversas características. La utilización de lo establecido por defecto en la normativa estatal, como se hace habitualmente en la normativa 2013 del Plan Hidrológico, desvirtúa por completo la función instrumental de los planes de cuenca.

En un territorio con una densidad media de 12 captaciones/km² que, dadas las diferencias topográficas, litológicas y de uso, alcanza en algunas zonas los 25 pozos/km² (llegando a ser de más de 35 pozos /km² localmente), la fijación de la distancia de 100 m entre captaciones, permite un potencial incremento del número de sondeos de entre el 250 y el 400% como mínimo. Se incumple por otra parte, el artículo 54.4 del Reglamento de Planificación Hidrológica.

En la Normativa 2011 (artículo 69.2.) era obligatoria la autorización administrativa para los pozos de menos de 7.000 m³/año. Se sustituye por una comunicación previa en las masas de agua en buen estado o en riesgo (artículo 61.1 y 2 de la Normativa 2013), incumpliendo la disposición adicional 15ª del TRLA y por tanto, de la Directiva Marco del Agua.

En las zonas costeras, se prohibía toda captación en la franja de 1.000 m desde la costa, en la isla de Mallorca, y 500 m en Menorca, Ibiza y Formentera (artículo 69.4. de la Normativa 2011). Con la nueva Normativa 2013, se permiten captaciones de hasta 500 m³/año en toda la franja entre 200 y 1.000 m desde la costa, (artículo 59.k.). Curiosamente, para viviendas aisladas en suelo rústico en todas las demás zonas, se permite un máximo de 400 m³/año (artículo 61.3.).

En la N 2011 (artículo 78.4.a.) se permitía captar agua con contenido salino equivalente al del mar, en la franja de 100 m desde la costa. Con la Normativa 2013 se permite en la franja de 200 m (artículo 59.k.).

Pero resulta especialmente grave, el primer párrafo del artículo 59.k., en el que se dice: "La Administración Hidráulica determinará previo estudio de las características hidrogeológicas, de la calidad y cantidad de las aguas de las masas de agua subterráneas y del estado del frente salino, las distancias costeras en las cuales quedarán prohibidas las perforaciones para captación de agua subterránea con un contenido en sal inferior al agua del mar". Con ello, se oculta que la Administración Hidráulica, dispone de estudios geológicos e hidrogeológicos muy detallados, realizados por la propia Administración Hidráulica y otros organismos oficiales, como el Instituto Geológico y Minero, seguimiento de las redes de control, tanto de piezometría como de calidad (en los principales acuíferos desde hace más de 40 años), con una densidad de puntos de control de las mayores de Europa, así como registros verticales de conductividad-temperatura. Todo ello permite definir perfectamente, la situación de las masas de agua y de la interfases ("frente salino"). Por otra parte, buena parte de estos datos se han presentado a nivel nacional e internacional, en publicaciones científicas y tesis doctorales. Por tanto, la Administración Hidráulica conoce perfectamente que los sondeos que se autoricen en esta franja costera extraerán previsiblemente agua salobre.

En la Normativa 2013 se permiten concesiones en las masas en riesgo, sin limitación de volumen anual y con una distancia de 100 m, incumpliendo la disposición adicional 15ª del TRLA y por tanto la Directiva Marco del Agua. En la Normativa anterior, antes de la modificación del TRLA, se permitían concesiones de hasta un máximo de 15.000 m³/año a un mínimo de 500 m de distancia y previo estudio hidrogeológico que justificase la no afección al acuífero (artículo 68.2 cuadro 22).

Se permiten las concesiones agrícolas en las masas de agua prorrogables y excepcionables (artículo 60.1.b. de la N 2013) sin límite de volumen anual ni de caudal instantáneo y a una distancia mínima de 100 m, en base al art. 25 de la

Ley 13/2012, sólo para determinadas explotaciones agrícolas e inversiones agrícolas y ganaderas, incumpliendo la disposición adicional 15ª del TRLA. En la Normativa de 2011 (anterior a la modificación del TRLA), se permitían las concesiones, en las masas de agua "prorrogables", hasta un máximo de 10.000 m³/año, en masas de agua prorrogables, a 500 m de distancia y previo informe hidrogeológico que justificase la no afección al acuífero (artículo 68.2. cuadro 22) y se prohibían en las "excepcionables".

La desregulación producida en los aspectos referidos a las extracciones de agua subterránea, es especialmente grave. En efecto, en un territorio con unos porcentajes de explotación de sus recursos subterráneos medios disponibles, entre el 90 y el 155%; en el que, como consecuencia de la salinización producida por una excesiva explotación, proliferan las desaladoras y en el que es necesario reducir las extracciones de aguas subterráneas en la mayoría de las MAS, para conseguir una explotación sostenible, se opta por unas medidas que permiten más extracciones, especialmente en las zonas más comprometidas. Ello representa una aberración desde el punto de vista hidrogeológico, una dejación de responsabilidades de la Administración Hidráulica, hace incumplible el artículo 4 de la Directiva Marco y por tanto, incumple el artículo 288 del TFUE y el 4 del TUE.

Asignación de recursos subterráneos para agricultura

En la Normativa de 2011, el consumo humano disperso (doméstico) se incluía con el de abastecimiento (artículos 46, 49, 52 y 55). En la actual Normativa 2013 (artículos 44, 47, 50 y 53), se incluye el consumo humano disperso en la asignación de recursos subterráneos para usos agrarios, doblando prácticamente dicha asignación respecto a las extracciones reales para agricultura. De este modo, se pasa de una asignación de aguas subterráneas para agricultura, de 45,53 hm³ en la N 2011 a 79,45 hm³ en la N de 2013. Se contraviene así la Directiva Marco del Agua, el Reglamento de Planificación Hidrológica (art. 14), la Instrucción de Planificación (puntos 3.1.2.2 y 3) y entra en contradicción con el articulado del propio Plan (artículo 29.a).

En la N 2011 (artículo 33), se establecían dotaciones brutas medias, zonificadas en la isla de Mallorca, en función de las necesidades de cada zona. En la actual N 2013 (artículo 33.2.), se establecen dotaciones máximas

unificadas, sin tener en cuenta la existencia de pluviometrías muy distintas (de 1.200 mm/año a 400 mm/año). Se incrementan las dotaciones máximas para regadío, por encima de los datos disponibles de necesidades de agua según cultivos y zonas en las islas y por encima de las que figuran en la Instrucción de Planificación Hidrológica (anexo IV, tabla 52) para zonas con climatologías similares a las de las islas.

Por otra parte, el reglamento de Dominio Público Hidráulico, modificado por el R.D. 1290/2012, establece en su Artículo 156 bis. Acreditación de menor dotación y ahorro, en su punto primero:

1. Para la acreditación a que hace referencia el Artículo 65.2 del TRLA, aprobado por el Real Decreto 1/2001 de 20 de julio (BOE núm. 176 de 24 de julio), se tendrán en cuenta, entre otros, los criterios siguientes:

a) Las dotaciones máximas establecidas en el Plan Hidrológico

Con la sobreasignación de recursos subterráneos utilizados por la agricultura, respecto a los realmente utilizados y el incremento de las dotaciones máximas concesionales para la misma, en relación al citado artículo 156 bis, los agricultores de regadío de Baleares que perciben pagos de la PAC, podrían justificar ante la misma y ante la Comisión Europea, ahorros de agua inexistentes.

Hay que tener en cuenta que, las ayudas directas de la Política Agraria Común (PAC) han representado en los dos últimos años para Baleares, un montante económico de unos 7.000.000 euros anuales. Para el periodo 2015-2020, según la información de la prensa, la financiación con el Fondo Europeo Agrícola de Desarrollo Rural, correspondiente al Plan de Desarrollo Rural, será de 61.000.000 euros, mientras que las ayudas directas de la PAC todavía están por concretar.

a) Contaminación difusa por nitratos de origen agrario

La Normativa 2011 establecía detalladamente en los artículos 146 a 156 y en el Anexo 9, las medidas necesarias para luchar contra la contaminación difusa de origen agrario.

En la Normativa 2013, se elimina el Anexo nº 9 de la anterior normativa 2011, que incluía el Plan de Acción para las zonas vulnerables, aprobado por Resolución de la Consejera de Agricultura y Pesca de 6 de mayo de 2009, por la que se aprueba el programa de actuación aplicable a las zonas declaradas vulnerables en relación con la contaminación de nitratos de origen agrario de

las Islas Baleares (publicada en el BOIB núm. 73 extraordinario, de 20 de mayo 2009) y se sustituyen los artículos anteriores por tres artículos, 105, 106 y 107, uno de ellos vergonzante (artículo 106), que dice: "En caso de que la Administración Hidráulica o la Administración responsable de la gestión agrícola y ganadera, detecten episodios de contaminación por nitratos de las aguas subterráneas de origen agrícola y/o ganadero, se llevarán a cabo por la Administración competente en materia agraria las oportunas inspecciones. Los resultados de dichas inspecciones se remitirán a la Administración Hidráulica en el marco de la colaboración que se haya establecido a estos efectos". En la Normativa de 2013, por otra parte, no se hace ni siquiera referencia, al citado plan de acción. Con ello se incumplen los artículos 45.3, 49.2 y 51.1 del Reglamento de Planificación Hidrológica y el compromiso de la Administración Balear ante la Comisión Europea de incluir la obligatoriedad de estos aspectos en el Plan Hidrológico, para evitar una sanción por incumplimiento de la Directiva de Nitratos (Anejo nº 3) y la Administración Hidráulica hace dejación de sus obligaciones y responsabilidades como autoridad de la Demarcación Hidrográfica.

Las medidas adoptadas hasta la fecha por la Administración competente en materia de agricultura, han demostrado su insuficiencia. En efecto, en la zona declarada inicialmente como vulnerable en Baleares (Sa Pobla) hace más de 15 años, no se ha conseguido invertir las tendencias y los valores medios de contaminación son de 150 mg/L de ión nitrato. Y ha obligado a la CAIB, por emplazamiento de la Comisión Europea y para evitar una sanción por incumplimiento de la Directiva de nitratos, a ampliar notablemente el número de zonas vulnerables.

- b) Contaminación puntual
 - Depósitos enterrados

En la Normativa 2011 se regulaba y se planteaban las medidas necesarias para prevenir y actuar contra los episodios de contaminación, en el artículo 113 y en el Anejo 8. En especial en el punto 10 del citado artículo (en relación con el Anejo 8), se establecía la obligatoriedad de inicio del protocolo de descontaminación. En la N 2013 se elimina el Anejo nº 8 de "Criterios de control y protocolo de actuación de descontaminación de las aguas subterráneas producida por fugas en depósitos y conducciones enterradas" y la obligación de tener piezómetros de control. Se sustituyen los artículos de la Normativa anterior 2011, por el artículo nº 108, en que se dice:

"1. En caso de que la Administración Hidráulica o la Administración competente en materia de Industria, detecten episodios de contaminación derivada de fugas o depósitos de instalaciones industriales o hidrocarburos, se llevarán a cabo por la Administración competente en materia de industria, las oportunas inspecciones. Los resultados de dichas inspecciones se remitirán a la Administración Hidráulica, en el marco de la colaboración que se haya establecido a estos efectos".

De nuevo la Administración Hidráulica, como en el epígrafe anterior referido a la contaminación difusa, renuncia a imponer medidas preventivas y hace dejación de sus responsabilidades, puesto que si detecta un episodio de contaminación (se supone que en el acuífero), tiene la obligación de actuar, sin perjuicio de solicitar a la Administración competente en materia de Industria, la correspondiente inspección de las instalaciones.

La Ley 26/2007 de 23 de octubre, de Responsabilidad Medioambiental, BOE núm. 255 de 24 de octubre 2007, dice en su preámbulo: "La dimensión reparadora del nuevo régimen de responsabilidad medioambiental no debe en ningún caso, minusvalorar su dimensión preventiva. Antes al contrario, debe ser objeto de especial atención, tanto en su regulación como en su aplicación administrativa....". Regula, en sus artículos 9 y 17 al 22, las obligaciones de los operadores y de la Administración. Entre ellos la obligación del operador, de comunicación inmediata de la existencia de daños medioambientales o amenaza de los mismos (artículo 9.2. y 17.4.) y de adopción inmediata de medidas reparadoras (artículo 17.1 y 17.2, 19.1 y 21.1). Por otra parte, según el artículo 22.1: "La autoridad competente velará para que el operador adopte las medidas de prevención, de evitación o de reparación de los daños medioambientales...".

En el articulado de la Normativa 2011 se recogían estas obligaciones de la Directiva. Por otra parte, la inclusión de los protocolos de actuación y de adecuación de las instalaciones (consideradas medidas básicas por la Instrucción de Planificación) y las medidas de prevención, además de ser una obligación de la Administración Hidráulica, por lo que respecta a la protección del recurso, facilita a los operadores el cumplimiento de las obligaciones que les impone la ley de Responsabilidad Medioambiental y les da seguridad jurídica.

Hay que resaltar que las medidas de control de pérdidas en instalaciones industriales, especialmente en depósitos enterrados, rara vez permiten identificar y valorar, los riesgos y la contaminación en las aguas subterráneas, si no existen piezómetros perimetrales de control que permitan su detección

temprana, su caracterización y el inicio inmediato de actuaciones correctoras. Si no es así, no se detecta dicha contaminación hasta que alcanza los acuíferos y se produce afección a alguna captación, con lo cual el daño ya se ha extendido (y habitualmente, creado alarma social). Las inspecciones llevadas a cabo entonces por la Administración responsable de Industria en las instalaciones, suelen en estos casos llegar tarde, cuando la instalación ya se ha reparado, el daño ambiental se ha extendido y su coste de remediación, multiplicado por 10.

- Polígonos industriales

En la Normativa 2011 se regulaban los vertidos, en los artículos 109 a 113. En el artículo 110.9. se regulaban los vertidos industriales y en concreto, en su apartado h, se regulaban el protocolo de descontaminación. En la N 2013 se elimina cualquier obligatoriedad de tratamiento y gestión de las aguas industriales o de escorrentía en recintos industriales y el protocolo de actuación en caso de episodio contaminante. A este respecto, es aplicable lo dicho en el apartado anterior.

- Fosas sépticas o sistemas autónomos de depuración

En la Normativa 2011, en su artículo 106.3., se exigía declaración simplificada de vertido y su correspondiente autorización. En el artículo 108, se regulaba para dichos sistemas autónomos el rendimiento exigible, los sistemas de diseño y la gestión del efluente, todo ello en relación con el anejo 6. Se adaptaba con ello a las características hidrogeológicas y de vulnerabilidad de las islas, la norma europea UNE-CENT/TR 12.566.

En la Normativa 2013 se sustituye la autorización de vertido o declaración simplificada de vertido, como se pide en el resto del Estado, por una declaración responsable (artículo 81.3.) que permite el inicio de las obras sin ninguna autorización. Se rebajan los estándares de calidad del efluente (artículo 81.2.), sin tener en cuenta los grados de vulnerabilidad de los acuíferos. Con ello se incumple el art. 253 del Reglamento de Dominio Público Hidráulico y el artículo 49.1. del Reglamento de Planificación Hidrológica.

- c) Normas técnicas de captaciones, estudios hidrogeológicos y perímetros de protección

El Decreto 108/2005 de la CAIB, fijaba las normas técnicas mínimas de ejecución de sondeos. Dichas normas se recogían, ampliadas al abandono de sondeos, en los artículos 68.8., 69.7., 70.1. y Anejo 3 de la Normativa de 2011. La Ley 7/2012 de la CAIB anulaba dicho decreto para las captaciones de menos de 7.000 m³/año.

La N 2013 establece como único requisito técnico, el sellado del sondeo hasta una profundidad, como mínimo, de 3 metros (artículo 59.1.i.), tanto para autorizaciones como para concesiones, aunque en diferentes artículos se refiere a las "Normas técnicas de ejecución de captaciones", como se ve, inexistentes. En el artículo 63.2. se especifica que el Anejo 2 (Anejo 3 de la Normativa de 2011), " no tiene en ningún caso carácter normativo". Se incumple con ello, el Decreto 53/2012 de la CAIB, sobre vigilancia sanitaria.

Hay que resaltar, que las normas técnicas que figuraban en la N 2011, se basaban en una adaptación a las características hidrogeológicas de las islas y a la capacidad técnica de las empresas de sondeos presentes en las mismas, de las normas técnicas aceptadas internacionalmente y del documento "Propuesta de normas técnicas para construcción y abandono de sondeos", realizado por el Instituto Geológico y Minero de España, en el marco del Convenio entre dicho Organismo y la Dirección General de Recursos Hídricos, así como en las alegaciones presentadas por el mismo al borrador del Plan.

Con la desregulación producida en la N 2013, se deja a la buena voluntad (y a los intereses económicos) de los directores facultativos y sondistas, el cumplimiento de unas buenas prácticas aceptadas internacionalmente y no se garantiza en modo alguno, la estanqueidad de las tuberías ante intrusiones externas, el aislamiento entre acuíferos distintos, etc. De nuevo en este caso, la Administración Hidráulica hace dejación de sus responsabilidades e incumple el artículo 6.1.a y b del Real Decreto 1514/2009 de 2 de octubre, por el que se regula la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro (BOE núm. 255 de 22 octubre 2009) y por tanto, la Directiva 2006/118/CE.

En la N 2011 se regulaban los perímetros de protección en los artículos 138 a 142 y en concreto, en el 140 y 141, los perímetros de protección para captaciones de abastecimiento a poblaciones. En la N 2013 (artículo 101) vacía de contenido los perímetros de protección, ya que pueden autorizarse canteras, sondeos (¡con las distancias mínimas de 100 m, podrían autorizarse casi 400 sondeos!), industrias contaminantes, etc. en el perímetro de restricciones máximas de 250 m. En el perímetro de restricciones moderadas de 1.000 m, se pueden instalar hasta vertederos de sustancias peligrosas sin medidas correctoras. En relación con el resto de los contenidos, se incumple la obligación de adoptar las medidas necesarias para proteger las áreas de captación o zonas de salvaguarda, tanto en calidad como en cantidad y se permite una absoluta discrecionalidad de la Administración.

De acuerdo con el artículo 7.3 de la Directiva Marco del Agua, todas las masas de agua que se usen para abastecimiento (que proporcionen más de 10 m³/día o abastezcan a más de 50 personas), deben considerarse áreas protegidas y en ellas aplicar las medidas necesarias para proteger los recursos para abastecimiento y para alcanzar los objetivos previstos por el artículo 4 de la DMA.

Las medidas pueden ser generales para la masa o para todo el territorio, o específicas para la zona de salvaguarda o perímetro de protección. Dado que en la N 2013 no se concretan medidas a nivel general para prevenir la contaminación difusa, ni la contaminación puntual (industria, tanques enterrados, etc.) y se vacía de contenido las de los perímetros de protección, se incumple el citado artículo 7.3 y en consecuencia, el artículo 4 de la Directiva Marco y por supuesto, se ignora cualquier criterio hidrogeológico.

En la Normativa 2011, asumiendo las alegaciones del IGME y de la Asociación de Geólogos de Islas Baleares, se fijaba (anexo 7) el contenido mínimo de los estudios hidrogeológicos, en función de sus diferentes objetivos (vertidos, concesiones de aguas subterráneas, inyección o recarga), ya que las necesidades de información y análisis son diferentes en cada caso. En la N 2013 (anexo 7) se eliminan estos contenidos mínimos y se sustituye por los contenidos de los estudios hidrológicos-hidráulicos en zonas inundables, que se establece como obligatorio en el artículo 129.10. Sin perjuicio de que sea necesario establecer los contenidos mínimos para los estudios hidrológicos-hidráulicos de las zonas inundables, que en cualquier caso presentan una menor casuística y diversidad que los estudios hidrogeológicos, es preciso definir los contenidos de estos últimos en función de sus objetivos: concesión de captaciones, vertido, recarga artificial. Todo ello para establecer unos mínimos exigibles de calidad, dar seguridad jurídica a los técnicos que los realizan y evitar discrecionalidades innecesarias de la Administración.

d) Control de extracciones

En la Normativa 2011 se regulaba el control de aprovechamientos (artículos 84 al 99), en base a la Orden ARM/1312/2009 (BOE núm. 128, de 27 de mayo de 2009), adaptada a las condiciones de las islas y en el anexo 4 se establecían los modelos precisos de las fichas para la llevanza del libro de control de aprovechamientos, tanto de aguas subterráneas como superficiales. En la N 2013 se elimina todo ello y en el artículo 159.1.g., se remite a una futura regulación reglamentaria y en el artículo 72, se remite a la citada orden

ministerial. Se incumple el artículo 55.4 del TRLA y la Ley 10/2003 de la CAIB de 22 de diciembre (BOIB núm. 179 extraordinario, de 29 diciembre 2003).

e) Gestión conjunta de Masas de Agua Subterránea

En la Normativa 2013 (artículo 10.3.) se establece la posibilidad de un tratamiento unitario, a efectos de gestión, de masas de agua similares. Pero no se especifica si dichas masas son contiguas o no, ni se tiene en cuenta el estado cuantitativo de las mismas. De hecho, de acuerdo al contenido del documento "Anejo al Informe de Sostenibilidad Ambiental" sometido a información pública con el Plan aprobado en 2013, el objetivo es "equilibrar los balances", lo cual traducido al lenguaje coloquial significa que "si una masa tiene excedentes y otra déficit, poder dar un poco de agua en esta última".

Conclusiones

De lo expuesto anteriormente, se pueden deducir las siguientes conclusiones:

- Se ha producido una desregulación normativa que hace difícilmente alcanzables los objetivos medioambientales de la Directiva Marco del Agua y de la Directiva de Aguas Subterráneas.
- Se incumple el principio de lealtad legislativa.
- Se incumplen diversos artículos del TRLA, del Reglamento del Dominio Público Hidráulico y del Reglamento de Planificación Hidrológica y de la Directiva Marco del Agua.
- Se desprotegen las aguas subterráneas.
- La Administración Hidráulica hace dejación de sus funciones como autoridad responsable de la Demarcación Hidrográfica.

Radio aparente de un pozo en mallas de Elementos Finitos

Martí Bayer Raich¹

Palabras clave: elementos finitos, modelo flujo, radio aparente, pozo

Resumen

En los modelos de Elementos Finitos de flujo de agua subterránea, es frecuente que los pozos de bombeo y/o observación se representen con nudos de la malla. En esta comunicación analizamos la influencia del tamaño de los elementos de la malla cerca de un pozo.

Dado que un nudo de la malla no tiene asignado radio alguno (se podría considerar radio cero) planeamos la pregunta: Tomando un dominio circular y fijando el nivel en el pozo y en un radio exterior, ¿cuál es el caudal de extracción/inyección que corresponde a este descenso/ascenso de nivel? Los resultados indican que el caudal depende de la malla utilizada y que para mallas cada vez más refinadas el caudal puede ser arbitrariamente pequeño. Derivamos una ecuación que permite obtener el radio aparente del pozo para una malla a partir del nivel observado en un punto, la distancia de este punto al pozo y el caudal de bombeo (o inyección).

¹ Amphos21

Transitorio de la inyección de CO₂ a lo largo de una tubería

Víctor Bezos Pina¹, Jesús Carrera Ramírez², Luit J. Slooten¹, Juan J. Hidalgo¹

Palabras clave: dióxido de carbono, almacenamiento, inyección, CCS

Resumen

Uno de los procesos que intervienen en el almacenamiento geológico de CO₂ es el descenso de este fluido desde la superficie al reservorio. Dicho descenso se realiza por una tubería y sigue las normas de la mecánica de fluidos. El objeto de este trabajo es analizar las condiciones óptimas y seguras de la inyección de CO₂. La inyección de fluidos en una tubería habitualmente se resuelve mediante la conservación de masa, momento y energía.

En este trabajo se propone simplificar la complejidad de estas ecuaciones de balance para casos de moderada velocidad, despreciando los términos inerciales. La conservación de momento la aproximamos mediante la generalización de una de las formulas habitualmente usadas para el cálculo de velocidades en conductos (fórmula de Manning, ecuación de Darcy-Weisbach o formula de Hazen-Williams) para fluidos compresibles, con viscosidad y densidad variables.

La validación de la formulación propuesta se ha realizado con un modelo en régimen transitorio de inyección de CO₂ en una tubería vertical con intercambio térmico con las paredes de la tubería. La termodinámica del CO₂ se ha calculado con las ecuaciones de estado propuestas por Span and Wagner (1996).

¹ Universitat Politècnica de Catalunya, UPC

² Consejo Superior de Investigaciones Científicas, CSIC. Institut de Diagnosi Ambiental i Estudis de l'Aigua, IDAEA

Análisis experimental piloto in situ para el ablandamiento de las descargas de acuíferos kársticos

Luvina Bibiano¹, Jaime Garfias Soliz², Hilario Llanos Acebo³ y Javier Salas-García⁴

Palabras clave: karst, ablandamiento de agua, aireación, sorción

Resumen

Las formaciones carbonatadas proporcionan gran cantidad de iones divalentes, principalmente de Ca^{2+} y Mg^{2+} , confiriendo al agua subterránea características que limitan su utilización en la producción acuícola. En el presente estudio, llevado a la práctica en una piscifactoría que se nutre de las aportaciones procedentes de un manantial asociado a un acuífero kárstico inmediato, se han combinado, a escala experimental, dos procesos inductores del ablandamiento del agua, mediante la puesta a punto de una columna de aireación de película delgada (APD) y un contenedor de sorción.

El agua del manantial, con una concentración inicial de $74 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ de CO_2 disuelto, sufre a su paso por la columna de APD una reducción del 87% ($64,4 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$), de la que una pequeña parte ($4 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) es debida a la desgasificación condicionada por el incremento de la velocidad y la turbulencia que tiene lugar en el entubamiento entre el manantial y la unidad acuícola (100 m longitud, 15 m desnivel). Los resultados del proceso de sorción con clinoptilolita muestran una remoción de la dureza del 90% en los dos primeros volúmenes poro (V_p),

¹ Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), Cerro Coatepec s/n CU, 50130 Toluca, México, luvinabibiano@gmail.com

² Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), Cerro Coatepec s/n CU, 50130 Toluca, México, jgarfiass@gmail.com

³ Universidad del País Vasco, Departamento de Geodinámica, Juan Ibáñez de Santo Domingo s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz, País Vasco, gpplach@ehu.es

⁴ Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), Cerro Coatepec s/n CU, 50130 Toluca, México, jsalas@uaemex.mx

con una tendencia al incremento, conforme se disipa la turbiedad producida por los finos liberados inicialmente, hasta alcanzar una capacidad de retención de la dureza del 98%. La metodología utilizada ofrece una contribución al estudio de los factores que controlan la dureza del agua en el ámbito de la actividad productiva no convencional, como es el caso de la producción acuícola asociada a un medio hidrológico complejo como son las formaciones kársticas.

Introducción

Los acuíferos kársticos muestran singularidades que los diferencian del resto de acuíferos en su exploración, explotación y gestión, pero también por sus altas concentraciones de dureza del agua, que tienen un impacto substancial en la calidad del abastecimiento. Para reducir este impacto, han sido aplicados varios métodos de ablandamiento (osmosis inversa, intercambio iónico, nanofiltración, sistemas de electromembranas y precipitación química), la mayoría de los cuales requieren de la adición de productos químicos que o bien restringen su uso o proporcionan efectos nocivos al medio ambiente; además requieren de alto consumo de energía y elevado costo de operación y mantenimiento de equipo (Čuda *et al.*, 2006; Gabrielli *et al.*, 2006; Ghizellaoui *et al.*, 2005; Park *et al.*, 2007). Una opción alternativa es la adsorción, consistente en una operación de transferencia de masa a través de la cual constituyentes no deseables presentes en una fase líquida son transferidos a una fase sólida lo que permite su remoción efectiva. En tal sentido, los procesos de adsorción con materiales adsorbentes de bajo costo, como alguno de los minerales pertenecientes al grupo de las zeolitas, representan un amplio campo de aplicación.

Bajo estas circunstancias, el objetivo de la presente investigación está orientado a establecer las bases de los procesos fisicoquímicos para la remoción de la dureza en efluentes de acuíferos kársticos, haciendo especial énfasis en la aireación y la sorción como procesos unitarios más relevantes. Para ello, el estudio se ha llevado a la práctica en una piscifactoría que se nutre de las aportaciones procedentes de un manantial asociado a un acuífero kárstico inmediato. El esquema propuesto constituye un eficiente medio, a la par que útil, cara a evaluar y estimar la capacidad adsorbente de las zeolitas para su uso a escala piloto o en aplicaciones de columna a escala real.

Descripción de la zona de estudio

La zona de estudio se localiza en el extremo Sur del estado de México, México, a 160 km de la ciudad de Toluca (Figura 1). Aunque en este sector geográfico los limitados recursos hídricos disponibles, en su mayoría de carácter temporal, son destinados a las prácticas agrícolas y ganaderas de tipo extensivo, existen también zonas cuyas condiciones hidrológicas y climatológicas son propicias para un desarrollo productivo más diversificado, que incluyen, entre otras prácticas, la implementación de la acuicultura rural. Sin embargo, esta actividad se ve en gran medida afectada por el carácter carbonatado de las aguas de la región restringiendo la eficiencia del sistema de producción acuícola.

En efecto, las aguas de los manantiales y escorrentías destinadas a la producción acuícola tienen altas concentraciones de dureza, principalmente de calcio y magnesio, provenientes de la disolución de las rocas carbonatadas que componen las formaciones geológicas dominantes. Estos procesos de disolución, típicos en los acuíferos kársticos, propician la asociación entre cationes divalentes, principalmente de Ca^{2+} y Mg^{2+} , y componentes aniónicos, como CO_3^{2-} y HCO_3^- , otorgándole a la dureza del agua un carácter temporal respecto a su composición original, especialmente en condiciones de sobresaturación (Hem, 1989; Zhang *et al.*, 2000; Faust y Aly, 1999), afectando significativamente a su calidad, uso y formas de tratamiento (Batchelor *et al.*, 1991).

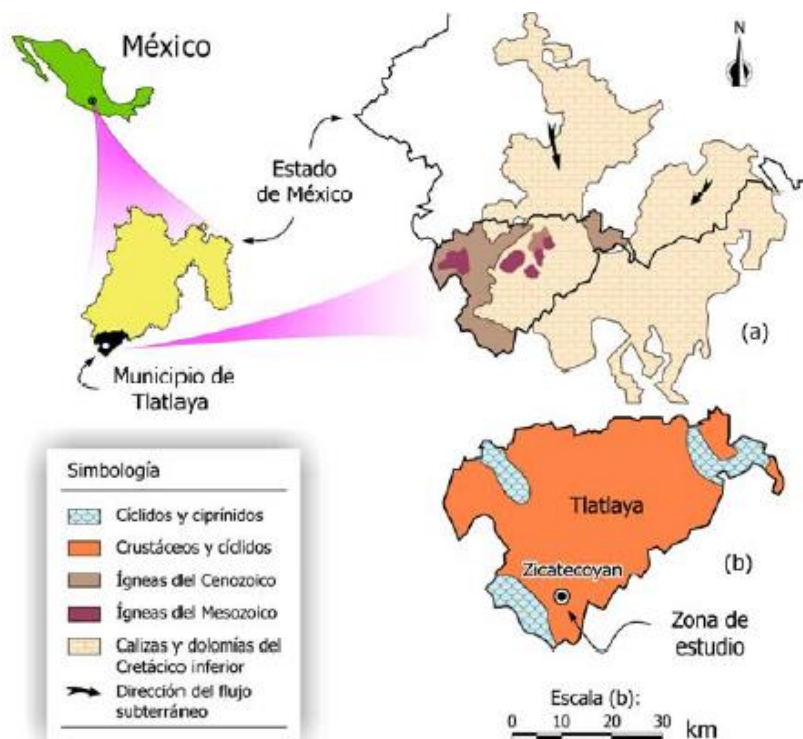


Figura 1. Localización general y regional de la zona de estudio incluyendo (a) el esquema geológico simplificado relacionado con las (b) zonas acuícolas potenciales en el municipio de Tlatlaya, estado de México. Se indica la dirección preferencial del flujo subterráneo

Geológicamente la zona se encuentra asociada a una unidad estructural de orden mayor denominada Sierra Madre del Sur (Demant, 1981; Ferrari, 2000), formada por un basamento metamórfico y una cobertera sedimentaria compuesta por una gran diversidad de formaciones de desigual litología y edad que incluyen limolitas calcáreas, areniscas de grano fino y calizas arcillosas y dolomitizadas, siendo estas últimas predominantes hacia el techo de las secuencias estratigráficas. La estructuración de los materiales determina un moderado número de sistemas hidrogeológicos de gran interés local, cuyo funcionamiento está asociado a numerosos manantiales con caudales que muestran una elevada regularidad interanual (López-Ramos, 1981).

El acuífero principal, compuesto de calizas y dolomías del Cretácico inferior, conforma una secuencia alternante de 2800 m de potencia, con altos valores de porosidad y permeabilidad debido a procesos de karstificación controlados y desarrollados por la existencia de una intensa red de fracturas (Figura 1a). En consecuencia, el esquema de drenaje es muy complejo debido al carácter heterogéneo del medio acuífero que propicia que las corrientes de agua, tras un efímero recorrido en superficie, se incorporen al sistema acuífero a través de cavidades y zonas de lapiaz desigualmente distribuidas en las calizas, reapareciendo a la postre como manantiales, cuyas aportaciones son en su mayoría destinadas a la producción acuícola. En este proceso, la recarga del sistema se debe casi en exclusiva a la infiltración del agua meteórica sobre la totalidad de sus afloramientos, incorporándose posteriormente al esquema regional de drenaje que, con dirección Noreste-Suroeste, se encuentra estrechamente asociado a las variaciones topográficas del territorio, definiendo indirectamente los valores de los gradientes hidráulicos que gobiernan el sistema de flujo en el interior del acuífero (Figura 1a).

Secuencia de procesos de ablandamiento in situ a escala piloto

El esquema de trabajo propuesto se basa en un estudio anterior (Bibiano, 2009) en el que se analizó la evolución fisicoquímica del agua y los mecanismos naturales reductores de la dureza. En esta línea, el diseño de las pruebas a escala piloto in situ se ha fundamentado en dos vertientes que posibilitan el ablandamiento del agua: los procesos de aireación, que emulan los mecanismos de ablandamiento ocurridos en el medio natural y los procesos de sorción mediante la utilización de clinoptilolita, mineral perteneciente al grupo de las zeolitas. Esta metodología permite obtener con un consumo energético mínimo la calidad del agua requerida con un pH cercano a la neutralidad. La eficiencia del tratamiento se ha fundamentado en parámetros físico-químicos cuya determinación, in situ, se realizó con los siguientes equipos portátiles: YSI-6010FT (conductividad eléctrica), YSI-3010FT (pH) y HACH-FE-2 (temperatura, alcalinidad, CO₂ disuelto y dureza total); así mismo, los procedimientos analíticos y de muestreo se realizaron siguiendo las normas APHA-AWWA-WPCF (1992).

Prototipo de aireación de película delgada (APD)

El prototipo de aireación es una modificación del sistema de aireación de película delgada propuesto por Piña *et al.* (2003) para eliminar el gas carbónico durante la potabilización del agua. Se trata de una columna compuesta de siete charolas de lámina galvanizada, separadas entre sí por un espacio de 45 cm, en la que el agua, tras ingresar por la parte superior, escurre verticalmente a través de seis contenedores perforados en su base (20 perforaciones de 1/8") y se recolecta en la charola inferior (Figura 2). En esta estructura, la dispersión y exposición del flujo a las condiciones atmosféricas se lleva a cabo en cada contenedor mediante un lecho compuesto por 16 m de poliducto flexible de polietileno corrugado tipo A (PFP, 0.5" Ø), cortado en segmentos de 3 cm para facilitar su disposición en el interior de las charolas. Este material sustituye con muchas ventajas a los materiales pétreos utilizados en mecanismos de aireación similares, pues además de su bajo costo es inerte, no absorbe agua y es muy ligero, lo cual ofrece una mayor área de superficie de contacto para la película líquida.

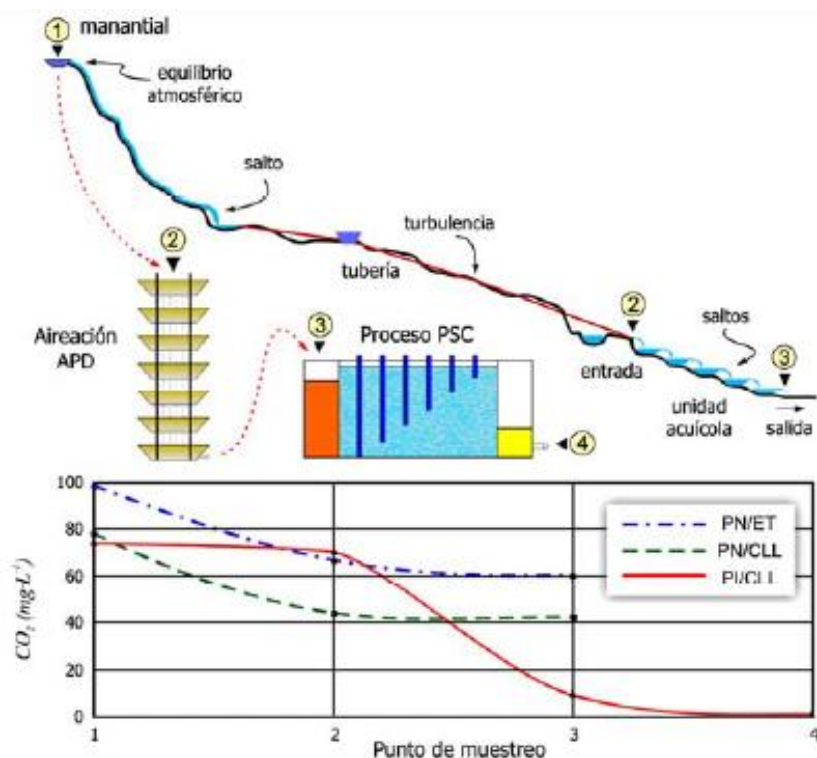


Figura 2. Comparación de la eficiencia en la desgasificación del CO_2 entre el proceso natural (PN) y el inducido (PI) mediante la columna de aireación de película delgada considerando las determinaciones realizadas en la temporada de estiaje templado (ET) y cálido lluvioso (CLL). Así mismo, se indican los diferentes efectos de la aireación que influyen en la evolución química del agua en su desplazamiento

Prototipo de sorción con clinoptilolita natural (PSC)

El prototipo, con dimensiones de 0,95 x 0,475 x 0,43 m, está conformado por perfiles de acero y paredes de metacrilato de 6 mm de espesor, y consta de tres celdas definidas por su función (recepción, sorción y salida), a través de las cuales circula un caudal de $2 L \cdot min^{-1}$ previamente tratado en la columna de APD. La celda de recepción retiene partículas gruesas y materia orgánica diversa mediante un sistema de membranas tras el cual la distribución de 11

perforaciones de $\frac{1}{4}$ " Ø situadas en la base del panel interior dirige el flujo a la celda de sorción. En la sección central, con un volumen de 112.3 L, el flujo asciende a través de un horizonte sorbente de 151.6 kg de partículas de clinoptilolita natural (0.5-15 mm Ø) en cuyo interior hay 6 piezómetros de PVC ($\frac{1}{2}$ " Ø) permeables en la base, dispuestos a diferentes profundidades (0,45, 0,38, 0,31, 0,24, 0,17 y 0,10 m) para analizar la evolución espacial del flujo en función de la sección transversal del horizonte filtrante. Por último, el agua que ha estado en contacto con la clinoptilolita pasa a través de una serie de perforaciones localizadas en el borde superior en dirección a la tercera celda, para salir por gravedad a través de una válvula de PVC ($\frac{1}{2}$ " Ø). La Figura 2 muestra un esquema de la estructura del prototipo de sorción con clinoptilolita (PSC), así como su localización en la cadena de tratamiento.

Resultados y discusión

La combinación de los prototipos descritos constituye la secuencia del ablandamiento in situ (Figura 2), sobre la que se establecieron una serie de puntos para definir la evolución fisicoquímica espacial del agua. El punto (1) corresponde al manantial principal ($\sim 100 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$), el punto (2), ubicado a una altura 15 m inferior, es una derivación de unos 100 m de tubería flexible de polietileno (TFP, 3" Ø) procedente del manantial, que proporciona $2 \text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$ a los prototipos experimentales. En el punto (3) ingresa el agua a la columna de aireación (APD), mientras que el punto (4) corresponde a la salida del proceso de sorción (PSC). Los parámetros del agua en el manantial, representativos de las condiciones fisicoquímicas iniciales, son los siguientes: $208 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ de dureza total, $652 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ de conductividad eléctrica, $25,8^\circ\text{C}$ de temperatura y $74 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ de CO_2 disuelto para un pH neutro de 7,05.

Proceso de aireación de película delgada (APD)

La columna de aireación simula los efectos físicos generados por los saltos de las escorrentías en el medio natural, incrementando la interfase aire-agua (IAA), que acelera, con una tendencia al equilibrio, la transferencia del CO_2 disuelto hacia la atmósfera. En este proceso, la desgasificación llevada a cabo por el

vertido del agua a través de los orificios de las charolas, se complementa con la formación de una película delgada de agua sobre los segmentos de poliducto de polietileno (PFP) aumentando su exposición a las condiciones atmosféricas que se traduce en una superficie de contacto de $7,97 \text{ m}^2$ y en un volumen de vacíos (V_v) del 98%, con lo que el agua del manantial, con concentración inicial de $74 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ de CO_2 disuelto, sufre a su paso por la columna de APD una reducción del 87% (Figura 2). Es importante notar que el resultado incorpora la desgasificación ($4 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) entre los puntos (1) y (2) por aumento de la turbulencia que tiene lugar en el entubamiento descrito con anterioridad, además de la obtenida en los 4,1 m de altura de la columna de APD ($60 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$). El resultado es relevante si tenemos en cuenta que la columna utilizada cumple las recomendaciones de Hargreaves y Tucker (1999), quienes sugieren un V_v del ~90% para el sustrato de aireación; además es similar en términos de eficiencia de la desgasificación al reportado por Piña *et al.* (2003), que en condiciones comparables obtienen una reducción del 89% de CO_2 .

Este resultado contrasta con la desgasificación natural del agua que se produce, sin intervención de la columna de aireación, únicamente en su trayecto desde el manantial principal hasta la salida de la unidad acuícola, que incluye un recorrido irregular de ~500 m, con 28 m de desnivel, por pequeñas cascadas, entubamientos e interconexiones entre los estanques de la propia piscifactoría. En estas condiciones, se obtiene una reducción del 38% del CO_2 en la temporada de estiaje-templado (ET) y del 43% en la cálido-lluviosa (CLL) que representan unas eficiencias inferiores al 50% de la obtenida mediante el dispositivo utilizado en este estudio (Figura 2).

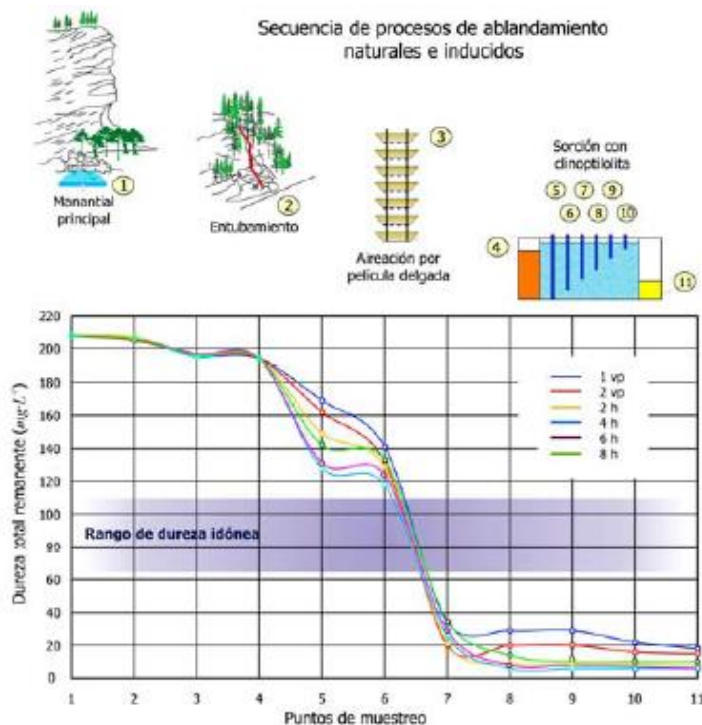


Figura 3. Secuencia de los procesos de ablandamiento ocurridos en el área de estudio donde se implementaron las pruebas piloto de aireación de película delgada y de sorción con clinoptilolita. Puntos de muestreo: manantial (1), salida de derivación del caudal (2), entrada a la columna de aireación (3), salida de la columna (4), piezómetros colocados a distintas alturas en la celda de sorción (5-10). El intervalo de muestreo se realizó cada 2 h

Proceso de sorción con clinoptilolita (PSC)

En este proceso, que complementa la desgasificación del CO_2 a través de la columna de APD, el caudal entrante muestra un equilibrio químico desestabilizado por la pérdida del CO_2 , que se traduce en una fase acuosa sobresaturada respecto a la calcita ($\text{ISC} > 0$) (Zhang *et al.*, 2000). La operación del prototipo guarda cierta proporcionalidad respecto a las condiciones experimentales impuestas en las columnas de sorción utilizadas en el

laboratorio (Bibiano, 2009), lo cual facilita una comparación más objetiva de los resultados obtenidos.

Así, el volumen de vacíos (V_v) dentro de la celda de sorción con clinoptilolita (PSC) es del 55% (5 a 15 mm $\emptyset$), cuyo valor presenta poca diferencia con el 48% de la columna del laboratorio (2,4 a 4,8 mm $\emptyset$), si como se ve el diámetro de las partículas en el PSC es mayor y más disperso para fines prácticos. De igual manera, el tiempo de residencia de 31 min para el PSC es similar a los 33 min de las pruebas de ablandamiento en la columna del laboratorio.

Los resultados son notables, lográndose en los dos primeros volúmenes poro (V_p) una remoción de la dureza del 90%, con una tendencia al incremento conforme se disipa la turbiedad inicial hasta alcanzar una retención del 98% (Figura 3), por lo que el proceso puede ser considerado como de alto rendimiento. Hacia el final del periodo experimental de 8 h la capacidad de ablandamiento se situó en el 95%, lo que de continuar en esta tendencia permite situar el punto de ruptura ($C/C_0=0,05$) alrededor de los 16 V_p , en tanto que el punto de agotamiento ($C/C_0=0,95$) se produce transcurridos los 320 V_p aproximadamente.

Aunque las condiciones experimentales en el campo son distintas a las establecidas en el laboratorio, el comportamiento de los procesos de sorción es equiparable. En las columnas de laboratorio empacadas con clinoptilolita natural se determinó un punto de ruptura a los 20 V_p y un punto de agotamiento a los 340 V_p . Esta analogía en los resultados permite inferir, que la granulometría del mineral (2,4-4,8 mm en laboratorio vs. 0,5-15 mm en PSC), no tiene un impacto negativo en la efectividad en el proceso de sorción, aunque sí influye en los tiempos de contacto entre el fluido y las partículas del sorbente.

Análisis conjunto de los prototipos de ablandamiento

En la Figura 4 se sintetiza el comportamiento de los indicadores fisicoquímicos que describen la evolución espacio-temporal del ablandamiento in situ: CO_2 , pH, conductividad eléctrica y alcalinidad. De ellos, el que manifiesta con mayor claridad el proceso es el pH, que permanece casi constante entre los puntos 1, (7,1) y 2 (7,2) correspondientes al manantial principal y a la entrada a la columna de APD. A la salida de la columna (punto 3), presenta un incremento drástico a 8.17 por la desgasificación del CO_2 disuelto (87%), alcanza el valor de 8,24 para

el primer V_p en el interior del PSC y se incrementa gradualmente hasta 8,5 en los siguientes V_p , hasta completar el tiempo experimental. Tras el proceso de sorción el agua no muestra evidencia del CO_2 (13%) que proviene de la columna de APD, condición que se mantuvo invariable durante todas las pruebas.

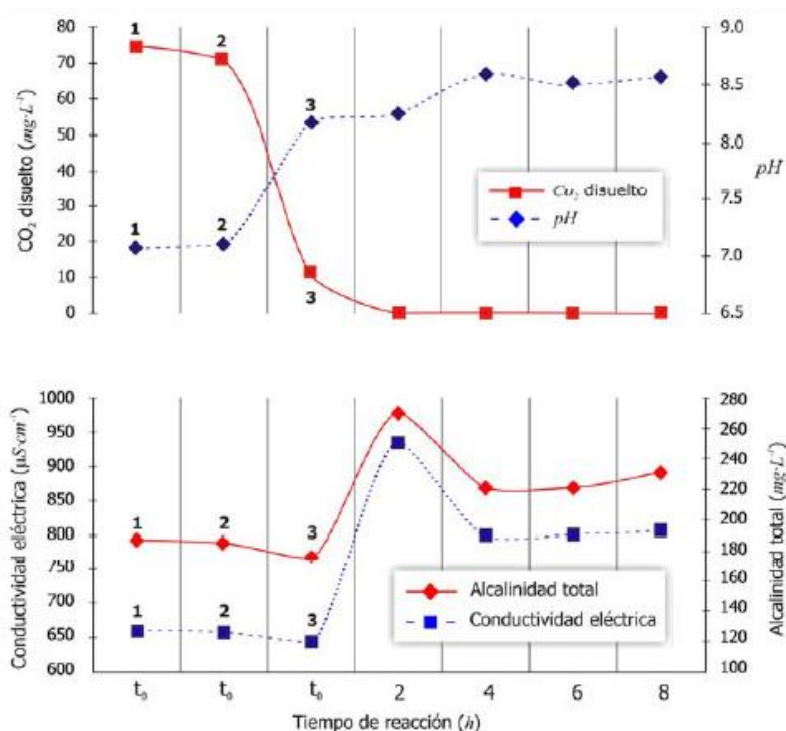


Figura 4. Evolución temporal de conductividad eléctrica, alcalinidad, CO_2 disuelto y pH en función del tiempo de reacción. Los puntos corresponden a manantial (1), entrada a la columna de APD (2) y salida de la columna (3). Los tiempos correspondientes a las 2, 4, 6 y 8 horas fueron determinados a la salida de la celda de sorción (PSC)

Por su parte, la conductividad eléctrica y alcalinidad están muy relacionadas con la evolución del pH. La conductividad se mantiene casi constante en los tres primeros puntos con valores de 640 a 660 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Figura 4). Sin embargo, a la salida del PSC presenta un incremento súbito a 975 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, por la turbiedad que proporcionan los finos del material sorbente, con una tendencia a equilibrarse entre 850 y 875 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ para los tiempos de operación restantes a medida que se clarifica el agua.

La alcalinidad inicial, de $188 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ en el punto 1, pasó a $270 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ al final del primer V_p de filtración, estabilizándose en posteriores V_p , con valores de 220 a $230 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$. Este incremento se debe a la disolución de los compuestos carbonatados en equilibrio, bajo las formas iónicas CO_3^{2-} , CO_2 y HCO_3^- , que según Hounsflow (1995) controlan el pH del agua y producen las variaciones de la alcalinidad.

La reducción natural de la dureza del agua es consecuencia de los efectos de aireación en el medio físico que aceleran el equilibrio de la $p\text{CO}_2$ a las condiciones atmosféricas, posibilitando el incremento del índice de saturación de la calcita (IS_c) (Herman y Lorah, 1987; Zhang *et al.*, 2000, 2001 y Chen *et al.*, 2004). Sin embargo, el hecho de que se rompa el equilibrio químico mediante el proceso de aireación APD, no significa que se deba producir un cambio significativo en la reducción de la dureza a la salida de la columna.

Por ello, una alta eficiencia en la desgasificación del CO_2 , no garantiza la precipitación de los compuestos carbonatados, debido a la ausencia de una fase sólida que provea de puntos de nucleación que den inicio a la precipitación de CaCO_3 , y con ello del ablandamiento del agua (Snoeyink y Jenkins, 1996). Además, es importante destacar que la tasa de precipitación puede verse afectada por la intensidad de la aireación que favorece la resistencia difusiva a la precipitación superficial de la calcita disuelta en presencia de un flujo turbulento (Dreybrodt *et al.*, 1992; Brown, 1998).

Conclusiones

En este estudio se sintetizan las bases fundamentales de los mecanismos fisicoquímicos involucrados en el ablandamiento de los efluentes de acuíferos kársticos, haciendo especial énfasis en los procesos unitarios de aireación y sorción. De este modo se han podido convalidar los resultados obtenidos en el laboratorio, lo que permite diseñar una propuesta para el ablandamiento de las aguas carbonatadas en el medio natural mediante un planteamiento empírico a pequeña escala.

La aplicación secuencial de dos prototipos experimentales desarrollados con este propósito proporciona una eficiencia del 95% en las tasas de remoción de la dureza, situando un punto de ruptura en $C/C_0=0,05$ y un punto de agotamiento en $C/C_0=0,95$ tras haber transcurrido los 320 V_p . Estos valores

muestran una clara ventaja frente a los obtenidos en una investigación anterior mediante el análisis del ablandamiento natural en el mismo sistema bajo estudio, cuyos resultados evidencian una eficiencia global del 26%.

Los resultados obtenidos avalan la viabilidad de la combinación de los procesos de aireación y sorción con clinoptilolita para el ablandamiento del agua desarrollados en el presente estudio, dada la buena perspectiva para su aplicación en el cultivo de especies sensibles a las altas concentraciones de dureza y a las posibles alteraciones de los parámetros fisicoquímicos ocasionadas por los métodos convencionales de ablandamiento.

En la evolución fisicoquímica examinada, uno de los indicadores fundamentales es el pH, debido a que sus variaciones repentinas son particularmente limitantes para la vida acuática; sin embargo, las modificaciones fisicoquímicas ocurridas en el agua por la implementación de los procesos de ablandamiento con APD y PSC lo mantienen en niveles que van desde los denominados *óptimos* a los *permisibles*, lo que asegura la eficiencia y la viabilidad de los mecanismos propuestos dada su inocuidad reactiva.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a los técnicos de laboratorio del Centro Interamericano de Recursos del Agua (CIRA) en Toluca, México. Así mismo, agradecen el apoyo financiero prestado para el desarrollo de la presente investigación por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT, B330.523), el Consejo Mexiquense de Ciencia y Tecnología (COMECyT) y la Universidad Autónoma del Estado de México (UAEM).

Bibliografía

APHA-AWWA-WPCF. (1992). *Standard methods for the examination of water and wastewater*. 20th Ed. New York.

Batchelor, B., Lasala, M.B., McDevitt, M., y Peacock, E. (1991). Technical and economic feasibility of ultra-high lime treatment of recycled cooling water. *J. Water Pollution Control Federation*, 63: 982-990.

Bibiano, L. (2009). Inducción del ablandamiento en aguas carbonatadas mediante procesos fisicoquímicos de desgasificación del CO₂ y mecanismos de sorción. *Tesis de Doctorado*, Universidad Autónoma del Estado de México.

Brown, M. (1998). Full scale attack. *30 the BP Technology Magazine*, Octubre-Diciembre: 30-32.

Chen, J., Zhang, D.D. Wang, S., Xiao, T., y Huang, R. (2004). Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology*, 166: 353-366.

Čuda, P., Pospíšil, P., y Tenglerová, J. (2006). Reverse osmosis in water treatment for boilers. *Desalination*, 198: 41-46.

Demant, A. (1981). L'axe néo-volcanique trans-mexican. Etude volcanologique et pétrographique. Signification géodynamique. *Thèse de Doctorat*, Univ. Clermont-Ferrand II.

Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J., y Usdowski, E. (1992). Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology*, 97: 285-294.

Faust, S.D., y Aly, O.M. (1999). *Chemistry of water treatment*. 2a Ed. USA, Lewis Publishers, 581 pp.

Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII: 84-92.

Gabrielli, C., Maurin, G., Francy-Chausson, H., Thery, P., Tran, T.T.M., y Tlili, M. (2006). Electrochemical water softening: principle and application. *Desalination*, 201: 150-163.

Ghizellaoui, S., Chibani, A., y Ghizellaoui, S. (2005). Use of nanofiltration for partial softening of very hard water. *Desalination*, 179: 315-322.

Hargreaves, J.A., y Tucker, C.S. (1999). Design and construction of degassing units for catfish hatcheries. *Southern Regional Aquaculture Center*, No. 191.

Hem, J.D. (1989). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U.S. Geological Survey Water-Supply, paper 2254, 263 pp.

Herman, J.S., y Lorah, M.M. (1987). CO₂ outgassing and calcite precipitation in Falling Spring Creek, Virginia USA. *Chemical Geology*, 62: 251-262.

Hounslow, A.W. (1995). *Water quality data: analysis and interpretation*. Lewis Publishers, 397 pp.

López-Ramos, E. (1981). *Geología de México*. Publicación particular autorizada, tomo III, 3ª ed., México D.F., 446 pp.

Park, J.S., Song, J.H., Yeon, K.H., y Moon, S.H. (2007). Removal of hardness ions from tap water using electromembrane processes. *Desalination*, 202: 1–8.

Piña, S.M., Rivera, H.L., y Montellano, L. (2003). Determinación del contenido de gases y arena en el agua del influente a la planta potabilizadora del ramal Peñón-Texcoco. *Anuario IMTA* 2003.

Snoeyink, V.L., y Jenkins, D. (1996). *Química del agua*. Limusa Editores. México, 508 pp.

Zhang, D., Peart, M., Zhang, Y.J., Zhu, A., y Cheng, X. (2000). Natural softening processes by waterfall effects in karst areas. *Desalination*, 129: 247-259.

Zhang, D., Zhang, Y., Zhu, A., y Cheng, X. (2001). Physical mechanisms of river waterfall tufa (travertine) formation. *J. Sedimentary Research*, 71: 205-216.

La importancia del conocimiento de las aguas subterráneas en el contexto de la cooperación internacional al desarrollo y emergencias

Alejandro Blanco Romero¹, Jorge Durand Zurdo², Roser Escuder³, Albert Folch Sancho⁴ y Cristina Mecerreyes Espinosa⁵

Palabras clave: cooperación, aguas subterráneas, emergencias

Resumen

Las aguas subterráneas, por sus características inherentes y de fácil acceso, adquieren un papel cada vez más relevante en los contextos de cooperación al desarrollo y emergencias de manera que contribuyen de forma significativa al aumento de las coberturas de abastecimiento y saneamiento. En consecuencia, es necesaria la participación del hidrogeólogo en este tipo de proyectos, no sólo para caracterizar y proteger el recurso sino también para divulgar conocimientos básicos de hidrogeología entre todos los actores que participan desde los niños de las comunidades rurales hasta los gestores. Además es habitual en estos contextos disponer de poca información previa y de datos escasos, por lo que su experiencia y criterio hidrogeológico serán fundamentales para el éxito y la ejecución correcta de lo proyectos.

¹ Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA- CSIC). Jordi Girona, 18-26. 08034. Barcelona, Spain. ablarohu@gmail.com

² BURIS international, Plaza Rafael Martí de Viciano 1, 1a izda. 12530 Burriana, Spain. durand@buris.es

³ Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS). Provença 102, 6a planta. 08029 Barcelona, Spain, gerencia@fcihs.org

⁴ Grupo de Hidrología Subterránea (UPC-CSIC). Dep. Enginyeria del Terreny. Universitat Politècnica de Catalunya, Carrer Jordi Girona, 1-3, 08034 Barcelona, Spain. folch.hydro@gmail.com

⁵ Fondo de Cooperación para Agua y Saneamiento de la AECID, Oficina Técnica de Cooperación en Bolivia, crismecerreyes@gmail.com

Introducción

El agua subterránea tiene un papel crucial tanto para el aumento de coberturas de agua potable y saneamiento en el marco de los países en desarrollo como en situaciones de emergencias de cualquier tipo. Sus características inherentes y de fácil acceso, favorecen cada vez más su uso en este tipo de contextos en detrimento de las aguas superficiales.

Sin embargo, el agua subterránea, por su particularidad de “ser prácticamente invisible” a la vista del ojo humano ha sido en ocasiones ignorada y por su particular origen, movilidad, calidad o aparición a la superficie, ha sido también objeto de leyendas, mitos y creencias que no siempre la han favorecido en su aceptación ni en su uso racional. Este hecho es particularmente importante en países en vías de desarrollo donde el acceso al agua potable es un factor vital para la reducción de la incidencia de enfermedades entéricas contagiosas como el cólera y la fiebre tifoidea, las hepatitis A, E y F y las gastroenteritis.

Por lo tanto, el hidrogeólogo tiene un papel clave en la transformación de esta situación no solo a partir del estudio y caracterización del recurso hídrico subterráneo para dar las claves de su posterior uso y gestión; sino que además, debe hacer un esfuerzo en la divulgación y transmisión de su conocimiento a todos los niveles, desde los niños en comunidades locales hasta los políticos encargados de la gestión del agua. Este rol de divulgador y formador toma gran importancia en el contexto del desarrollo y las emergencias, como veremos a lo largo del presente artículo.

Descripción del contexto de cooperación internacional al desarrollo y emergencias

Los contextos de cooperación al desarrollo y emergencias se definen por un amplio abanico de condicionantes que hacen tomar diferentes tipos de estrategias de intervención. Como ejemplo de estos condicionantes podemos mencionar los desastres de origen natural tanto de trazo lento (sequías prolongadas en el tiempo) como de evolución rápida (inundaciones, tifones, terremotos), así como los desastres de origen antrópico de carácter político (conflictos bélicos que causan desplazados y refugiados) o de carácter

epidémico (epidemia de cólera). Los efectos negativos de estos desastres en la salud de la población se ven agravados por otros condicionantes relacionados con la vulnerabilidad de la población e infraestructuras como son la ausencia de planificación hídrica de los recursos o los sistemas de agua y saneamiento mal diseñados, operados y mantenidos, entre otros.

Es interesante destacar el caso especial de los campos de refugiados y de desplazados internos que se construyen con el objeto de ser una solución temporal pero que habitualmente acaban siendo asentamientos de carácter indefinido con un valor medio global de 7 años y extremos, como los más de 50 años en el caso de los refugiados palestinos (Kennedy, 2008). Además están poblados densamente por un número de personas en ocasiones superior al de diseño. Esta incertidumbre constituye un problema a la hora de asegurar a la población el acceso a fuentes de agua seguras y a la hora de planificar un sistema de saneamiento adecuado durante el tiempo necesario. Como consecuencia, con el paso del tiempo se incrementa la presión de la demanda sobre los recursos hídricos (cantidad) y la propia vulnerabilidad de la calidad del agua, cronificándose así la dependencia humanitaria de la población asistida más allá de la fase de emergencia.

Otro caso especial a destacar es el de las comunidades rurales con una pobre dotación de servicios básicos estatales a causa de factores diversos (socioeconómicos, políticos, discriminatorios), donde la ausencia de medios físicos y humanos para planificar, implementar y gestionar los servicios pone en grave riesgo su sostenibilidad. En muchas ocasiones, la aplicación de políticas de desarrollo rural sobre dichas regiones más deprimidas están consistiendo en planes de irrigación para la agricultura comercial o desarrollo de actividades mineras a través de empresas multinacionales, dando lugar a un aumento significativo de la demanda de agua y por tanto agravando el problema de la falta de planificación hidrológica.

En cualquiera de estas situaciones, la calidad y cantidad del abastecimiento de agua, la provisión de un sistema de saneamiento adecuado al ambiente, y el comportamiento en la higiene de las personas, se yerguen como frentes fundamentales de trabajo para mejorar y preservar la salud de las personas.

Solo así, con acciones integrales de varios componentes, se consigue mejorar de forma efectiva y eficaz las condiciones de vida de las personas a través del acceso al agua y al saneamiento básico.

Pero además, solo se puede conseguir considerando de vital importancia la caracterización y la divulgación del conocimiento de las aguas subterráneas a

todos los niveles. Desde los trabajadores de la misma comunidad rural que cavan el foso de la letrina y que deben conocer unos criterios básicos para la protección del acuífero bajo la letrina (tipo de subsuelo, espesor mínimo de zona no saturada bajo la excavación, distancia a puntos de captación), hasta los gestores que deben conocer todos los factores que afectan a la cantidad y a la calidad de los recursos hídricos y su influencia en el bienestar de la población.

Un ejemplo de fallo en el diseño podría constituirlo el campo de refugiados de Goz Amer (Chad Oriental) que alberga unas 27 mil personas desde la crisis de Darfur en 2004. Con una antigüedad de 10 años, este asentamiento no se encuentra actualmente en situación de emergencia humanitaria, pero el retorno a Sudan es muy poco probable a corto-medio plazo.

El contexto hidrogeológico donde está ubicado este campo de refugiados, constituye un depósito aluvial de arenas finas a gruesas a veces arcillosas con intercalaciones de arcillas, un acuífero somero cuyo nivel freático (estación seca) se encuentra a profundidades entre 4 metros al norte y 2,3 metros al sur. La descarga principal de este acuífero es el valle fluvial del río, límite sur del campo que durante la estación de lluvias inunda su sector meridional.

Se diseñó para este asentamiento una explotación del acuífero somero de tipo distribuido, es decir, mediante un total de 22 pozos de autoabastecimiento dentro del campo y 6 externos equipados todos con bombas manuales, y un pozo externo equipado con moto-bomba que completa la distribución al sector norte.

Para el sistema de saneamiento, se proyectaron letrinas secas excavadas (pit latrines) hasta una profundidad de 1,8 metros. Actualmente están activas unas 1.398, compartidas de tipo unifamiliar, bifamiliar o trifamiliar, y con una vida media de 18 meses y un total de aproximadamente 7.922 letrinas clausuradas.

Aunque no existen problemas para satisfacer la cantidad de la demanda, la vulnerabilidad del acuífero frente a contaminación fecal es muy elevada, y un fallo en el tratamiento del agua de consumo o mal diseño de la estrategia de control podría fácilmente derivar en casos clínicos por enfermedades hídricas. Las actividades que cotidianamente esta población refugiada desarrolla en la zona de descarga del acuífero (lavado de ropa, ocio, consumo de agua animal) podría también estar incrementando el índice de patologías hídricas en esta población.

Particularidades de la caracterización del recurso hídrico subterráneo

El agua subterránea presenta ciertas características inherentes que la hacen idónea para el abastecimiento de agua potable en estos contextos, por ejemplo presenta una mayor distribución en el territorio que las aguas superficiales facilitando su acceso. Además, en los acuíferos, el agua no solo fluye sino que también se almacena permitiendo disponer del recurso hídrico subterráneo de manera más continuada y constante, de vital importancia en eventos extremos como las sequías. El agua subterránea presenta una menor variabilidad en cuanto a cantidad en relación a fenómenos estacionales y presenta una menor exposición a sufrir las consecuencias negativas de los eventos extremos.

En general, la calidad del agua subterránea es de buena a aceptable. La zona no saturada le confiere una protección natural y su velocidad de circulación en el subsuelo y su capacidad de infiltración a través de determinados materiales geológicos favorece la no pervivencia de bacterias y microorganismos a poca distancia de recorrido en el subsuelo. Así, el tratamiento para poder ser consumida, si fuese necesario, sería de menor envergadura y coste que el que podrían necesitar las aguas de un curso superficial, normalmente más vulnerables a la contaminación. Sin embargo, aunque las aguas subterráneas sean de mayor garantía sobre todo en lo que refiere a la calidad pero también en el abastecimiento, hay que tener en cuenta que en la mayoría de los casos será necesario emplear más tiempo en poder acceder a ellas.

Cada vez más se tiene en consideración el recurso hídrico subterráneo en cualquier proyecto de cooperación cuyo objetivo sea el del abastecimiento. No hay que olvidar que un mal diseño de un sistema de saneamiento puede favorecer la contaminación de las aguas subterráneas limitando sus posibles usos, por lo que en cualquier tipo de proyecto es necesario un conocimiento exhaustivo del recurso hídrico subterráneo a nivel regional pero sobretodo a nivel local y aquí radica la dificultad.

En el contexto de cooperación, la disponibilidad de datos históricos o de información hidrogeológica previa sobretodo local puede ser muy limitada o inexistente, por lo que los datos obtenidos del reconocimiento en campo son de vital importancia. En muchos casos el hidrogeólogo debe iniciar una recopilación de datos de una zona que no se ha estudiado con anterioridad por lo que el trabajo de campo de inventario, mapeo, aforos, ensayos,

caracterización química, entrevistas con la población y con las administraciones o instituciones locales y regionales entre otros, deben planificarse cuidadosamente y aprovecharse al máximo.

Por ejemplo a través de la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID), la consultora Amphos 21 Consulting SL realizó en 2010 el estudio hidrogeológico de la isla de Ibo en Mozambique (AECID, 2009) donde no existía ningún registro previo, de manera que se llevó a cabo un reconocimiento geológico, un levantamiento de los 240 puntos de agua existentes y se planificaron 2 campañas de campo de toma de muestras para análisis físico-químico y bacteriológico, a través de una red de monitoreo previamente establecida. Se estimaron consumos y demandas de la población. A partir de datos históricos de precipitaciones y temperatura, se elaboró un modelo de simulación numérica de la isla y se obtuvieron los balances hídricos en diferentes escenarios y bajo ciertas hipótesis. Con todo esto, se presentó a las autoridades y a la cooperación española una propuesta de gestión integrada de los recursos hídricos de la isla, que pasaba por un sistema de abastecimiento colectivo a partir de un campo de pozos en el centro de la isla y medidas de protección del acuífero existente.

Para la caracterización del recurso hídrico existen diferentes herramientas siendo necesario enfatizar para estos contextos, la aplicación de las técnicas geofísicas de prospección y de éstas, las más aplicadas son el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) o la combinación de SEV y calicata eléctrica. También es necesario destacar la técnica de la teledetección que se utiliza en ocasiones para generar mapas temáticos con delimitación de zonas a partir de determinados criterios en función del objetivo que se persiga.

Una herramienta cada vez más imprescindible son los Sistemas de Información Geográfica (SIG), tanto para el manejo de datos georeferenciados como para el tratamiento combinado de cartografía de detalle, imágenes aéreas y satelitales.

A su vez permiten realizar una gran variedad de análisis con componente geográfica como puede ser el cumplimiento de los estándares mínimos de emergencia en lo que se refiere a la distancia máxima a una fuente de agua y así poder definir donde instalar nuevas fuentes de agua que cumplan ese estándar. Otro uso de SIG es el análisis de fuentes de agua susceptibles de verse afectadas por una inundación (Figura 1) y así poder tomar las medidas adecuadas para protegerlas.

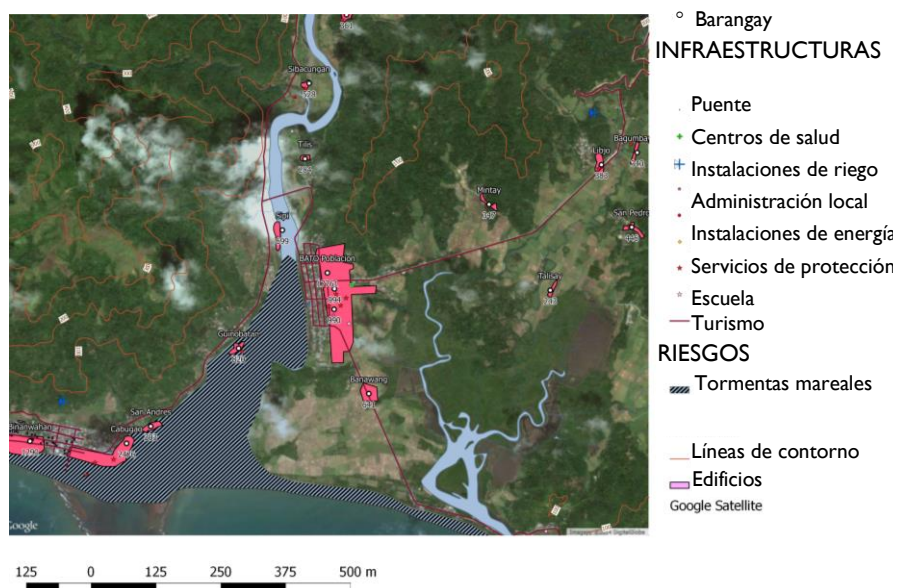


Figura 1. Mapa que representa zonas en riesgo de ser afectadas por inundaciones y tormentas mareales en la Isla de Catanduanes, Región de Bicol, Filipinas, 2014. Autor: Jorge Durand.

En este contexto, la aparición de Google Earth y sus herramientas asociadas ha significado un importante avance en aquellas zonas donde no se dispone de ningún otro tipo de información a la hora de empezar a trabajar.

En cualquier caso, es habitual que el hidrogeólogo deba trabajar con datos escasos por lo que su experiencia y criterio hidrogeológico serán fundamentales.

Además en estos contextos para la caracterización sobretodo de la cantidad, deberá tenerse en cuenta situaciones extremas tanto en relación al cambio climático como a variaciones en las demandas futuras, que permita evaluar la disponibilidad del recurso hídrico en cada momento. Para ello será muy importante disponer de series de datos históricos de naturaleza variada (precipitación, población, actividad económica), a nivel regional y poder realizar o también acceder a modelos de simulación. En ocasiones no se dispone de esta información, por lo que en estos casos se deberían fijar unos mínimos a alcanzar, como el estudio piezométrico y el análisis de parámetros básicos entre otros.

Acceso y gestión del recurso hídrico subterráneo

El acceso por parte de las comunidades rurales a fuentes de agua mejoradas, esto es, en cantidad, calidad y protegidas ante la contaminación externa, frente a fuentes tradicionales comunitarias en muchos casos contaminadas, estacionales, compartidas o también lejanas, es fundamental para garantizar la salud y permitir el desarrollo de las personas. Por las características expuestas anteriormente, el agua subterránea es una excelente opción para el abastecimiento local en el tiempo, aunque exige de un conocimiento básico de su funcionamiento para permitir procesos exitosos de selección y ubicación de fuentes de agua subterránea, de alternativas tecnológicas apropiadas para su explotación, de protección y mantenimiento de pozos y vertientes, y, por último, de gestión integral del recurso para ordenar usos, resolver conflictos y proporcionar herramientas de gestión a operadores y reguladores.

La planificación del recurso hídrico localmente en distritos y municipios es un elemento clave para promover de manera sostenible el progresivo aumento y mantenimiento de las coberturas de agua y saneamiento. Conociendo el funcionamiento y características hidrogeológicas de la región (oferta) así como sus necesidades (demanda) y las capacidades de gestión existentes, se pueden establecer objetivos a corto, medio y largo plazo para aumentar y mantener las coberturas de agua y saneamiento de la zona. De esta manera, se movilizan inversiones y recursos necesarios según criterios técnicos y de equidad social transparentes.

En este contexto, de limitados recursos y gran demanda, es muy importante evitar las soluciones puntuales y dispersas que normalmente no son las más eficientes ni adecuadas en cuanto a las fuentes seleccionadas, tecnologías, coste de inversión, operación y mantenimiento, entre otros. Se deben buscar siempre opciones integrales para el abastecimiento que permitan compartir fuentes, costes, responsabilidades y por supuesto beneficios entre varias comunidades.

Por ejemplo, es muy común que comunidades vecinas se nieguen a ceder o compartir fuentes de agua con otras comunidades, lo que implica mayores inversiones y menor eficiencia en los sistemas finalmente construidos. Aunque también existen ejemplos puntuales de buenas prácticas; el proyecto SIDAGUA (Cossio, 2014) del Centro-AGUA de la Universidad Mayor de San Simón (Bolivia) en colaboración con la Universidad Politécnica de Cataluña, ha definido y trabajado el concepto de "cuenca social" que va más allá de los límites físicos de

las aguas superficiales y subterráneas que circulan por la cuenca, y que incluye todas las acciones y poblaciones que se relacionan con la misma en los diferentes niveles (abastecimiento, productivo, turismo, entre otros). Así se pretende obtener una regulación de cuenca más realista, que facilite la gestión de usos y conflictos de una manera más inclusiva y eficiente.

Los proyectos de cooperación al desarrollo enmarcados en el sector del abastecimiento de agua y las aguas subterráneas deberán promover la formación y resultados concretos en el área de la planificación y el monitoreo del recurso hídrico, junto con la inversión para la construcción y gestión de los propios sistemas.

Capacitación y divulgación de la hidrogeología fundamental

Para asegurar el éxito y la sostenibilidad de cualquier proyecto de cooperación en relación al agua y saneamiento, debe fomentarse la participación de todos los sectores en todas las etapas del proyecto y tener en cuenta las costumbres socioculturales de la población a la hora de establecer por ejemplo un sistema de saneamiento u otro para asegurar su aceptación. En el caso específico de los proyectos de reducción del riesgo de desastres, todos los actores involucrados también deben estar preparados en caso de llegar la emergencia, para que puedan dar una respuesta adecuada a la nueva situación.

Es habitual que en todos los proyectos de desarrollo se contemple por ejemplo la difusión y sensibilización en lo que refiere a las prácticas correctas de saneamiento o al funcionamiento y mantenimiento de los sistemas de abastecimiento y saneamiento establecidos, a autoridades locales, técnicos y población.

Pero no solo la participación y sensibilización es la clave del éxito sino también su implicación, siendo de vital importancia dotar a los diferentes actores de los conocimientos básicos sobre el recurso hídrico subterráneo. Este conocimiento es muy importante para un uso racional y sostenible del recurso a largo plazo, sobretodo una vez finalizada la intervención ya que en muchos casos la mejora realizada durante la realización del proyecto se pierde con su finalización por la poca implicación de los actores locales.

El hidrogeólogo debería trabajar para asegurar esta divulgación de conocimientos básicos de hidrogeología tanto para los propios usuarios, como

para los responsables de los sistemas, los técnicos, los perforadores y los gestores. Así según las necesidades de cada actor, el hidrogeólogo debería hacer una difusión del papel de las aguas subterráneas en el ciclo hidrológico, de su estudio en campo, de las técnicas para su caracterización, de su aprovechamiento y de los procesos contaminantes que pueden afectarle. Además, la forma de hacer esta divulgación se deberá adaptar en cada caso a los conocimientos y formación de los diferentes actores implicados, que van desde el usuario local hasta los gestores, administradores y políticos.

Es decir, en todas las intervenciones tanto de emergencia como de ayuda al desarrollo, que de alguna manera contemplen la componente de aguas subterráneas, se debería proporcionar una capacitación ajustada a las necesidades de cada uno de los actores implicados. Solo de esta manera se permitiría por ejemplo al usuario final, involucrarse en la protección del recurso hídrico subterráneo evitando actuaciones que podrían perjudicarlo como por ejemplo la acumulación de basuras en zonas de recarga del acuífero.

Un ejemplo de buen hacer lo constituyen Adalberto y Cesar de la ONGD Pro Comunidades Indígenas (Figura 2), expertos en prospección de acuíferos someros para comunidades indígenas del Chaco Paraguayo que integran a la comunidad en la toma de decisiones y la ubicación del pozo, así como en todo el proceso constructivo y de mantenimiento de los mismos. Este hacer se contrapone desafortunadamente a algunas malas prácticas de la agencia gubernamental competente en materia de aguas basada en la subcontratación de perforistas que deben completar un cupo de pozos construidos por contrato sin considerar la comunidad y con independencia de su ubicación, productividad o calidad del agua. Como consecuencia, las comunidades indígenas se mantienen reacias a cualquier intervención de dicha agencia a la que solicitan formación en autoconstrucción y plena participación en cualquier iniciativa promovida dentro de sus tierras.



Figura 2: Técnicos de Agua de la ONGD Pro Comunidades Indígenas perforan junto a miembros de la comunidad un nuevo pozo en una comunidad indígena de de etnia Maskoy, Chaco Paraguayo (Barbieri *et al.*, 2012).

Otro ejemplo de los beneficios obtenidos en la divulgación y formación en hidrogeología se encuentra en la provincia de Cabo Delgado (Mozambique) en el marco de un proyecto (AECID, 2009) con financiación de la AECID y a cargo de la consultora especializada en hidrogeología y cooperación Amphos 21 Consulting S.L., que en 2010 capacitó a 16 técnicos locales de agua en hidrogeología aplicada. El objetivo de esta capacitación, con una duración de 4 días, era divulgar los conceptos básicos de la hidrogeología en relación a la recarga, descarga, transmisividad, almacenamiento, balance hídrico, entre otros. Así como también la de formar en relación a buenas prácticas para la ubicación, construcción, protección y mantenimiento de captaciones de agua subterránea, unido a conceptos de gestión integral del recurso. Adicionalmente, se incluyeron casos prácticos relacionadas con el levantamiento de puntos de agua, redes de monitoreo, parámetros de calidad in-situ, entre otros, para que los técnicos pudieran llegar a tomar responsabilidades en la caracterización, seguimiento y protección de los recursos.

Los resultados de la formación fueron muy positivos en la apropiación de los conceptos básicos y cambio de actitud ante el agua subterránea, que dejó de ser “algo misterioso” para convertirse en un recurso que se puede y debe conocer, caracterizar, gestionar y proteger. También porque se dejaron a disposición de las autoridades materiales formativos de hidrogeología adaptados al idioma y al nivel formativo de los técnicos, objetivo del curso. El aspecto más débil identificado fue la ausencia de réplica de este tipo de formaciones, así como de medios físicos para llevar a cabo las acciones propuestas (sondas de nivel, equipos móviles para medición de la calidad), lo que unido a la elevada rotación del personal local puede reducir el impacto y aplicación de sus resultados en el tiempo.

Conclusiones

Las aguas subterráneas cada vez más son consideradas, en detrimento de las aguas superficiales, en los proyectos de cooperación internacional al desarrollo y emergencias relacionadas con el aumento de coberturas de abastecimiento. Su calidad generalmente es aceptable, el caudal que puede aportar para el abastecimiento es más constante en relación a la estacionalidad y a posibles eventos extremos lo que lo convierte en un elemento clave para impulsar el bienestar en países en desarrollo y también en situaciones de emergencia. Además las aguas subterráneas son de fácil acceso y habitualmente pueden captarse en distancias cercanas a donde residen los usuarios, aunque deberá dedicarse más tiempo para poder acceder al recurso. Por ello es de vital importancia su caracterización y conocimiento exhaustivo, para poder protegerlo y este será también un punto clave en los proyectos relacionados con el aumento de coberturas de saneamiento.

En los contextos de cooperación, en países en vías de desarrollo lo más habitual es disponer de poca información hidrogeológica previa y habitualmente no existen datos históricos imprescindibles para el estudio de la variabilidad de la cantidad del recurso en situaciones extremas. Por lo que la caracterización del recurso hídrico subterráneo debe adaptarse a los datos existentes y a los que se puedan recopilar en el momento. El hidrogeólogo debe planificar esta recolecta y aprovechar al máximo toda la información obtenida en la campaña de campo usando todas aquellas herramientas posibles.

Cada zona está enmarcada en un contexto y tiene sus particularidades por lo que requerirá de unas herramientas específicas. Así, con el conocimiento hidrogeológico de la zona y de sus necesidades y capacidades se pueden establecer objetivos a corto y largo plazo para aumentar o consolidar coberturas de agua y saneamiento.

El éxito y sostenibilidad de un proyecto de cooperación en relación al agua y saneamiento será posible si se asegura la participación de todos los sectores en todas las etapas, teniendo en cuenta siempre las costumbres socioculturales de la población. Además en el caso de considerar el agua subterránea, su éxito definitivo y su mantenimiento en el tiempo solo será posible si se dota a los diferentes actores de los conocimientos básicos del recurso hídrico subterráneo. Esta divulgación y formación debe ser a medida y adecuada en función de sus necesidades tanto para los propios usuarios como para los perforadores o gestores. Solo de esta manera se asegura la implicación de todos en la protección del recurso hídrico subterráneo.

Bibliografía

AECID (2009). Estudio Hidrogeológico y Evaluación de los Recursos Hídricos de la isla de Ibo: elaboración de propuestas para la explotación racional y gestión sostenible del agua. *Proyecto ejecutado por Amphos 21 Consulting SL*. Mozambique 2009-2010.

Barbieri, M., Blanco, A., Gamazo, P., Vázquez, E. (2012). Estudio hidrogeológico de los acuíferos someros del Chaco Central Paraguayo. Grupo de Hidrogeología (GHS (IDAEA/CSIC-UPC), Barcelona), Departamento del Agua (UDELAR, Uruguay), Intermon-Oxfam (Barcelona); Consorcio COOPI/OXFAM-PCI (Paraguay), Secretaría Emergencia Nacional (SEN, Paraguay).

Cossio, V., Perez-Foguet, A., Durán, A., Yacoub, C. (Eds.) (2014). Sistemas de Información e instrumentos técnicos para la Gestión del Agua. Resultados de investigación del programa SIDAGUA en la Cuenca Pucara, Bolivia. Centro Agua, Universidad Mayor San Simón, Cochabamba, Bolivia, (en prensa).

Kennedy, J. (2008). Challenging camp design guidelines. Forced Migration Review. *Refugee Studies Centre*. Oxford Department of International Development. University of Oxford.

Modelos de regresión para evaluar la vulnerabilidad de las aguas subterráneas a la contaminación por nitratos

M. Boy-Roura¹, B.T. Nolan², K. Cameron³, H. Di⁴, A. Menció⁵, J. Mas-Pla⁶

Palabras clave: contaminación, aguas subterráneas, nitratos, modelización

Resumen

La contaminación por nitratos asociada a fuentes difusas es una limitación importante en la gestión de los recursos hídricos en todo el mundo. Determinar las zonas más vulnerables a la contaminación ayuda a establecer estrategias de planificación y protección de las aguas subterráneas. En este estudio, se utilizan modelos estadísticos de regresión lineal múltiple (RLM) para predecir la concentración de nitratos en el agua e identificar las variables que influyen de manera significativa en la contaminación a distintas escalas espaciales. Estos métodos se han utilizado satisfactoriamente para evaluar la vulnerabilidad de las aguas subterráneas a escala experimental (estudio con lisímetros en Canterbury, Nueva Zelanda) y a escala regional (Osona, NE España).

¹ Centre for Soil & Environmental Quality, PO Box 84, Lincoln University, Canterbury, New Zealand / Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071, Girona, Spain, merce.boyrourea@lincoln.ac.nz

² US Geological Survey, 413 National Center, Reston, Virginia 20192, United States, btnolan@usgs.gov

³ Centre for Soil & Environmental Quality, PO Box 84, Lincoln University, Canterbury, New Zealand, keith.cameron@lincoln.ac.nz

⁴ Centre for Soil & Environmental Quality, PO Box 84, Lincoln University, Canterbury, New Zealand, hong.di@lincoln.ac.nz

⁵ Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071, Girona, Spain, anna.mencio@udg.edu

⁶ Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071, Girona, Spain / Catalan Institute for Water Research (ICRA), 17003 Girona, Spain, josep.mas@udg.edu

Introducción

En los últimos años, la actividad agrícola, entre otros usos del suelo, ha deteriorado la calidad de las aguas debido a la introducción en exceso de nutrientes. La contaminación por fuentes difusas es una limitación importante en la gestión de los recursos hídricos en todo el mundo ya que concentraciones elevadas de nutrientes (en concreto nitrógeno y fósforo) en el agua son el origen de distintas problemáticas ambientales (Spalding and Exner, 1993) y también pueden causar problemas de salud pública (Ward and Brender, 2011).

La comarca de Osona (NE de España) es una zona de producción agrícola y ganadera porcina intensiva, donde anualmente se producen y se aplican grandes cantidades de fertilizantes orgánicos en los cultivos. Concentraciones de nitrato superiores a 50 mg/L son habituales, alcanzando valores de 450 mg/L en alguno de los pozos muestreados (Menció *et al.*, 2011a; Boy-Roura *et al.*, 2013). Mientras tanto, la región de Canterbury (Nueva Zelanda) ha sido tradicionalmente una región agrícola y ganadera, pero en los últimos años se ha producido una enorme expansión de la industria lechera en todo el país. De hecho, la orina de vaca ha sido identificada como la fuente más importante de pérdidas de nitrato por lixiviación procedente de vacas lecheras en pastoreo en Nueva Zelanda (Di y Cameron, 2002; Moir *et al.*, 2011).

Existen diferentes factores que afectan el transporte y la concentración de nitrógeno, tales como las prácticas agrícolas, la intensidad de fertilización, las condiciones climáticas, la hidrología y las características de drenaje del suelo (Menció *et al.*, 2011b; Cameron *et al.*, 2013). El estudio de la ocurrencia de nutrientes requiere la integración de complejas relaciones entre distintas variables, y el análisis y modelización de datos son una herramienta útil para comprender los procesos relacionados con las pérdidas de nitrógeno, así como para delinear las áreas que son más vulnerables a la contaminación. Los modelos de regresión son análisis estadísticos en forma de ecuaciones de regresión que se utilizan para la predicción de probabilidades o concentraciones de contaminantes, como por ejemplo para estudiar la distribución de nitratos en zonas agrícolas (Nolan *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2005; Boy-Roura *et al.*, 2013). En este estudio, se propone el uso de modelos de regresión lineal múltiple (RLM) para predecir la concentración de nitratos en el agua e identificar las variables que influyen de manera significativa en la contaminación a distintas escalas espaciales. Estos métodos se utilizan para evaluar la vulnerabilidad de las aguas

subterráneas a escala experimental (estudio con lisímetros en Canterbury, Nueva Zelanda) y a escala regional (Osona, NE España).

Metodología

En ambos casos de estudio se integraron en el RLM los datos de concentración de nitrato (variable dependiente) junto con varias variables representativas de las fuentes de nitrógeno, su transporte y atenuación (variables explicativas). Para determinar la vulnerabilidad de las aguas subterráneas a escala experimental, se utilizaron los datos de 12 estudios con lisímetros que registraban la lixiviación de nitratos (88 valores) bajo diferentes tratamientos propios de una explotación ganadera extensiva en Canterbury. En este caso se incluyeron 48 variables explicativas, entre ellas la carga de fertilizante, drenaje, precipitación, prácticas de irrigación, características del suelo y el uso de inhibidores de la nitrificación. Mientras que para evaluar la vulnerabilidad a escala regional, los datos de concentración de nitrato de 57 pozos de la comarca de Osona se integraron en otro modelo de RLM junto con 70 variables explicativas. Algún ejemplo de ellas es la carga de nitrógeno, el porcentaje de uso agrícola en un área de 500 m alrededor del pozo, el tipo de acuíferos y suelo, profundidad del pozo, o datos químicos del agua.

En los dos modelos, la variable dependiente (concentración de nitrato) fue transformada a logarítmica para reducir la variabilidad de los datos. Los coeficientes de regresión de las variables explicativas fueron calculados usando el método de mínimos cuadrados. Además, se utilizaron distintos contrastes estadísticos y gráficos para comprobar que las hipótesis de la regresión lineal múltiple fueron ciertas y no existieran problemas de multicolinealidad entre las variables.

Resultados y discusión

El modelo de RLM a escala experimental en lisímetros ($R^2=0,81$, Figura 1A) muestra que las variables que más afectan a la concentración de nitrato en el agua son la carga de nitrógeno en forma de orina, el volumen de drenaje y la aplicación de inhibidores de la nitrificación, como el uso de DCD (Tabla 1). Se

observó que la lixiviación de nitratos aumenta con la cantidad de nitrógeno aplicado en forma de orina, especialmente cuando se aplican en otoño, y también cuando el drenaje es elevado. En cambio, el uso de inhibidores de la nitrificación (compuestos químicos que retrasan la oxidación bacteriana de amonio a nitrito en el suelo) reduce significativamente la concentración de nitrato en el agua. Aunque las pérdidas de nitrógeno por lixiviación fueron significativamente más altas en suelos Lismore (suelos bien drenados y con permeabilidad moderada-alta) que en suelos Templeton (moderadamente bien drenados y con permeabilidad baja), el modelo no identificó el tipo de suelo como un parámetro significativo.

Tabla 1. Variables explicativas en el modelo RLM a escala experimental en lisímetros (Canterbury, Nueva Zelanda).

Variable	Coeficiente	p-valor
Constante	1,15715	<0,0001
Carga de nitrógeno (orina)	0,00327	<0,0001
Inhibidor nitrificación (DCD)	-0,02754	0,00299
Drenaje	0,00198	0,00006

En el caso del modelo a escala regional en la comarca de Osona ($R^2=0,75$, Figura 1B), los resultados indican que los factores que influyen de forma significativa en la contaminación por nitratos son la carga de nitrógeno, el tipo de acuífero, la presencia de suelos bien drenados y profundos, la irrigación de los cultivos y la existencia de procesos de desnitrificación (Tabla 2). El modelo predice, coherentemente, concentraciones más altas de nitrato cuando la carga de nitrógeno es elevada, donde los pozos se encuentran en acuíferos libres y en presencia de suelos bien drenados. En cambio, se esperan concentraciones más bajas de nitrato cuando se utilizan aguas superficiales para la irrigación de los cultivos (dilución) y cuando ocurren procesos de desnitrificación en el acuífero, controlados en esta zona por la oxidación de pirita (Otero *et al.*, 2009).

Tabla 2 Variables explicativas en el modelo RLM a escala regional (Osona, NE España).

Variable	Coefficiente	p-valor
Constante	4,67884	<0,0001
Carga de nitrógeno	0,00529	0,0013
Tipo de acuífero	-0,73102	<0,0001
Suelos "Haplic calcisol"	0,02024	0,0612
Irrigación	-0,03788	0,0858
Denitrificación	-0,24440	0,0148

La comparación entre ambos modelos indica que la carga de nitrógeno aplicada es el factor clave en la concentración final de nitrato en las aguas subterráneas. Así mismo, el tipo de suelo juega un papel importante en el transporte del nitrato y, finalmente, la presencia de procesos de atenuación (ya sean naturales o inducidos) ayudan a reducir los niveles de contaminación.

Los dos modelos de regresión explican más del 75% de la variación en la concentración de nitrato en el agua, las variables seleccionadas en los modelos son significativas ($p\text{-valor} < 0,1$) y se cumplieron todas las suposiciones de la regresión lineal. Los dos modelos fueron validados satisfactoriamente ($p\text{-valor} < 0,0001$) con una base de datos independiente, en el caso de Osona, y con validación cruzada, en el caso de Nueva Zelanda.

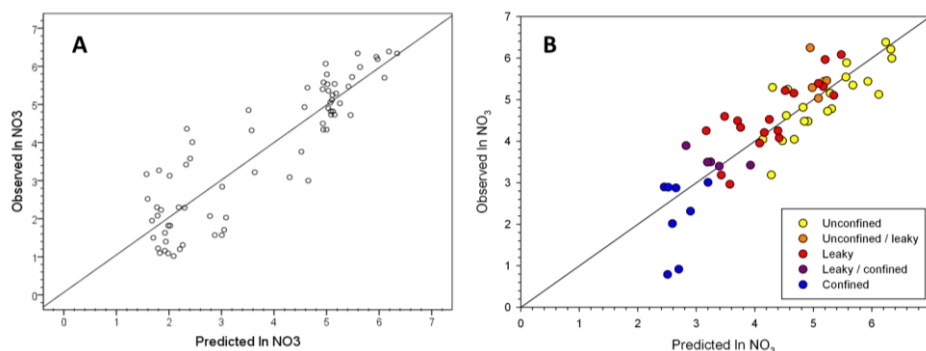


Figure 1. Relación entre las concentraciones de nitrato (ln) estimadas y observadas por el estudio a escala experimental (A) y a escala regional (B).

En el caso del modelo a escala regional, se elaboraron mapas de vulnerabilidad de la comarca de Osona para acuíferos libres (Figura 2), semi-confinados y confinados a partir de los resultados del modelo de regresión. Estos mapas reflejan patrones locales de fuentes de nitrógeno y de las características de susceptibilidad del acuífero. Los resultados del modelo de Nueva Zelanda no se pudieron cartografiar ya que los datos emprados son a escala experimental (lisímetros) y no se disponía de suficiente información de campo para extrapolar los valores espacialmente.

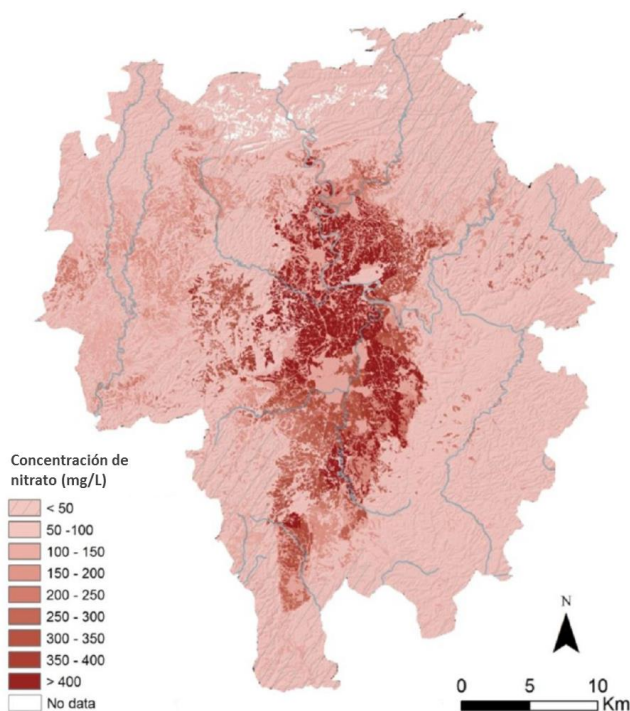


Figure 2. Mapa de vulnerabilidad para acuíferos libres en la comarca de Osona.

Conclusiones

Los modelos de regresión lineal múltiple son una herramienta válida para la evaluación de la vulnerabilidad de las aguas subterráneas y permiten identificar

los factores que influyen de forma más importante en la contaminación por nitratos a distintas escalas espaciales, así como predecir las concentraciones según un rango de condiciones. Los factores clave en la concentración final de nitrato en las aguas subterráneas son: la carga de nitrógeno, el tipo de suelo y la presencia de procesos de atenuación (ya sean naturales o inducidos). En el caso del modelo a escala regional, los resultados del modelo permitieron elaborar mapas de vulnerabilidad para determinar las áreas más susceptibles a la contaminación por nitratos. Entonces, se recomienda prestar especial atención en aquellas zonas donde la vulnerabilidad de las aguas subterráneas es elevada y, elaborar planes de gestión que incluyan medidas de control y mitigación de la contaminación por nitratos.

Estos modelos de regresión pueden contribuir a mejorar la planificación, protección y gestión de las aguas subterráneas. Además, permiten evaluar nuevos escenarios, como por ejemplo, el efecto de prácticas agrícolas y ganaderas alternativas sobre la calidad de las aguas.

Reconocimientos

El estudio en Osona (España) fue financiado por el proyecto CGL-2011-29975-C04-04, y el estudio en Nueva Zelanda fue financiado por el proyecto NESSIE – Erasmus Mundus Partnership Project de la Comisión Europea.

Bibliografía

Boy-Roura, M., Nolan, B.T., Menció, A., Mas-Pla, J. (2013). Regression model for aquifer vulnerability assessment of nitrate pollution in the Osona region (NE Spain). *Journal of Hydrology* 505: 150 – 162.

Cameron, K.C., Di, H.J., Moir, J.L. (2013). Nitrogen losses from the soil/plant system: a review. *Annals of Applied Biology* 162: 145–173.

Di, H.J. y Cameron, K.C. (2002). Nitrate leaching in temperate agroecosystems: sources, factors and mitigation strategies. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 46: 237-256.

Menció, A., Mas-Pla, J., Otero, N., Soler, A. (2011a). Nitrate as a tracer of groundwater flow in a fractured multilayered aquifer. *Hydrological Sciences Journal*, 56(1): 108-122.

Menció, A., Boy, M., Mas-Pla, J. (2011b). Analysis of vulnerability factors that control nitrate occurrence in natural springs (Osona region, NE Spain). *Journal of Science of the Total Environment* 409, 3049-3058.

Moir, J., Cameron, K. C., Di, H.J., Fertsak, U. (2011). The spatial coverage of dairy cattle urine patches in an intensively grazed pasture system. *The Journal of Agricultural Science* 149, 4: 473-485.

Nolan, B.T., Hitt, K.J., Ruddy, B.C. (2002). Probability of nitrate contamination of recently recharged groundwaters in the conterminous United States. *Environmental Science and Technology* 36, 10: 2138-2145.

Otero, N., Torrentó, C., Soler, A., Menció A., Mas-Pla 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.

Spalding R.F., Exner M.E. (1993). Occurrence of nitrate in groundwater: a review. *Journal Environmental Quality* 22: 392-402.

Silva, R.G., Holub, S.M., Jorgensen, E.E., Ashanuzzaman, A.N.M. (2005). Indicators of nitrate leaching loss under different land use of clayey and sandy soils in southeastern Oklahoma. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 109(3): 346-359.

Ward, M.H., Brender, J.D. (2011). Drinking water nitrate and health, In: Editor-in-Chief: Jerome O. Nriagu, Editor(s)-in-Chief, *Encyclopedia of Environmental Health*, Elsevier.

Caracterización hidroquímica del sistema acuífero de Santágueda

Hilda Patricia Cano Sánchez¹, Marco Tulio Jaramillo Salazar¹

Palabras clave: sistema acuífero, hidroquímica, hidrogeología, isótopos

Resumen

A partir de análisis fisicoquímicos e isotópicos de los diferentes elementos que intervienen en el ciclo hidrológico y en especial de las aguas provenientes del componente subterráneo, del sistema acuífero de Santágueda, el cual se ubica en la zona centro occidente de la cordillera central de Colombia en el departamento de Caldas aproximadamente a 340 km al oeste de Bogotá, se ha confirmado el funcionamiento de este como un sistema acuífero multicapa conformado por las unidades hidrogeológicas del Cuaternario constituidas por flujos de escombros y terrazas aluviales de las principales corrientes que drenan la zona, subyacente por unidades de edad Terciario constituidas principalmente de conglomerados polimigmatíticos con intercalaciones de arenitas y arcillolitas, las cuales poseen una importante permeabilidad secundaria, los depósitos de estas unidades suprayacen una unidad de edad cretácica constituida por rocas volcánicas la cual drena sus aguas hacia las unidades descritas y a su vez sirve de base a las unidades acuíferas más importantes.

El agua subterránea se mueve con una dirección en flujo regional hacia el norte buscando el flujo base del río Cauca; localmente drenan y son drenadas por corrientes de agua de orden menor y descargan sus aguas hacia el Río Chinchiná; la demanda del recurso proveniente del componente subterráneo del ciclo ha aumentado dado que los acueductos del lugar utilizan el agua subterránea para cubrir la demanda.

La composición isotópica de los diferentes componentes del ciclo hidrológico en esta zona es propia de zonas de montaña, su análisis junto al análisis hidrogeoquímico permitió identificar las zonas de recarga por precipitación directa e indirecta a través de entradas laterales aportadas por la unidad

¹ Universidad de Caldas

hidrogeológica del cretácico generándose su infiltración a alturas alrededor de 1.300 y 940 msnm, además de aportes locales de los cuerpos de agua superficial. Los coeficientes pluviométricos determinados con los datos de las series históricas de precipitación permitieron identificar cuatro épocas climáticas estacionales: dos secas (diciembre a marzo y julio a agosto) y dos húmedas (abril a mediados de julio y octubre a mediados de diciembre), estableciéndose el año hidrológico en el mes de mayo debido a la mayor recurrencia de precipitación.

Los resultados de los análisis químicos permiten observar mayor presencia de iones de sulfatos y magnesio en las capas acuíferas superficiales en la época seca mientras que en la época húmeda disminuye su concentración, este fenómeno es detectable en los cuerpos de agua superficial y en estas capas acuíferas, las capas acuíferas profundas no demuestran esta sensibilidad en cortos periodos de tiempo lo que comprueba como cabría esperarse, que son aguas con recorridos más largos y por lo tanto con mayor tiempo de permanencia en este subsistema del ciclo hidrológico, su composición refleja aguas originadas en épocas húmedas más antiguas o bien que por no estar expuestas de manera tan directa a la radiación solar no se produce enriquecimiento de magnesio y sulfato.

Las desviaciones isotópicas del O^{18} indican que parte del agua infiltrada hacia el sistema acuífero proviene de los 1.300 msnm cuya infiltración se inicia en las rocas de la unidad hidrogeológica del cretácico y otra parte es de precipitación directa a los 947 msnm. De acuerdo a los parámetros físico-químicos analizados se encuentra que el agua proveniente del sistema acuífero subterráneo posee una buena calidad para consumo humano.

Efectos del crecimiento de biomasa sobre la distribución de poros y la curva de retención en procesos de infiltración

Albert Carles-Brangarí¹, Xavier Sánchez-Vila¹, Simonetta Rubol², Anna M. Romani³, Anna Freixa³, Daniel Fernández-García¹

Palabras clave: procesos acoplados, infiltración, distribución poros

Resumen

Una amplia gama de fenómenos multidisciplinares relacionados con los procesos hidrodinámicos, físico-químicos y biológicos se interrelacionan a distintas escalas espaciales y temporales durante procesos de infiltración natural, artificial o inducida. En este trabajo se presenta un ensayo a escala (intermedia) en el que se simula la infiltración a través de la capa superior de una balsa de recarga con agua de río que contiene una fracción de materia orgánica.

El experimento se realiza en una caja de arena de aproximadamente un metro en dirección vertical. El objetivo principal es proporcionar un modelo físico pero simplificado para predecir los efectos de la modificación del espacio de poros durante el proceso de infiltración, con especial énfasis en los procesos biológicos, ya que se encontró que la actividad bacteriana afecta altamente el flujo a través de los suelos no saturados.

Entre otros parámetros, se mide el crecimiento, la acumulación y la distribución espacial de las células vivas y muertas con la profundidad, la formación de burbujas de gas biogénico y la producción de sustancias polisacáridas extracelulares, y se observa cómo la evolución de estos parámetros puede estar relacionada con la modificación observada de la curva

¹ GHS – Universitat Politècnica de Catalunya

² DICA – Università di Trento

³ Institute of Aquatic Ecology, University of Girona

de distribución de espacio de poros, que a su vez es el principal factor que controla la conectividad hidráulica.

Utilizando un modelo del suelo simplificado de tubos capilares, donde el crecimiento bacteriano puede taponar físicamente dichos poros, la evolución en la curva de retención se puede modelar adecuadamente.

Evaluación del impacto de las sustituciones de bombeo en el comportamiento hidrogeológico del Sistema de la Mancha Oriental

Eduardo Cassiraga¹, David Sanz², Santiago Castaño³, Teodoro Estrela⁴ y Diego Irles⁵

Palabras clave: planificación hidrológica, modelos de flujo, uso conjunto, acuíferos de la Mancha Oriental

Resumen

Los modelos matemáticos de simulación de acuíferos son una herramienta imprescindible para la planificación hidrológica. Este trabajo utiliza un modelo de flujo de agua subterránea del sistema de acuíferos de La Mancha Oriental, para estudiar el impacto que distintas políticas de sustitución de bombeos tendrían sobre los niveles piezométricos y los flujos transferidos desde el acuífero al río Júcar. Para ello se simulan escenarios de sustitución de bombeos en diferentes zonas del acuífero con valores de entre 10 y 35 hm³/año y horizonte temporal 2027. Los efectos de las distintas políticas de sustitución sobre los flujos vertidos al río y sobre los niveles piezométricos se comparan con una situación de referencia.

¹ Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain, efc@upv.es

² Instituto de Desarrollo Regional. Universidad de Castilla-La Mancha, Campus Universitario s/n, 16071 Albacete, Spain, david.sanz@uclm.es

³ Instituto de Desarrollo Regional. Universidad de Castilla-La Mancha, Campus Universitario s/n, 16071 Albacete, Spain, santiago.castano@uclm.es

⁴ Oficina de Planificación Hidrológica, Confederación Hidrográfica del Júcar, Avda. Blasco Ibáñez 48, 46010 Valencia, Spain, Teodoro.Estrela@chj.es

⁵ Oficina de Planificación Hidrológica, Confederación Hidrográfica del Júcar, Avda. Blasco Ibáñez 48, 46010 Valencia, Spain, diego.irles@chj.es

Introducción

El sistema de acuíferos de la Mancha Oriental (SMO), también denominado Unidad Hidrogeológica 08.29, se localiza en el SE de la Península Ibérica, pertenece en su totalidad a la Cuenca del río Júcar (Figura 1) y tiene un área de 7.260 km². La precipitación media anual de esta zona es de unos 350 mm, siendo la evapotranspiración de referencia (Festuca) de unos 1.200 mm. Aun bajo las condiciones de aridez de la zona, durante los últimos 40 años se han transformado en su superficie unos 1.000 km² de tierras de secano en regadío, mediante el uso generalizado de las aguas subterráneas, lo que ha permitido un importante desarrollo socioeconómico de la región. Del SMO se extraen unos 320 Mm³/año brutos de agua subterránea de los cuales el 98% se utilizan para la agricultura de regadío. El volumen extraído no es compatible con el valor de los recursos disponibles de agua subterránea estimados en 260 Mm³/año por la Propuesta de Proyecto de Plan Hidrológico de la Cuenca del Júcar, Ciclo 2009-2015. Por esta razón, se propone la asignación de recursos superficiales para la sustitución de bombeos del acuífero de la Mancha Oriental, preferentemente en zonas regables de iniciativa pública, hasta un máximo de 80 hm³/año.



Figura 1. Localización del área de estudio

En este contexto, las autoridades de cuenca y los usuarios de agua subterránea del SMO encargaron a la Universidad de Castilla-La Mancha y a la Universitat Politècnica de València, la elaboración de un modelo de flujo subterráneo 3D del sistema. Este modelo se ha convertido en una herramienta útil para la planificación y gestión sostenible de los recursos hídricos y en este trabajo se ha utilizado para la simulación de los posibles escenarios de sustitución de bombeos y establecer la repercusión sobre los niveles piezométricos e interacciones con el río Júcar.

Modelación del sistema de acuíferos de la Mancha Oriental

La modelación matemática es una de las mejores maneras de administrar, integrar, validar y cuantificar la información hidrogeológica. La principal tarea para realizar un modelo matemático de un acuífero es establecer un correcto y

coherente modelo conceptual. En este caso fue desarrollado a partir de los trabajos publicados por Sanz *et al.* (2009). El comportamiento hidrogeológico del sistema está determinado por una serie de elementos interrelacionados incluyendo la disposición estructural de las unidades hidrogeológicas, las áreas de recarga y la relación de los ríos Júcar, Jardín y Lezuza con el acuífero.

Para simular el flujo subterráneo se utilizó el código MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1984). El área de estudio fue discretizada horizontalmente en celdas cuadradas de 1 km de lado, alineadas en dirección norte y dando como resultado una malla de 126 columnas y 131 filas. En sentido vertical el sistema está formado por 3 capas acuíferas separadas por dos acuitardos. El sistema descansa sobre una capa impermeable. El periodo simulado va desde 1980 a 2010 y la discretización es mensual. Las condiciones de contorno fueron definidas de tal manera que los límites del modelo coinciden con los límites físicos del sistema. El río Júcar se representa como una condición de contorno con potencial específico. La recarga por infiltración de agua de lluvia fue suministrada por la CHJ y corresponde a los resultados del modelo PATRICAL (Pérez Martín, 2005) (Figura 2). Para determinar la extracción de agua subterránea se utilizó la metodología propuesta por Castaño *et al.* (2010).

La calibración del modelo se consideró satisfactoria cuando el modelo consiguió reproducir adecuadamente los flujos circulando por los distintos tramos del río y las alturas piezométricas. Una descripción detallada de la modelación del SMO puede encontrarse en Sanz *et al.* (2011).

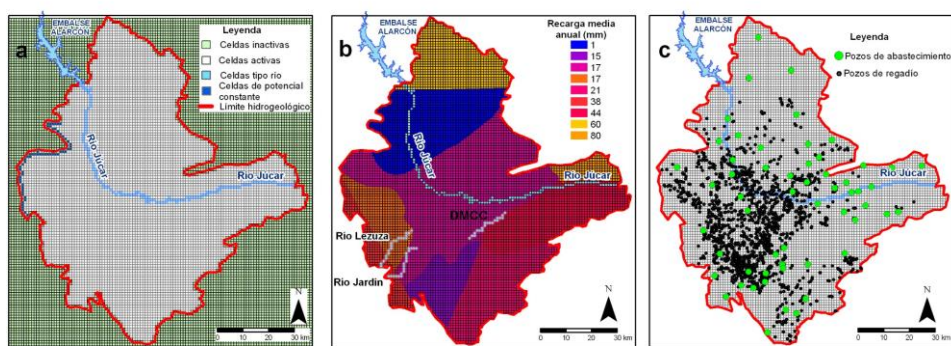


Figura 2. Área de estudio mostrando a) los límites del sistema, tamaño de celda y tipo de condiciones de contorno, b) recarga anual media de agua subterránea (infiltración de lluvia) distribución obtenida modelo Patricol, c) la distribución de pozos de bombeo para abastecimiento (n=56) y para el riego (n=2451)

Simulación de escenarios de sustitución de bombeos

La administración seleccionó cuatro zonas posibles para la realización de la sustitución de bombeos. En cada una de ellas se realizará una sustitución de los volúmenes bombeados de aguas subterráneas de aproximadamente 10 hm³/año (Figura 3a). Además, existe una zona donde se lleva realizando sustitución de bombeos desde el año 2001.

Bajo estas condiciones se elaboraron una serie de escenarios con horizonte en el año hidrológico 2026/27, con las características de bombeos prefijadas (315 Mm³/año) y con unos valores de recarga medios acordes al periodo 1980-2010. Una vez seleccionadas las zonas se anularon los pozos asociados a las mismas, hasta el volumen de agua bombeado acordado (máximo 10 hm³/año). De cada uno de los escenarios simulados se confeccionan tablas y gráficos para comparar los resultados con respecto al escenario de no sustitución de bombeos. Los elementos a comparar fueron: a) afección de la sustitución de bombeo a las descargas del acuífero al río Júcar (se compararon los volúmenes anuales drenados por el río Júcar al acuífero con y sin sustitución de bombeo para diferentes tramos de río, Figura 3b), b) afección de la sustitución de bombeo a los niveles piezométricos del entorno de las explotaciones donde se produjo la sustitución (para ello se compararán los niveles piezométricos mensuales con y sin sustitución de bombeo, así como los niveles estáticos medios anuales).

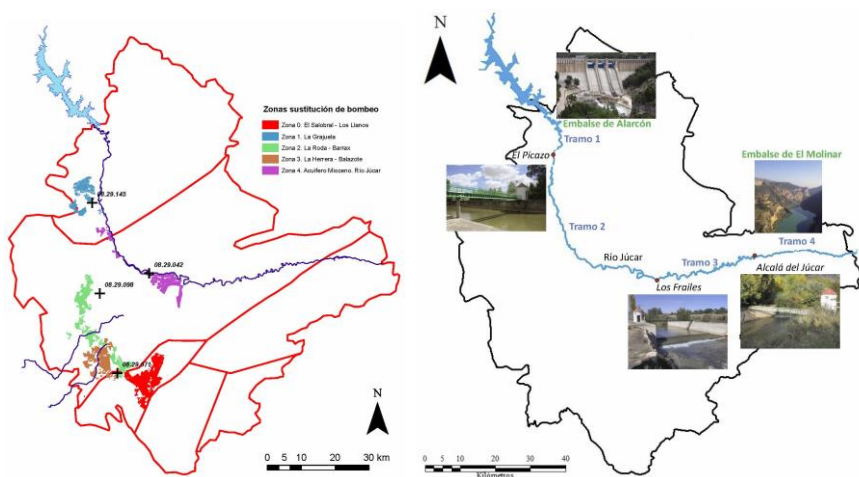


Figura 3. Localización de las posibles zonas de sustitución de bombeos de agua subterránea (izquierda), y tramos de evaluación de la descarga del acuífero al río

Resultados

Los volúmenes drenados por el acuífero al río con y sin sustitución para cada tramo se pueden observar en la tabla 1. Las sustituciones no afectan los caudales drenados al río en los tramos 1, 3 y 4. Mientras que para el tramo 2, las sustituciones en las zonas 2 y 3 suponen un incremento del drenaje de $0,6 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y en la zona 4 de $1,4 \text{ Mm}^3/\text{año}$.

Tabla 1. Descargas del acuífero al río Júcar para los diferentes escenarios. Valores medios (2010-2027). R: escenario de referencia, Zi: zona i

Escenario		R	Z0	Z1	Z2	Z3	Z4
Volumen sustituido		0	25	27	35	35	32
Volumen drenado	Tramo 1	0	0	0	0	0	0
	Tramo 2	30,83	30,76	30,97	31,13	31,35	32,17
	Tramo 3	47,17	47,16	47,21	47,26	47,26	47,34
	Tramo 4	13,50	13,50	13,51	13,51	13,51	13,51
Total		91,51	91,42	91,69	92,10	92,12	93,02

Respecto a la evolución de los piezómetros se hizo un estudio pormenorizado de más de 30 puntos en las proximidades de las áreas afectadas. En las figuras 4 a 7 se muestra el comportamiento de los niveles piezométricos en los puntos más representativos de cada zona. En cada gráfico hay 6 líneas de tendencia en correspondencia con cada uno de los escenarios simulados.

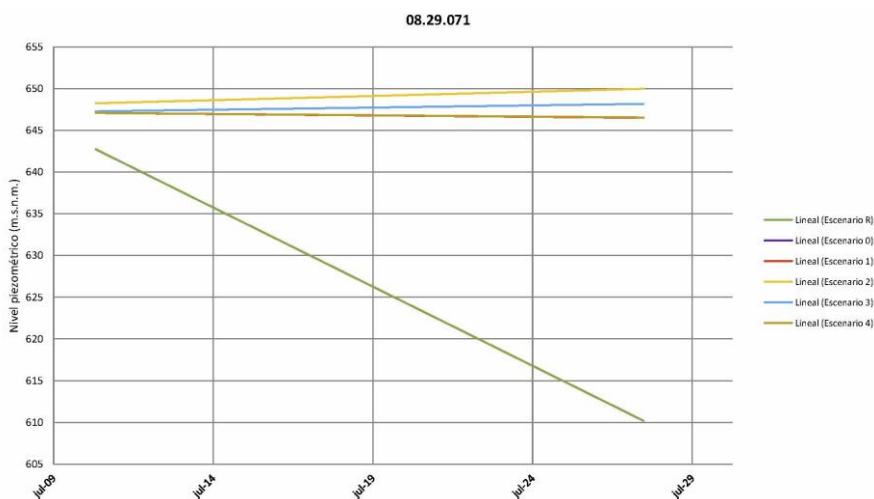


Figura 4. Tendencia de los niveles piezométricos en un piezómetro próximo a las zonas 0, 2 y 3

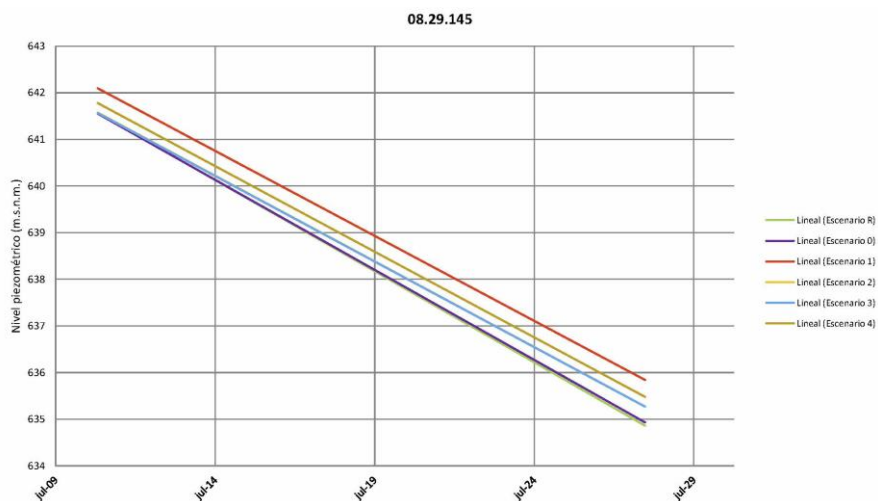


Figura 5. Tendencia de los niveles piezométricos en un piezómetro próximo a la zona 1

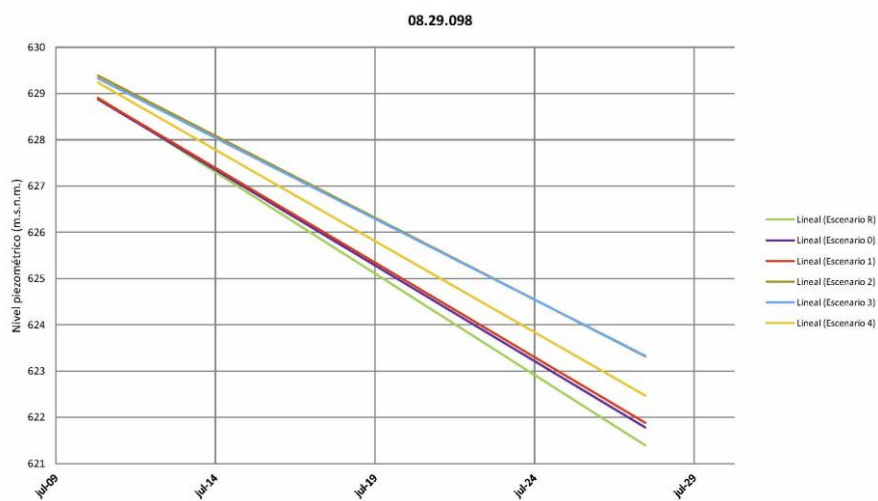


Figura 6. Tendencia de los niveles piezométricos en un piezómetro próximo a la zona 2

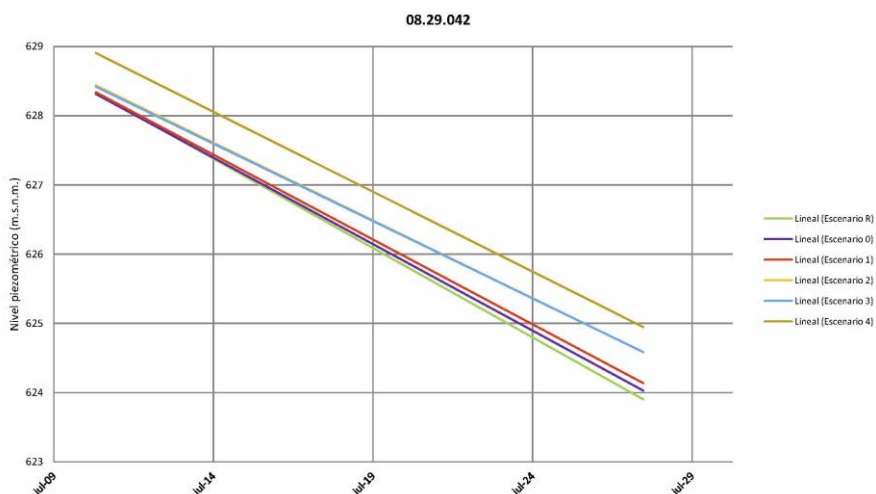


Figura 7. Tendencia de los niveles piezométricos en un piezómetro próximo a la zona 4

Conclusiones

En este trabajo se ha presentado de forma resumida una aplicación de un modelo de flujo de agua subterránea para el soporte de la toma de decisiones en relación a la gestión conjunta de aguas superficiales y subterráneas. El objeto de estudio es el efecto de una serie de políticas de sustitución de bombeo sobre el estado del sistema de acuíferos de la Mancha Oriental.

Los volúmenes sustituidos llegan como máximo a 10 hm³/año y las consecuencias de cada sustitución se evalúan observando sus efectos sobre los niveles piezométricos del acuífero y los flujos intercambiados entre río y acuífero para distintos tramos del primero.

Las sustituciones no afectan los caudales drenados al río en los tramos 1, 3 y 4. Respecto al tramo 2, las sustituciones en las zonas 2 y 3 suponen un incremento en el drenaje de 0,6 hm³/año y en la zona 4 de 1,4 hm³/año. Considerando la situación actual (25 hm³/año) ya implementada, lo anterior significa que la sustitución de 10 hm³/año adicionales (escenarios 2 y 3), incrementará en un 6% (0,6 hm³/año) el flujo drenado del acuífero al río, y en el caso del escenario 4 donde se sustituyen 7 hm³/año más, ese porcentaje asciende al 20% (1,4 hm³/año).

En cuanto a la evolución de los niveles es evidente que la sustitución de 25 hm³/año (escenario 0) es la más influyente, sobre todo en los niveles de la zona. En 2027 la recuperación de niveles alcanzaría los 35 metros. En cuanto a los demás escenarios y zonas, la recuperación estaría entre los 2 a 4 metros, que es una gran cantidad de agua teniendo en cuenta los volúmenes sustituidos y el tamaño del acuífero.

Bibliografía

Castaño, S., Sanz, D., & Gómez-Alday, J.J. (2010). Methodology for quantifying groundwater abstractions for agriculture via remote sensing and GIS. *Water Resources Management* 24(4), 795-814.

McDonald, M. y Harbaugh, A. (1984). *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model*. U.S. Geological Survey, Open File Report 83-875.

Pérez-Martín, M.A. (2005). Modelo distribuido de simulación del ciclo hidrológico con calidad de aguas integrado en sistemas de información geográfica para grandes cuencas. Aportación al análisis de presiones e impactos de la Directiva Marco Europea del Agua. Ph.D. Thesis, Universidad Politécnica de Valencia, Spain.

Sanz, D., Gómez-Alday, J.J., Castaño, S., Moratalla, A., De las Heras, J., Martínez-Alfaro, P.M. (2009). Hydrostratigraphic framework and hydrogeological behaviour of the Mancha Oriental System (SE Spain). *Hydrogeology Journal* 17(6), 1375-1391.

Sanz, D., Castaño, S., Cassiraga, E., Sahuquillo, A., Gómez-Alday, J. J., Peña, S., y Calera, A. (2011). Modeling aquifer–river interactions under the influence of groundwater abstraction in the Mancha Oriental System (SE Spain). *Hydrogeology Journal* 19(2), 475-487.

Análisis de la calidad físico-química de las aguas del lago de Meirama, utilizando muestreos automáticos de alta resolución

José Luis Cereijo Arango¹, David García Morrondo¹, Ricardo Juncosa Rivera¹, Jordi Delgado Martín¹, Roberto González Philippon², Álvaro Fernández García²

Palabras clave: lagos mineros, calidad de aguas

Resumen

El Lago de Meirama es un lago artificial situado en el noroeste de la provincia de A Coruña, que surge como solución medioambiental para el hueco minero provocado por la extracción de Lignito en la zona, a lo largo de 20 años. Una vez completado su llenado, será el 2º lago minero más grande de España con una superficie de unas 186 hectáreas y una profundidad máxima de 205 m.

Durante el proceso de llenado las características del lago han ido cambiando, dando lugar a un lago meromítico con una estratificación térmica que varía a lo largo del año y una estratificación química permanente en las zonas más profundas. A lo largo de todo el proceso, nuestro grupo de Investigación (GEAMA, Universidade da Coruña) está realizando el control de la calidad físico-química de las aguas.

En este contexto, estamos realizando mediciones de distribuciones espaciadas de parámetros físico-químicos en horizontal y a distintas profundidades. En el póster se presentan los resultados de varias campañas de campo, a partir de los datos obtenidos, se han generado mapas de alta resolución que nos han permitido conocer mejor la dinámica del lago, su estratificación, la homogeneidad del mismo en el plano horizontal y la pluma de distribución de cal añadida al lago a través de un canal, como medida preventiva.

¹ Grupo de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente – Universidade da Coruña

² Gas Natural Fenosa

Estudio de la precipitación bruta en el entorno del lago de Meirama desde el punto de vista de su composición química

J. Cereijo Arango¹, J. Delgado Martín² y R. Juncosa Rivera³

Palabras clave: calidad de aguas, hidroquímica, precipitación, lagos mineros

Resumen

Se ha estudiado la composición química mayoritaria de la precipitación bruta recogida mensualmente en el entorno del lago minero de Meirama (NW España), durante el período Diciembre 2008 - Junio 2011. El pH medio de las aguas recolectadas, 5.64, se corresponde con el típico de las aguas de lluvia naturales. Se han calculado las medias ponderadas por volumen de precipitación, que sigue el orden siguiente: $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2} > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{F}^-$. El SO_4^{2-} proporciona el 90% de la acidez presente en precipitación, que a su vez es neutralizada por el Mg^{+2} y el Ca^{+2} . Además se han analizado la procedencia de los distintos componentes, mediante el método de los factores de enriquecimiento, lo que nos ha mostrado, como la precipitación bruta recolectada tiene un origen mayoritariamente marino. Por último, se ha estimado la deposición atmosférica de Cl^- en 7,77 g/m²año.

¹ Grupo de Enxeñaría da Auga e do Medio Ambiente (GEAMA), E.T.S.I.C.C.P, Campus de Elviña s/n 15192 A Coruña (Spain), jose.cereijo@udc.es

² Grupo de Enxeñaría da Auga e do Medio Ambiente (GEAMA), E.T.S.I.C.C.P, Campus de Elviña s/n 15192 A Coruña (Spain), jdelgado@udc.es

³ Grupo de Enxeñaría da Auga e do Medio Ambiente (GEAMA), E.T.S.I.C.C.P, Campus de Elviña s/n 15192 A Coruña (Spain), rjuncosa@udc.es

Introducción

La composición química de la precipitación en un aspecto medioambiental muy importante en numerosas partes del mundo, debido a la problemática de la lluvia ácida, la eutrofización, la deposición de metales traza, la salud de los ecosistemas y el cambio climático.

Diversas actividades industriales y sociales, así como los propios procesos naturales, envían a la atmósfera cantidades variables de partículas, metales traza, gases (SO_x , NO_x), compuestos orgánicos volátiles.... en muchos casos con efectos toxicológicos poco o nada conocidos sobre las diversas formas de vida de nuestro planeta.

La determinación de la composición química del agua de lluvia, proporciona información sobre las distintas fuentes que influyen en su composición, la dispersión local y regional de los contaminantes así como el potencial impacto sobre los ecosistemas a través de los procesos de deposición.

Como consecuencia de todos estos factores, en los últimos años numerosos grupos de investigación de todo el mundo han centrado sus trabajos en el análisis de la composición química de la precipitación, como deposición bruta, húmeda o seca (Vázquez *et al.* 2002; Akkonyulu *et al.* 2003; Zunckel *et al.* 2003; Silva *et al.* 2007; Cao *et al.* 2009).

Contexto del estudio

Durante el período 1980-2007 la empresa LIMEISA ha explotado el yacimiento de lignito pardo, situado en la parroquia de Meirama (Galicia) extrayéndose aproximadamente unas 3.000 toneladas de lignito al año.

Una vez cesa la explotación, para la restauración medioambiental de la corta minera, se opta por inundar el hueco resultante, con las aguas bombeadas de la misma durante el periodo de explotación generándose un lago minero.

En abril de 2008 nuestro grupo de investigación (GEAMA) comienza a realizar una amplia campaña de muestreos que afectan a las aguas del lago, aguas superficiales que confluyen en el lago, aguas subterráneas y aguas de lluvia.

El agua de lluvia constituye el contribuyente neto a las aguas del lago y es el aporte esencial de las aguas superficiales y de aquellas que discurren a través

del medio subterráneo, por este motivo, se ha considerado de interés el evaluar la composición química de la precipitación bruta recolectada mensualmente en un punto ubicado en el interior del perímetro de la mina.

El estudio de la calidad química de estas aguas adquiere especial importancia, ya que el lago se encuentra en la cabecera del río Barcés. Este río y el Mero confluyen en el embalse de Cecebre (23 hm³) el cual proporciona agua al área metropolitana de A Coruña (400.000 habitantes).

Metodología: Materiales y métodos

Localización

El área de estudio se centra en el entorno del lago minero de Meirama. El depósito recolector de precipitación se ha situado en el interior del perímetro de la corta minera en un punto de coordenadas UTM 545200, 4783303 de la zona 29N y a 340 msnm.

La parroquia de Meirama está situada en el Noroeste de Galicia incluida en el ayuntamiento de Cerceda (110 km²), provincia de A Coruña y con una población de 5.486 habitantes en 2010. Se trata de un territorio próximo a la costa y a 2 núcleos de población importantes como son Santiago de Compostela y A Coruña. En el contexto de este estudio es importante señalar que en el entorno del lago se encuentran una central térmica y una planta incineradora de residuos.

En cuanto a la climatología, la zona de estudio se enmarca dentro de una zona climática típicamente atlántica, caracterizada por altas tasas de humedad, precipitaciones constantes a lo largo del año (1.500 mm/año) y temperaturas suaves.

Muestreo y técnicas analíticas

Este estudio abarca de Diciembre de 2008 a Junio de 2011, durante este período se han recogido un total de 29 muestras de precipitación bruta con periodicidad mensual.

La toma de muestras se ha llevado a cabo mediante un depósito del tipo "Oil-type collector" similar a los empleados por Scholl *et al.* (2002), en sus estudios (Figura 1). Se trata de un depósito en el que la evaporación de la muestra es inhibida por una fina capa de aceite de parafina depositada en el fondo del mismo. Consta de un cubo de unos 20 L de HDPE (material inerte), sobre cuyo fondo se deposita una capa de parafina. La lluvia es captada a través de un embudo, cubierto por una malla de polyester que actúa como filtro para evitar que se introduzcan objetos extraños.

Con la finalidad de determinar posibles interferencias que pudieran ocasionar tanto el material que forma el depósito como el aceite de parafina, se ha preparado un blanco, para ello se ha dejado un depósito recolector lleno de agua desmineralizada totalmente cerrado durante un mes, y posteriormente se ha realizado un análisis químico de la misma; los resultados obtenidos han sido concluyentes y nos han permitido demostrar la idoneidad de este sistema para la recolección de precipitación bruta.

El depósito recolector ha sido instalado en campo siempre el primer día de cada mes, posteriormente, el último día de mes es llevado al laboratorio, dónde la muestra recolectada es sometida a un proceso de filtrado con la finalidad de separar la parafina de la misma.

Los análisis químicos se han realizado en los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidade da Coruña. El contenido en SO_4^{2-} , NO_3^- y F^- se han determinado mediante cromatografía iónica. El contenido en NH_4^+ mediante un equipo Aquakem 250, por último los cationes metálicos se han obtenido mediante ICP-Masas. Por otro lado el pH y CE_{25} se ha medido en el laboratorio de Ingeniería del Terreno de la E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de A Coruña, con un pH-metro y conductímetro Crison.



Figura 1. Depósito recolector de precipitación bruta instalado en campo.

Los parámetros climatológicos utilizados en el estudio se han obtenido a partir de una estación meteorológica (HYDRODATA 3000C), equipada con higrómetro, anemómetro, termómetro, pluviómetro, barómetro.... instalada en una plataforma flotante en el centro del lago.

Resultados

Calidad de los datos analíticos

La calidad de los datos analíticos ha sido evaluada, a través del balance electrostático esperable en cualquier solución acuosa. Esta hipótesis con base físico-química, es generalmente aceptada en hidroquímica, siempre que las analíticas sean completas, al menos en términos de su constitución mayoritaria. El control de la electroneutralidad proporciona información muy útil acerca de

la fiabilidad de los análisis y la idoneidad de la selección de componentes químicos mayoritarios considerados al efectuar el estudio.

Se considera que la analítica de una muestra de agua de lluvia es completa y aceptada si su balance eléctrico, en equivalentes de carga, es decir su balance de electroneutralidad, presenta un desvío de $\pm 10\%$. El 85% de las muestras analizadas en este trabajo se encuentran dentro de este margen.

Del 15% restante una única muestra (junio 2009) presenta un balance de cargas claramente superior ($> 20\%$). Este exceso de carga, podría atribuirse a una contaminación de la misma por guano; justificándose esta afirmación en su alto contenido en NH_4^+ , siendo este un problema frecuente en la recolecta de precipitación bruta.

Variación Temporal del pH

Se considera que el pH del agua de lluvia natura es 5,7, pudiendo ser éste modificado por la adición de componentes ácidos o alcalinos de diferentes orígenes; la lluvia ácida es aquella que presenta valores inferiores a 5,6. De las muestras analizadas, el 77% ha presentado valores superiores a 5,6, próximos al pH de las aguas de lluvia naturales, por lo que se puede decir que los episodios de lluvia ácida a lo largo del período de estudio han sido escasos, si bien debemos tener en cuenta que el pH de las muestras puede haber sido modificado por la disolución de material particulado procedente de la precipitación seca en el cubo recolector, desde el instante en que se produce la precipitación hasta el momentos en que este parámetro es medido en el laboratorio.

Composición mayoritaria de la precipitación bruta.

La composición mayoritaria de la precipitación bruta se ha obtenido por medio del cálculo de las medias ponderadas por volumen de precipitación:

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n C_i \cdot P_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad (1)$$

siendo C_i la concentración de cada componente para cada mes en $\mu\text{eq/L}$, y P_i la precipitación registrada mensualmente en mm.

Los componentes analizados pueden ordenarse de mayor a menor concentración en función de sus medias ponderadas como: $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2} > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{NO}_3^- > \text{F}^-$.

En la Figura 2 se muestra la composición química mayoritaria de la precipitación bruta recolectada a lo largo de todo el período en %, calculada a partir de las medias ponderadas por volumen de precipitación.

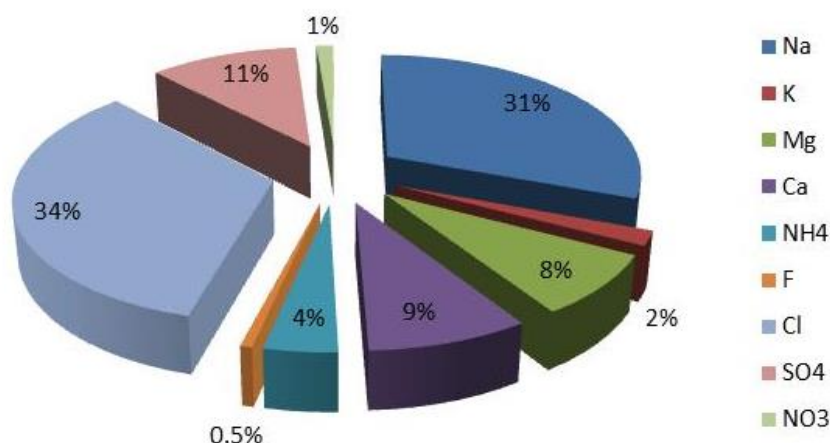


Figura 2. Composición mayoritaria de la precipitación bruta en %.

En la tabla 1 se muestran las medias ponderadas por volumen obtenidas; el hecho de que los componentes dominantes sean claramente el Na^+ y el Cl^- ; siendo éstos componentes con origen típicamente marino, sugiere que la precipitación bruta recolectada proviene en gran medida del agua de mar, algo que se encuadra dentro de lo esperado, debido a la cercanía del territorio estudiado a la costa.

Tabla 1. Medias ponderadas por volumen de precipitación.

Parámetro	Media
pH	5,64
CE ₂₅ (μS./cm)	44,95
Na (μeq/L)	158,07
K (μeq/L)	10,00
Mg (μeq/L)	41,84
Ca (μeq/L)	44,94
NH ₄ (μeq/L)	20,42
Cl (μeq/L)	173,72
SO ₄ (μeq/L)	56,24
NO ₃ (μeq/L)	6,45
F (μeq/L)	3,31

En cuanto al resto de componentes se aprecia un contenido importante de SO₄²⁻, que podría deberse a emisiones gaseosas derivadas de procesos de combustión. Llama la atención la contribución del Ca⁺² a la composición química, cercana al 10%, al ser éste un componente cuya presencia en el agua de lluvia suela estar asociada a polvo proveniente de la corteza terrestre. Los suelos gallegos suelen ser ricos en silicatos, con pocas calizas, por lo que cabe esperar que la presencia de Ca⁺² en la precipitación esté asociada a alguna fuente de emisión antropogénica

Curvas volumen de precipitación-Concentración

La relación entre las concentraciones de los distintos componentes analizados en la precipitación bruta y el volumen de la misma, nos ha mostrado como al disminuir el volumen, las concentraciones tienden a aumentar. Este comportamiento ha sido expuesto de manifiesto en diversas investigaciones, en este contexto Wolaver y Lieth (1972) señalan que en la representación volumen-concentración se pueden distinguir dos procesos:

- a) Rainout: Proceso que tiene lugar en las nubes, como la nucleación de las gotas de lluvia, por el cual se modifica la composición del agua recién condensada.
- b) Washout: Proceso de lavado que se desarrolla por debajo del nivel de las nubes, como el secuestro de partículas de aerosoles y la disolución de gases en las gotas de lluvia durante de su caída.

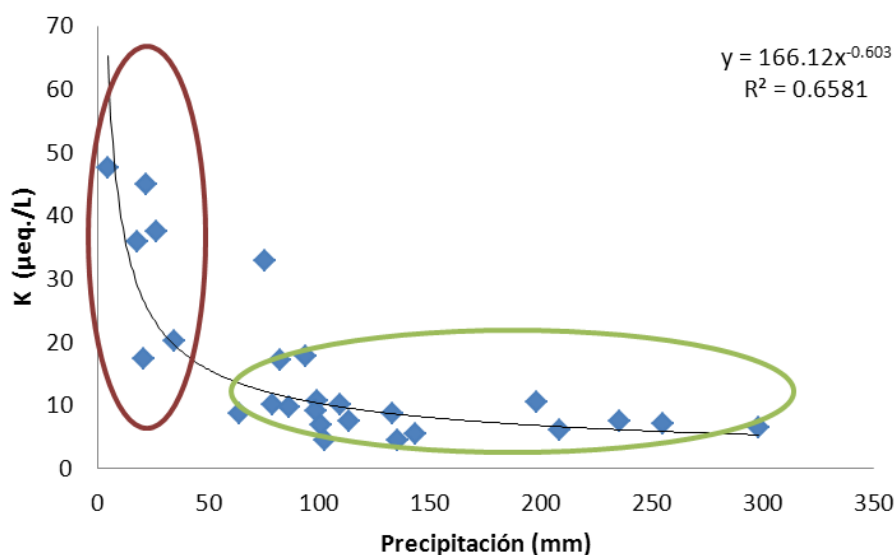


Figura 3. Curva volumen-precipitación obtenida para el K^+ . En rojo se marca la rama vertical (o washout) en verde la rama horizontal (o rainout).

De acuerdo con estos investigadores para distinguir los dos comportamientos, se ha de obtener una curva hiperbólica con 2 ramas bien diferenciadas, una vertical que representa el washout y una horizontal que se corresponde con el rainout.

En nuestro estudio hemos ajustado los datos a una curva potencial del tipo $y=a.b^x$, tal y como se muestra en la figura 3, con las que quedan perfectamente diferenciadas las 2 ramas, vertical y horizontal, para las concentraciones de Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ , SO_4^{2-} y en menor medida para el Cl^- .

Este comportamiento pone de manifiesto el importante papel que juega el efecto de la dilución en estos componentes, ya que en ellos se muestra claramente como a medida que se va desarrollando el proceso de lavado

(*washout*), se va limpiando la atmósfera baja, y como consecuencia de ello el contenido en estos componentes disminuye.

Neutralización ácida

Considerando que la acidez presente en la lluvia está generada principalmente por el SO_4^{2-} y el NO_3^- , se define el factor de acidificación (FA) como:

$$FA = \frac{[H^+]}{[SO_4^{2-}] + [NO_3^-]} \quad (2)$$

Por otro lado hemos empleado el factor de neutralización (NF), como sistema de evaluación de la neutralización producida en la precipitación por los diferentes constituyentes alcalinos (i):

$$NF_i = \frac{[i]}{[SO_4^{2-}] + [NO_3^-]} \quad (3)$$

Los valores de los factores de acidificación y neutralización obtenidos para el período de estudio se muestran en la Tabla 2. Del análisis de estos factores, podemos deducir, que la mayor parte de la acidez generada por el SO_4^{2-} y NO_3^- es neutralizada por los constituyentes alcalinos, por ser el FA próximo a 0. Además el 90% de la acidez presente en la lluvia está generada por el SO_4^{2-} y el 10% restante por el NO_3^- . Por otro lado los ratios obtenidos del factor de neutralización nos muestran como el Mg^{+2} y el Ca^{+2} son los agentes neutralizantes dominantes.

Estos resultados son concordantes con la evolución temporal del pH observada, pues como ya se ha comentado, los episodios de lluvia ácida registrados en este período han sido escasos.

Tabla 2. Factores de acidificación y neutralización obtenidos para cada componente.

FA	FA _{SO4}	FA _{NO3}	NF _K	NF _{Mg}	NF _{Ca}	NF _{NH4}
0,04	0,9	0,10	0,16	0,67	0,72	0,33

Determinación del origen de los iones

Uno de los objetivos de este estudio, ha sido conocer posibles fuentes de emisión, de cada uno de los componentes mayoritarios de la precipitación; para ello hemos calculado los factores de enriquecimiento.

Este cálculo está basado en la relación fundamental encontrada entre los iones presentes en el agua de lluvia, comparada con la relación similar existente en un material de referencia que puede ser al agua de mar o la corteza terrestre, de acuerdo con la siguiente ecuación, siendo X la concentración de cada componente en $\mu\text{eq/L}$, y C la concentración del analito tomado como referencia en $\mu\text{eq/L}$:

$$EF = \frac{(X/C)_{\text{precipitación}}}{(X/C)_{\text{material de referencia}}} \quad (4)$$

La contribución marina al origen de cada componente se puede conocer de manera más precisa mediante el cálculo del SSF o *sea salt fraction* (Fracción de origen marino):

$$\% SSFi = 100 \times \frac{[i/Cl]_{\text{agua de mar}}}{[i/Cl]_{\text{precipitación}}} \quad (5)$$

Del mismo modo, es posible determinar el % de contribución de la corteza terrestre al origen de un componente (% CF), a partir de la siguiente expresión:

$$\% CFi = \frac{(i/Al)_{\text{suelo}}}{(i/Al)_{\text{precipitación}}} \times 100 \quad (6)$$

Para determinar la contribución marina a la composición de la precipitación bruta, hemos adoptado el Cl^- como anión de referencia, a diferencia de otros estudios (Dueñas *et al.* 2002), en los que se ha utilizado el Na^+ . Para ello hemos asumido que todo el Cl^- medido en el área de estudio proviene del agua de mar. Esta suposición está basada en la baja posibilidad de encontrar aniones Cl^-

en la atmósfera de origen distinto al marino, la proximidad de la zona de estudio a la costa y su comportamiento como elemento conservativo. La composición del agua de mar tomada como base para realizar los cálculos ha sido la dada por Berner y Berner (2002).

La contribución de polvo proveniente de la corteza terrestre a la composición, se ha determinado adoptando el Al^{+3} como elemento de referencia, a partir de la composición de suelo dada por Rudwick y Gao (2003).

El análisis de los resultados obtenidos, que se recogen en la Tabla 3, nos muestran como el Cl^- y el Na^+ son componentes con origen claramente marino, aunque este último presenta a lo largo del período de estudio pequeñas contribuciones de polvo del suelo y de fuentes antropogénicas; una fuente antropogénica común de este analito es la quema de materia orgánica en plantas incineradoras de residuos.

El Mg^{+2} es un componente mayoritariamente marino que presenta una contribución antropogénica del 20%.

El Ca^{+2} y el K^+ presentan un origen similar, siendo componentes de origen antropogénico, con una contribución marina próxima al 20% y una contribución de polvo del suelo del 10%. Una posible fuente antropogénica de Ca^{+2} es la caliza empleada de manera frecuente en la agricultura en Galicia para neutralizar los suelos al ser estos típicamente ácidos. En cuanto al K^+ , su componente antropogénica mayoritaria podría atribuirse a los fertilizantes usados en la agricultura; otra fuente plausible de este componente son las cenizas generadas en la combustión de lignito en la central térmica.

El NO_3^- y NH_4^+ , son componentes con origen antropogénico, atribuido al uso de fertilizantes y procesos de combustión, que en el caso del amonio se puede incrementar por la presencia de excrementos de animales, explotaciones ganaderas, etc.

El SO_4^{2-} , presenta una contribución antropogénica cercana al 65% derivada, probablemente de manera principal de las emisiones de SO_2 provenientes de la central térmica colindante.

Tabla 3. Origen de cada componente y factores de enriquecimiento. EF_{mar} =Factor de enriquecimiento respecto al agua del mar. Ant.=Fracción de origen antropogénico.

Parámetro	EF_{mar}	SSF (%)	CF (%)	Ant. (%)
Na	1,06	94,31	0,43	5,27
K	3,08	32,47	3,24	64,28
Mg	1,24	80,73	1,35	17,92
Ca	6,87	14,56	6,52	78,92
NH_4	55094	0	0	100
Cl	1	100	0	0
SO_4	3,13	31,95	0	68,05
NO_3	1021	0	0	100
F	152,2	0,66	0,91	98,44

Deposición atmosférica de cloruro.

La tasa total de deposición atmosférica del ión cloruro es un factor que se tiene en cuenta a la hora de evaluar la recarga de acuíferos mediante métodos químicos ambientales; estos métodos se basan en el balance de un componente conservativo, comparando la aportación por precipitación bruta con el contenido en el agua de recarga observada en la parte superior del nivel freático.

En nuestro estudio el valor de deposición atmosférica de cloruro se ha obtenido como:

$$Deposición = \sum_i^n Ci \times Pi \quad (7)$$

donde C es la concentración de la especie Cloruro en cada mes en g/L, y P el volumen de precipitación medido para cada mes en L/m². El valor obtenido se divide por el número de años que abarca el estudio, para expresar la deposición atmosférica de Cl⁻ en g/m²año.

En nuestro estudio la deposición atmosférica de Cl⁻ se cifra en 7,77 g/m²año, valor muy similar al obtenido por Alcalá y Custodio (2004) en sus estudios, que cifran la deposición atmosférica de cloruro en zonas costeras atlánticas entorno a 10 g/m²año.

Conclusiones

Se ha conseguido diseñar y construir un depósito recolector eficiente para la recogida de muestras mensuales de precipitación bruta en el entorno del lago minero de Meirama. Se ha constatado que esta metodología nos permite obtener de manera muy sencilla la deposición atmosférica de Cl⁻, en nuestro estudio 7,77 g/m²año, valor a partir del cual se puede calcular la recarga de acuíferos por los denominados métodos químicos ambientales. El pH de las muestras recolectadas se ha encontrado mayoritariamente dentro del rango típico de las aguas de lluvia naturales (5,7), esto es debido a que la acidez presente en estas muestras, generada mayoritariamente por el SO₄²⁻ es neutralizada por los componentes alcalinos. Por otro lado la precipitación bruta recolectada presenta un origen claramente marino, ya que únicamente un 25% de su composición puede atribuirse a otras fuentes de emisión.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado a través del proyecto CGL2008-05940/BTE, 10MDS008CT (Xunta de Galicia), FEDER 2007/2013 y LIMEISA. En el muestreo desarrollado participan: A. Vázquez, S. Fernández, D. García, J.M. Rivera, E. Álvarez y C. Alonso.

Bibliografía

Alcalá, F.J., y Custodio, E., (2004). La deposición atmosférica del cloruro al terreno en España. *Boletín Geológico y Minero* 115, 319-330.

Akkonyulu, B.O. and M. Tayanc. (2003). Annalyses of wet and bulk deposition in four different regions of Istambul. *Turkey Atmospheric Environment* 37, 3571-3579.

Berner, E., y Berner, R. (1996). Global Environment: Water, air and geochemical cycles. Ed. Prentice Hall.

Delgado, J., Juncosa, R., Hernández, H., Falcón, I., Vázquez, A., (2011). Comparative hydrochemisty of five nested catchments located in the upper part of the Barcés River watershed (A Coruña, NW Spain). *Applied Geochemistry* 26, S179-S182.

Delgado, J., Juncosa, R., Falcón, I., Canal, J. (2013). Four years of continuous monitoring of the Meirama end pit-lake and its impact in the definition of future usses. *Enviromental Science and Pollution Research*, 20, 7520-7533.

Dueñas,C., Fernández, M.C., Gordo, E., Cañete, S., Pérez, M.,(2012). Chemical and radioactive composition of bulk deposition in Málaga (Spain). *Atmospheric Environment* 62, 1-8.

Rudwick, R.L., Geo, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise of Geochemistry*, vol. 3. Ed. Elsevier.

Scholl, M.A., Gingerich, S.B., and Tribble, G.W., 2002, The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii, *J. Hydrology*, 264, 170-184.

Silva, B., Rivas, T., García-Rojeda, E., Prieto, B. (2007). Distribution of ions of marine origin in Galicia (NW Spain) as a function of distance from the sea. Elsevier *Atmospheric Environment* 41, 4396-4407.

Vazquez, A., Costoya, M., Peña, R., García, S., Herrero, C. (2002) A rainwater quality monitoring network: a preliminary study of the composition of rainwater in Galicia (NW Spain). *Chemosphere* 51, 375-386.

Wolaver,T., Lieth, H. (1972). The distribution of natural and anthropegenic elements and compounds in precipitation across the US: Theory and quantitative models. *Division of Ecological Research, EPA, Nat. Env. Res. Cent., Research Triangle Park, North Carolina*. 75 pp.

Cao, Y., Wang, S., Zhang, G., Luo, J., Lu, S. (2009) Chemical characteristics of wet precipitation at an urban site of Guangzhou, South China. *Atmospheric Research* 94, 462-469.

Zunckel, M., Saizar, C., Zarauz, J., (2002). Rainwater composition in northeast Uruguay. *Atmospheric Environment* 37, 1601-1611.

Dominios hidrominerales y aguas singulares en España

María del Mar Corral Lledó¹, María Elena Galindo Rodríguez², Carlos Ontiveros Beltranena³ y José Ángel Díaz Muñoz⁴

Palabras clave: mineral, termal, dominio hidromineral, agua singular

Resumen

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) ha venido realizando desde su creación en 1849 trabajos de diversa índole en el campo de las aguas minerales y termales. Esta serie de actuaciones ha conducido a un mayor conocimiento sobre el origen y naturaleza de este recurso así como a una mejor evaluación de su importancia cuantitativa y de los medios necesarios para su protección.

Los recursos hidrominerales presentan una gran importancia desde el punto de vista socio-económico, ya que los dos principales tipos de empresa que los explotan (balnearios y plantas de envasado de agua mineral) son generadores de una ingente actividad económica. A partir de la información que atesora el IGME sobre estas aguas (más de 4.000 analíticas realizadas sobre más de 2.000 captaciones de aguas minerales o termales) se han alcanzado los siguientes resultados: las aguas minerales y termales de España se han clasificado por facies hidroquímicas, constatando una considerable diversidad en su origen y composición.

A partir de la relación existente entre el ámbito geológico del entorno y la composición físico-química de estas aguas se han definido y cartografiado un

¹ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 madrid, España, mm.corral@igme.es

² Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 madrid, España, e.galindo@igme.es

³ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 madrid, España, c.ontiveros@igme.es

⁴ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 madrid, España, j.diaz@igme.es

total de 19 dominios hidrominerales. Por último, se han identificado aguas con valores elevados de temperatura y/o concentración de determinados elementos, que con frecuencia son indicadores de circulación profunda y que se han denominado “aguas singulares”.

Introducción

Las aguas minerales y termales constituyen un recurso cuyo uso en España se remonta a la Edad Antigua, como ponen de manifiesto los numerosos vestigios de antiguos balnearios diseminados a lo largo del territorio español. Por este motivo, aparte de su valor económico y social estas aguas forman parte del patrimonio cultural de España.

El aprovechamiento de estas aguas en balnearios ha sufrido altibajos a lo largo de la historia. Al margen de la actual, la última etapa de esplendor de los balnearios tuvo lugar a finales del siglo XIX, la cual terminó de modo abrupto con la Guerra Civil Española. Hoy en día las aguas minerales y termales gozan de nuevo de un alto valor socioeconómico gracias al auge de las dos principales industrias que las explotan: la balneoterápica y la de las aguas de bebida envasada, las cuales generan una considerable cantidad de empleo, tanto directo como indirecto, a menudo en zonas rurales cuya viabilidad económica estaría en riesgo sin la presencia de estas industrias.

En la legislación estatal vigente en materia de aguas minerales y termales no se define el concepto de “agua mineral”, sin embargo en el Artículo 38 del Real Decreto 2857/1978, de 25 de agosto, por el que se aprueba el Reglamento General para el Régimen de la Minería se clasifican en varios tipos: “ a) *Minero-medicinales*: las alumbradas natural o artificialmente que por sus características y cualidades sean declaradas de utilidad pública. En función del uso o destino, éstas se clasifican en aguas minero-medicinales con fines terapéuticos, aguas minerales naturales y aguas de manantial. b) *Minero-industriales*: las que permiten el aprovechamiento racional de las sustancias que contengan”. El mismo artículo establece que “Son aguas termales aquellas cuya temperatura de surgencia sea superior, al menos, en cuatro grados centígrados a la media anual del lugar donde alumbren, siempre que, caso de destinarse a usos industriales, la producción calorífica máxima sea inferior a quinientas termias por hora”. En el

artículo 45 también se establece que “Las aguas termales que sean destinadas a usos terapéuticos o industriales se considerarán como aguas minerales”.

Para garantizar la protección de las aguas minerales y termales, tanto en cantidad como en calidad, es necesario contar con un conocimiento lo más detallado posible de las mismas, lo que incluye su génesis, composición físico-química, influencia de la geología del entorno, etc. El IGME tiene asignada entre sus funciones la investigación en relación a estas aguas, siendo el objetivo del presente documento la divulgación de algunos de los más recientes resultados de esta investigación: La clasificación por facies hidroquímica de estas aguas, la definición y cartografía de dominios hidrominerales y por último la identificación y cartografía de aguas singulares.

Metodología

A lo largo de los años se han recopilado más de 4.000 analíticas de más de 2.000 aguas minerales y termales (incluyendo no solo las aguas legalmente consideradas minerales, sino además aquellas que han sido consideradas históricamente con tales o que tienen potencial de serlo). La mayor parte de estas analíticas se han realizado en los propios laboratorios del IGME. Algunas se realizaron con motivo del proceso administrativo de declaración y concesión de aprovechamiento de las aguas minerales y termales, que figuran en la Ley de Minas de 1973, mientras que otras se realizaron en el marco de diversos proyectos de investigación. Como resultado de esta diversidad de procedencia, algunas aguas han sido analizadas varias veces mientras que de otras sólo se conoce una analítica.

A partir de estas analíticas se ha realizado una caracterización general de las aguas minerales y termales de España, clasificándolas por su facies hidroquímica.

Tomando como base la distribución de las facies hidroquímicas predominantes y su relación con la geología del entorno el territorio español se ha dividido en 19 dominios hidrominerales.

Con independencia de su facies hidroquímica las aguas minerales y termales a menudo presentan algunas características o elementos en su composición que son indicadores de circulación profunda. Cuando el valor de estas características o contenido en elementos sobrepasan los valores medios del conjunto de las

aguas minerales, se puede afirmar que se tratan de aguas singulares (Corral *et al.*, 2008).

Las aguas singulares se han clasificado en tres grupos dentro de cada parámetro, considerando para cada uno de ellos rangos de anomalía de primero, segundo y tercer grado (Tabla 1).

Tabla 1. Rangos y anomalías de primer, segundo y tercer grado

Parámetro	Grado 1	Grado 2	Grado 3
Temperatura	20-29 °C	30-49 °C	≥ 50 °C
Sílice	50-74 mg/l	75-99 mg/l	≥ 100 mg/l
Flúor	1-4,9 mg/l	5-9,9 mg/l	≥ 10 mg/l
Litio	1-2,9 mg/l	3-6,9 mg/l	≥ 7 mg/l
Hierro	1-4,9 mg/l	5-9,9 mg/l	≥ 10 mg/l
Manganeso	0,5-2,9 mg/l	3-9,9 mg/l	≥ 10 mg/l
Arsénico	0,02-0,24 mg/l	0,25-2,4 mg/l	≥ 2.5 mg/l
Sulfuros	3-9,9 mg/l	10-24,9 mg/l	≥ 25 mg/l
Residuo seco	50-99 g/l	100-200 g/l	≥ 200 g/l

Resultados

Clasificación por facies de las aguas minerales y termales

Las más de 4.000 analíticas consideradas han dado como resultado 78 subtipos de facies hidroquímicas para las aguas minerales y termales de España, que pueden agruparse en 3 grandes familias según su anión predominante (Tabla 2).

Tabla 2. Principales familias de facies según anión predominante

Familia	Aguas minerales y termales
Bicarbonatadas	67,0 %
Cloruradas	17,7 %
Sulfatadas	15,3 %

De estos 78 subtipos, los 10 principales incluyen en total el 73,8% de las aguas consideradas (Tabla 3).

Tabla 3. Principales subtipos de facies

Facies hidroquímica	Aguas minerales y termales
Bicarbonatada cálcica	28,2 %
Clorurada sódica	10,9 %
Bicarbonatada sódica	9,8 %
Bicarbonatada magnésica	7,3 %
Sulfatada cálcica	5,1 %
Bicarbonatada cálcico-magnésica	4,5 %
Bicarbonatada magnésico-cálcica	3,0 %
Bicarbonatada cálcico-sódica	1,9 %
Bicarbonatada magnésico-sódica	1,6 %
Bicarbonatada-clorurada sódica	1,5 %
Otras	26,2 %

Dominios hidrominerales

El territorio español se ha dividido en 19 dominios hidrominerales (Figura 1). Un dominio hidromineral se define como un "conjunto de formaciones geológicas relacionadas geográfica y estratigráficamente entre sí, que engloban materiales cuya litología y estructura permiten el almacenamiento y circulación de aguas subterráneas con características físico-químicas comunes" (Corral *et al.*, 2008).



Figura 1. Dominios hidrotermales

A continuación se describen los 19 dominios hidrominerales (Corral *et al.*, 2010), describiendo su distribución geográfica, geología, facies hidroquímica predominante y las principales anomalías geoquímicas que se dan en ellos.

1. Dominio Hidromineral Hercínico: Ocupa la mitad occidental de la Península Ibérica, incluyendo Galicia (Fernández Portal *et al.*, 2006), la zona occidental de la depresión del Duero (provincias de Zamora y Salamanca), Extremadura (IGME, 1982), Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena y la provincia de Huelva (Corral *et al.*, 2008). Alberga una gran variedad de materiales geológicos pertenecientes al Paleozoico metamorfozados por la orogenia hercínica o masas de rocas ígneas, fundamentalmente granitoides. Las aguas minerales presentes en estos materiales circulan y se almacenan en el sistema de fracturas y fisuras, algunas de gran profundidad, característico de estas formaciones geológicas, lo que determina que la facies hidroquímica más común sea la bicarbonatada sódica, aunque en menor medida también se observa la presencia de aguas bicarbonatadas magnésicas y cloruradas sódicas. Un elevado número de aguas

minerales pertenecientes a este dominio pueden presentar anomalías en temperatura, flúor, sílice, hierro, manganeso, arsénico y sulfuros, considerados como indicadores de circulación profunda.

2. Dominio Hidromineral de Asturias Central y Picos de Europa: Se extiende por los materiales paleozoicos no metamorfizados o con escaso grado de metamorfismo que ocupan la zona central y oriental de Asturias y, en menor medida, norte de Castilla-León y área occidental de Cantabria (Corral y Abolafia, 2006). Los materiales que lo constituyen son areniscas, conglomerados y carbonatos, especialmente la conocida Caliza de Montaña. Las aguas minerales se caracterizan por una circulación que es en general somera, por lo que durante la misma no son sometidas a cambios químicos importantes (López Geta *et al.*, 2006 y Corral *et al.*, 2008). La facies predominante es la bicarbonatada cálcica, con la presencia especialmente en su periferia de aguas bicarbonatadas magnésicas. Presentan algunas anomalías de hierro y arsénico.

3. Dominio Hidromineral Costero Asturiano: Abarca la zona costera asturiana entre Avilés y Ribadesella, que se caracteriza por los materiales depositados sobre el basamento hercínico de la cuenca mesozoica cantábrica, en los que se incluye una gran variedad de litologías que se extienden desde el Permotrias hasta el Cretácico: conglomerados, yesos, margas, areniscas, rocas salinas y carbonatos (ITGE, 1992). Esta variedad de materiales determinan un amplio abanico de facies hidroquímicas, entre las que se incluyen aguas minerales bicarbonatadas cálcicas, cloruradas sódicas y sulfatadas cálcicas. No se ha constatado en esta unidad la presencia de anomalías indicativas de circulación profunda.

4. Dominio Hidromineral de Cantabria: Se extiende por la práctica totalidad del territorio de esta comunidad autónoma, con una amplia diversidad de materiales mesozoicos entre los que se incluyen areniscas, conglomerados, yesos, sales y carbonatos. El agua circula a través de los poros de los materiales detríticos o bien por fisuras y fracturas en el caso de los carbonatados, y en ocasiones entra también en contacto con los materiales evaporíticos, muy abundantes en esta zona, dando lugar a procesos de disolución y enriquecimiento de sales. Las facies hidroquímicas características de este dominio son la bicarbonatada cálcica y la clorurada sódica, sin evidencias de circulación profunda al menos en los puntos considerados.

5. Dominio Hidromineral de la Cordillera Cantábrica Oriental: Se extiende por zonas de las provincias de Cantabria, Burgos, norte de Navarra y todo el País Vasco. Los materiales son de diferente naturaleza, encontrándose carbonatos,

yesos, areniscas, conglomerados y arcillas pertenecientes sobre todo al Mesozoico de la cordillera que le da nombre. La facies hidroquímica más común es la bicarbonatada cálcica, existiendo algunas aguas sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas. En este dominio se ha encontrado aguas anómalas por su temperatura y su contenido en flúor.

6. Dominio Hidromineral Pirenaico: Comprende la zona más septentrional de la Cordillera Pirenaica, desde el norte de la provincia de Huesca al norte de la provincia de Gerona. Geológicamente se identifica con el eje y sustrato ígneo-metamórfico del Paleozoico. Por su relación con las aguas minerales y termales, los materiales más característicos son las masas graníticas, aunque también existen materiales metamórficos muy fracturados que permiten la circulación profunda de agua de infiltración con la consiguiente evolución hacia facies bicarbonatadas cálcicas, bicarbonatadas sódicas y cloruradas sódicas, a menudo asociadas con anomalías geoquímicas de temperatura, flúor, arsénico y sulfuros.

7. Dominio Hidromineral de la Meseta Norte: Se extiende sobre gran parte de las nueve provincias de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Los materiales son principalmente de naturaleza detrítica, correspondientes al relleno aluvial y fluvial de la fosa tectónica terciaria, pudiendo encontrarse sedimentos de origen químico (margas, yesos y calizas lagunares). La facies hidroquímica más común es la bicarbonatada cálcica, aunque también se presentan del tipo clorurado sódico y bicarbonatado sódico (López Geta *et al.*, 2006). Se han identificado en este dominio algunas aguas termales así como otras con evidencias de circulación profunda.

8. Dominio Hidromineral del Terciario del Ebro: Comprende la totalidad de la depresión del Ebro, desde La Rioja hasta el delta del citado río, entre la Cordillera Pirenaica y el Sistema Ibérico, ocupando áreas de Castilla y León, La Rioja, Navarra, Aragón y Cataluña (Corral *et al.*, 2008). Los materiales son principalmente de naturaleza detrítica, pertenecientes al relleno neógeno de la gran depresión terciaria: yesos, areniscas, conglomerados, arcillas y carbonatos. Las facies hidroquímicas más comunes son la bicarbonatada cálcica y la sulfatada cálcica, características de aguas de circulación relativamente somera (López Geta *et al.*, 2006).

9. Dominio Hidromineral Costero-Catalán: Comprende desde el sur de la provincia de Tarragona hasta una amplia zona de la provincia de Gerona. Geológicamente, se identifica con la cordillera Costero-Catalana, formada por un conjunto tectosedimentario de elevaciones y depresiones internas originadas durante la fase distensiva terciaria posterior a la orogenia alpina, que

comprende desde las formaciones ígneas y metamórficas del Paleozoico hasta las evaporitas y carbonatos del Mesozoico (ITGE y Generalitat de Catalunya, 1990). Este dominio hidromineral sirve de asiento a una variada representación de aguas minerales y termales, entre las que predominan las facies bicarbonatadas cálcicas, magnésicas y sódicas así como las cloruradas sódicas asociadas a materiales ígneos con fracturación muy profunda. Son particularmente frecuentes las anomalías de temperatura, sílice, flúor, arsénico, litio, hierro, manganeso y sulfuros.

10. Dominio Hidromineral Ibérico: Engloba la amplia extensión geográfica del ámbito de la Cordillera Ibérica, desde el sur de La Rioja hasta la provincia de Castellón, por el nordeste y el contacto con las estribaciones orientales de las Cordilleras Béticas en Alicante. Esta extensión geográfica es también sinónimo de una gran diversidad litoestratigráfica en su ámbito geológico, que se extiende desde los afloramientos paleozoicos presentes en su núcleo, hasta los materiales neógenos que rellenan sus depresiones internas. La diversidad de materiales característica de este dominio (arenisca, yesos, sales y carbonatos de formaciones triásicas y jurásicas) se corresponde con una amplia variedad de facies hidroquímicas, entre las que se incluyen bicarbonatadas cálcicas y magnésicas, cloruradas sódicas y sulfatadas cálcicas. Asimismo, son frecuentes las anomalías de temperatura, sílice, flúor y arsénico, testimonio de la circulación profunda de las aguas en las que se manifiestan.

11. Dominio Hidromineral de la Meseta Sur: Ocupa amplias zonas de Castilla-La Mancha pertenecientes a las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana. Comprende una gran variedad de materiales presentes en el relleno neógeno de dichas cuencas: areniscas, conglomerados, arcillas, yesos y carbonatos del Terciario y del Mesozoico. Esta variedad litológica determina la existencia de aguas bicarbonatadas cálcicas (las más abundantes), sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas. La presencia de indicadores de circulación profunda es escasa, limitándose a algunos puntos con anomalías de hierro, manganeso y arsénico.

12. Dominio Hidromineral de la Sierra de Alcaraz y Campo de Montiel: Comprende las zonas limítrofes de las provincias de Ciudad Real, Albacete y Jaén. Se identifica geológicamente con las formaciones triásicas existentes en la base del Jurásico carbonatado del Sureste de la meseta castellano-manchega. Areniscas, yesos y carbonatos son las litologías predominantes. Las facies hidroquímicas más comunes son las bicarbonatadas cálcicas y las sulfatadas cálcicas, como consecuencia de la interacción del agua de infiltración con los

citados materiales, no apreciándose indicios de anomalías indicadoras de circulación profunda.

13. Dominio Hidromineral Volcánico de Ciudad Real: Se localiza al sur de la provincia de Ciudad Real, cuya representación más característica es el Campo de Calatrava. Se trata de un conjunto de grandes masas de materiales lávicos y piroclásticos, de composición fundamentalmente basáltica, generado por una importante actividad volcánica durante el Cuaternario. El flujo ascendente de dióxido de carbono de origen endógeno que se produce a través de estos materiales, así como la propia naturaleza de estos últimos, genera una serie de intercambios geoquímicos agua-roca en profundidad, lo cual se traduce en una abundante presencia de aguas minerales, e incluso termales en algunos casos. Las facies hidroquímicas dominantes son las bicarbonatadas magnésicas y sódicas, en ocasiones con anomalías de temperatura y arsénico cuyo origen se encuentra en la evolución geoquímica de aguas de infiltración de carácter bicarbonatado cálcico.

14. Dominio Hidromineral de las Depresiones Terciarias de Andalucía: Se extiende sobre los valles y depresiones internas de la citada comunidad autónoma: Guadalquivir, Guadiana Menor, Granada, Guadix, etc. Los materiales son principalmente de naturaleza detrítica, pertenecientes al relleno neógeno de las depresiones. Predominan las areniscas, conglomerados, yesos y margas del Terciario, que dan lugar a facies bicarbonatadas cálcicas, sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas. Los indicadores de circulación profunda más abundantes son sílice, litio, hierro, manganeso y arsénico.

15. Dominio Hidromineral de la Cordillera Subbética Occidental: Incluye zonas de 6 provincias de Andalucía: una parte importante de Cádiz, sureste de Sevilla, noroeste de Málaga, sur de Córdoba, Jaén y noreste de Granada, abarcando todo el frente de contacto entre el orógeno bético y el límite sur de la depresión del río Guadalquivir (ITGE y Junta de Andalucía, 1991). En esta extensa zona es común la presencia de materiales mesozoicos, desde triásicos hasta cretácicos, entre los que cabe destacar areniscas, yesos, sales, margas y carbonatos. La facies hidroquímicas predominantes son las bicarbonatadas cálcicas, cloruradas sódicas y sulfatadas cálcicas. En las aguas minerales y termales de este dominio se encuentran anomalías de flúor, hierro y temperatura.

16. Dominio Hidromineral de la Cordillera Subbética Oriental: Se corresponde con las estribaciones más orientales de la Cordillera Bética (dominios geológicos externos del Subbético y Prebético) situadas en las provincias de Jaén, Almería,

Albacete, Murcia y Alicante. La deformación del orógeno es, en este caso, menos acusada que en el dominio Mediterráneo Suroriental antes descrito (Baeza *et al.*, 2003). Desde el punto de vista litológico se caracteriza por una gran diversidad de materiales: areniscas, margas, arcillas, yesos, rocas salinas y extensas formaciones carbonatadas mesozoicas y terciarias, fuente de una amplia variedad de facies hidroquímicas: bicarbonatadas cálcicas y magnésicas, cloruradas sódicas y sulfatadas cálcicas, frecuentemente asociadas a indicadores de circulación profunda: temperatura, flúor, hierro y litio.

17. Dominio Hidromineral Mediterráneo Suroriental: Se identifica con lo que se conoce como dominio interno de la Cordillera Bética o Bético Interno. Abarca una parte importante de las provincias de Málaga, Granada, Almería y Murcia. Está integrado por un conjunto de formaciones geológicas, sometidas a la mayor deformación dentro del conjunto de las Cordilleras Béticas, situadas en mantos superpuestos con un fuerte plegamiento y por lo tanto con abundante fracturación que en ocasiones alcanza grandes dimensiones, tanto en vertical como en horizontal (IGME, 1978). Estos mantos, como el Nevado-Filabrides, Alpujárrides y Maláguides incluyen materiales básicamente metamórficos y carbonatados, aunque también se presentan en menor proporción formaciones yesíferas. Las facies hidroquímicas dominantes son las bicarbonatadas cálcicas, bicarbonatadas magnésicas y sulfatadas cálcicas. Estas últimas como consecuencia de la gran profundidad de circulación de las aguas y su contacto con los yesos mencionados. Excepcionalmente se encuentran aguas cloruradas sódicas con una elevada salinidad y aguas bicarbonatadas sódicas relacionadas con materiales carbonatados metamorfizados, como mármoles. Es común la presencia de anomalías de temperatura, flúor y hierro, indicativa de una circulación profunda de las aguas.

18. Dominio Hidromineral de la Sierra Norte de Mallorca: Como su nombre indica, se corresponde con la zona montañosa que caracteriza toda el área nordeste de la isla de Mallorca. Litológicamente no presenta gran variedad, limitándose su representación a los carbonatos mesozoicos. La facies hidroquímica dominante es la bicarbonatada cálcica y no existe información de presencia de anomalías geoquímicas, lo que induce a pensar en una circulación relativamente somera de las aguas.

19. Dominio Hidromineral Volcánico de las Islas Canarias: El carácter volcánico de la formación del archipiélago canario da lugar a la presencia de materiales de diversa composición: basaltos, fonolitas, traquibasaltos, etc., tanto en formaciones lávicas como piroclásticas. La interacción del agua de infiltración

con esta variedad de materiales tiene una gran repercusión en la composición físico-química de las aguas subterráneas en general, y de las aguas consideradas como minerales en particular. En este dominio hidromineral se encuentran un gran número de aguas bicarbonatadas sódicas y las bicarbonatadas magnésicas. También es notable la presencia de aguas cloruradas sódicas. Las anomalías geoquímicas más habituales, relacionadas con la composición de los materiales volcánicos, son las de flúor y sílice.

Aguas singulares

A continuación se representa la distribución espacial de las aguas singulares identificadas. Dado que muchas de ellas se encuentran a escasa distancia entre sí a menudo figuran como un único punto, por lo que las siguientes figuras no pretenden mostrar la totalidad de las aguas singulares sino su distribución general.

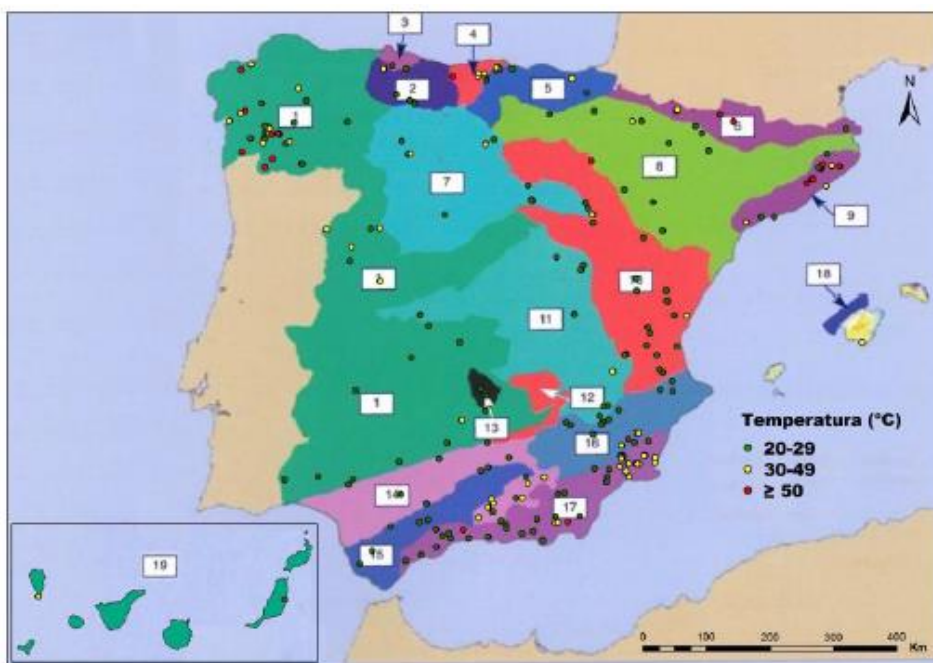


Figura 2. Aguas singulares por su temperatura

Las aguas singulares por su temperatura se distribuyen a lo ancho de toda la geografía, especialmente las anomalías de primer orden con temperatura en el rango de 20-29 °C, que pueden considerarse termales en el sentido de la Ley de Minas (exceden en 4 °C a la temperatura media anual en superficie), ya que para alcanzar tales temperaturas no es necesario una circulación muy profunda. Para los rangos superiores ya es necesaria una mayor profundidad de circulación, que está justificada en el caso de Galicia, Dominio Hercínico de Castilla y León, Zona Axial Pirenaica y Zona Costero Catalana, por la existencia de grandes fracturas o fallas, en algunos casos regionales. En el caso de las Cordilleras Béticas (Andalucía y Murcia) la mayor densidad de aguas termales e hipertermales se explica por la presencia a grandes profundidades de formaciones carbonatadas tanto en el dominio subbético como en el dominio bético, en las que el agua llega a alcanzar temperaturas muy elevadas.



Figura 3. Aguas singulares por su concentración de sílice

El contenido de sílice en aguas subterráneas no suele superar los 40 mg/L. No obstante, en aquellas zonas donde el agua circula por materiales silicatados a gran profundidad, la temperatura es elevada y el pH es bajo, lo que le confiere

una mayor solubilidad, la concentración de sílice suele ser elevada. Si la circulación del agua subterránea se produce por materiales carbonatados a gran profundidad y elevada temperatura no se producen dichas anomalías. Existe una relación directa entre el contenido de este elemento en las aguas minerales y termales y la circulación de las mismas por materiales ígneos paleozoicos silicatados y/o graníticos, dando lugar a aguas bicarbonatadas sódicas. Se localizan sobre todo en Galicia, Zona Axial Pirenaica, Cordilleras Costero catalanas e Islas Canarias.

Las anomalías de sílice que se observan en zonas próximas a Alicante y Valencia; en las cuencas del Tajo y Guadiana; o en las áreas más externas de las Cordilleras Béticas precisan de estudios más detallados para conocer su origen.

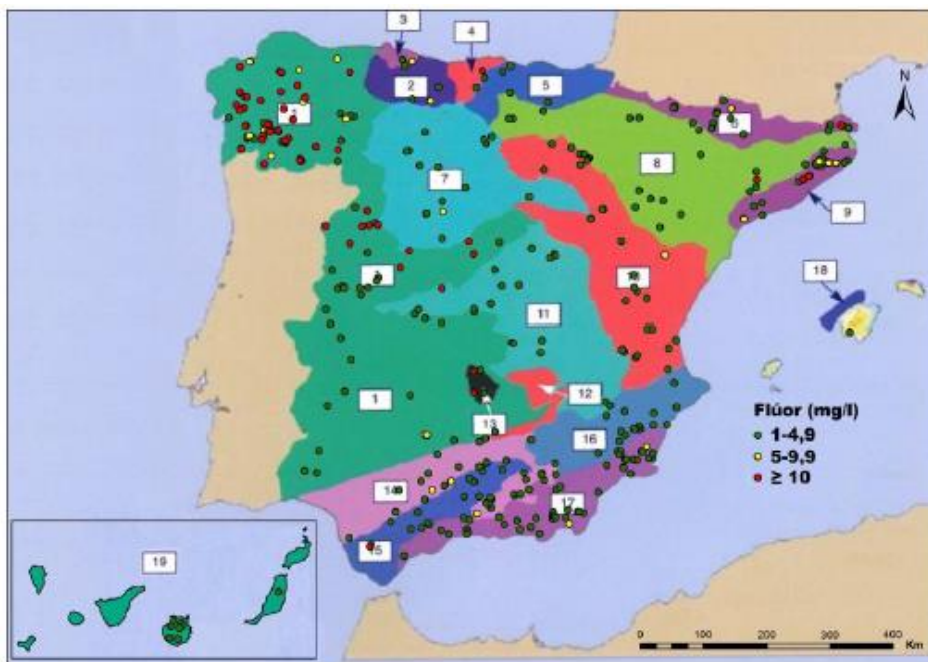


Figura 4. Aguas singulares por su concentración de flúor

El anión fluoruro se encuentra en muy baja concentración en las aguas subterráneas, en general con un rango de 0,1 – 1 mg/L, (Corral *et al.*, 2008), sin embargo en las aguas minerales su presencia es muy común, principalmente en aquellas que circulan a gran profundidad a través de rocas con minerales con flúor, como la fluorita, criolita, etc. También se producen importantes anomalías

en aquellas aguas que están en contacto con materiales metamórficos, como las pizarras, dando lugar a aguas bicarbonatadas sódicas. Estas facies son típicas de áreas como el Macizo Hercínico, la Zona Axial Pirenaica o la Cordillera Costero-Catalana. Las anomalías observadas en la Cordillera Cantábrica están justificadas por la presencia de fluorita. Las concentraciones obtenidas en las aguas minerales de las cuencas sedimentarias del Duero y del Tago, así como las del ámbito de las Cordilleras Béticas, se deben a su relación con los minerales sedimentarios existentes. En otras ocasiones, la presencia de flúor en altas concentraciones está asociada a un importante flujo de gases de tipo endógeno, principalmente CO_2 , como se observa en las aguas minerales existentes en las Islas Canarias y probablemente en Cataluña.

Este mismo proceso podría explicar las anomalías que se registran en el dominio de las Cordilleras Béticas, donde los contenidos de flúor observados son del orden de 1-4 mg/L.



Figura 5. Aguas singulares por su concentración de litio

La presencia de litio en las aguas subterráneas suele corresponder con pequeñas concentraciones. Una anomalía de litio vendría dada por la presencia

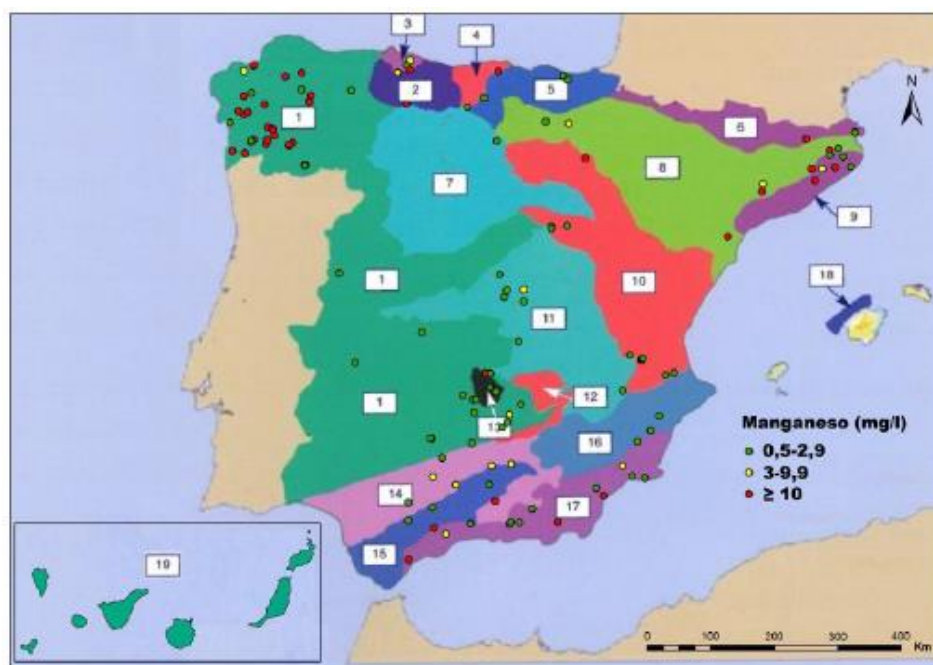


Figura 7. Aguas singulares por su concentración de manganeso

Al igual que el hierro, la concentración de manganeso en las aguas minerales, está muy condicionado a ambientes reductores. La distribución de las anomalías de manganeso es parecida a las del hierro. Sin embargo, existe una mayor concentración de manganeso en la zona alta del Valle del Guadalquivir, en la provincia de Jaén, y en el área volcánica de Ciudad Real, cuyo origen requiere la realización de estudios locales de detalle.



Figura 8. Aguas singulares por su concentración de arsénico

El arsénico en general se presenta en concentraciones muy pequeñas en las aguas subterráneas. El aumento en su concentración en las mismas se debe a la disolución de los minerales que lo contienen, favorecido por la circulación profunda y las altas temperaturas que puedan alcanzar. De ahí su mayor profusión en las aguas minerales, principalmente en Galicia.



Figura 9. Aguas singulares por su concentración de sulfuros

El mayor número de puntos con anomalías de sulfuros tiene lugar en los materiales hercínicos de Galicia, ligados a aguas de circulación profunda a través de grandes fracturas y a rocas con mineralizaciones de sulfuros. El contenido de sulfuros en las aguas subterráneas es habitualmente muy bajo, menor de 1 ppm. Sin embargo, es un compuesto característico de algunas aguas minerales, favorecido por la presencia de ambientes muy reductores, ligados a aguas que circulan a gran profundidad.



Figura 10. Aguas singulares por su concentración de residuo seco

Dentro de las aguas clasificadas como minerales por la legislación española se encuentran las denominadas aguas minero-industriales, que por su composición permiten un aprovechamiento industrial de las sustancias que contienen. Estas aguas se caracterizan por su elevada concentración salina, pudiéndose clasificar como aguas hipersalinas o salmueras naturales. Su emplazamiento guarda relación con masas salinas o evaporíticas, como el borde de contacto de la depresión del Guadalquivir con el frente de materiales subbéticos, la zonas de diapiros y masas salinas de Murcia y Alicante, etc. La composición de estas aguas es mayoritariamente clorurada sódica, aunque también se presentan las sulfatadas cálcicas o cálcico-magnésicas procedentes de disolución de yesos.

Conclusiones

- Las aguas minerales y termales de España presentan una elevada diversidad en cuanto a origen, temperatura, facies hidroquímica y concentración de determinadas sustancias, esta diversidad es un reflejo de la diversidad geológica del país.
- El territorio español ha sido dividido en 19 dominios hidrominerales, los cuales se definen como “conjuntos de formaciones geológicas relacionadas geográfica y estratigráficamente entre sí, que engloban materiales cuya litología y estructura permiten el almacenamiento y circulación de aguas subterráneas con características físico-químicas comunes” (Corral *et al.*, 2008).
- Algunas aguas minerales y termales presentan una elevada temperatura y/o concentración de determinadas sustancias, por lo cual se las ha denominado como “aguas singulares”. Estas características con frecuencia son indicadoras de circulación profunda y elevado tiempo de residencia en el acuífero.
- El uso de aguas minerales y termales tiene una larga tradición en España, lo que las confiere un notable valor cultural e histórico. Hoy en día la actividad de balnearios y de plantas de bebida envasada las otorga además un considerable valor económico y social, a lo que a menudo contribuye su ubicación en zonas con riesgo de sufrir despoblación.

Bibliografía

Baeza, J., Rubio, J. C., Luque, J. A., López-Geta, J. A., Peinado, T., Reina, J., y Dolores, M. (2003). Las aguas minerales, minero-medicinales y termales de la provincia de Jaén. *Serie: Hidrogeología y aguas subterráneas* N° 6. IGME, Madrid. ISBN 84-7840-473-2.

Corral, M. M., y Abolafia, M. (2006). Las aguas minerales. Aguas de bebida envasadas y balnearios en la cuenca del Duero. *Congreso de Duero*.

Fernández, J. M., Corral, M. M., y Ferrero A. (2006). Estudio científico técnico de las aguas minerales de Galicia. *II Foro Ibérico sobre aguas envasadas y balnearios*. 22 – 24 de noviembre. Oporto, Portugal.

Instituto Geológico y Minero de España (1978). Plan nacional de investigación de aguas subterráneas. Estudio hidrogeológico de la cuenca baja del Segura. Informe final (72/75). *Informe técnico nº 3 la cuenca del Vinalopó*. IGME, Madrid.

Instituto Geológico Minero de España (1982). Estudio de las manifestaciones termales de Extremadura, Salamanca y Rioja orientadas a su posible explotación como recurso geotérmico. *Informe inédito*.

Instituto Tecnológico Geominero de España y Generalitat de Catalunya. (1990). Estudio para la evaluación de las aguas minero-medicinales, minerales naturales, de manantial, termales y minero-industriales en el territorio de Catalunya. *Informe inédito*.

Instituto Tecnológico Geominero de España y Junta de Andalucía (1991). Evaluación del estado actual de las aguas minerales en la Comunidad Autónoma de Andalucía (1ª fase). *Informe inédito*.

Instituto Tecnológico Geominero de España (1992). *Jornadas de aguas minero-medicinales y termales de España*. ITGE, Madrid.

López-Geta, J.A., Corral, M. M., Abolafia, M., Sánchez, J., Sanz, L., y Sánchez, B. (2006). Mapa de las características físico-químicas de las aguas minerales y termales de España. *II Foro Ibérico sobre aguas emvasadas y balnearios*. 22-24 de noviembre de 2006. Oporto, Portugal.

Corral, M. M., Lopez-Geta, J. A., y Ontiveros C. (2008). Aspectos genéticos de las aguas minerales y termales españolas: Relación entre sus características físico-químicas y la geología del entorno. IGME, Madrid.

Corral, M. M., Lopez-Geta, J. A., Fernández, J. M., y Mijares, M. J. (2010). Galicia: Historia y evolución científica y técnica del conocimiento de las aguas minerales. IGME, Madrid. ISBN 978-84-7840-848-1.

Modelação da dispersão e tempo de residência de traçadores no fluxo subterrâneo no aquífero Querença-Silves, sul de Portugal

Luís Costa¹, José Paulo Monteiro² y Rui Hugman³

Palabras clave: modelação de fluxo de água subterrânea, injeção de água, traçador, modelação numérica

Resumen

O aquífero de Querença-Silves, situado no sul de Portugal é um sistema cársico com 320 km², bastante complexo no que diz respeito às suas propriedades hidrogeológicas e comportamento hidráulico. O fluxo do aquífero é maioritariamente de Este para Oeste, com a sua principal zona de descarga nas fontes de Estômbar, situadas no sector mais ocidental do aquífero. Os autores da presente comunicação têm contribuído em diversos trabalhos para a monitorização e modelação deste sistema aquífero, nomeadamente na calibração inversa dos valores de transmissividade e também do coeficiente de armazenamento. Actualmente pretende aprofundar-se a caracterização dos parâmetros hidráulicos, tendo em conta a futura simulação de fenómenos de transporte de massa e injeção. Com este fim recorre-se na presente comunicação à análise de trabalhos prévios realizados neste sistema aquífero, disponíveis na bibliografia, que descrevem os resultados de dois ensaios de

¹ CVRM – Centre of Geosystems, IST, Universidade de Lisboa, Av. Rovisco Pais, 1, 1049-001 Lisboa, Portugal, lrcosta@ualg.pt

² CVRM – Centre of Geosystems, IST, Universidade de Lisboa, Av. Rovisco Pais, 1, 1049-001 Lisboa, Portugal, jpmonte@ualg.pt

³ CVRM – Centre of Geosystems, IST, Universidade de Lisboa, Av. Rovisco Pais, 1, 1049-001 Lisboa, Portugal, rui.hugman@ist.utl.pt

traçadores e de um ensaio de injeção de água num poço. Estes ensaios foram realizados com o objectivo de esclarecer algumas dúvidas relativas ao fluxo subterrâneo no sector oeste do aquífero, em particular, a drenagem das diversas nascentes de Estômbar (principal zona de descarga) e também no sector oriental, no sentido de investigar as direcções locais de fluxo subterrâneo. Os ensaios previamente realizados indicaram a existência de várias zonas de circulação subterrânea ou condutas cársicas, independentes entre si e permitiram também realizar estimativas das velocidades de fluxo nos sectores estudados no sistema aquífero. Tendo em conta os dados disponíveis dos ensaios de traçadores tomou-se como ponto de partida o estado actual do desenvolvimento de um modelo em elementos finitos para investigar em que medida a simulação destes ensaios se ajusta às observações de campo e tentar caracterizar os parâmetros que melhor permitem uma correcta simulação das direcções de fluxo e tempos de trânsito determinados.

Herramientas de interpretación de ensayos hidráulicos en un entorno SIG

Rotman A. Criollo¹, Enric Vázquez-Suñé¹, Violeta Velasco¹, Alejandro Serrano Juan¹, Mar Alcaraz¹, Alejandro García-Gil²

Palabras clave: ensayos hidráulicos, ensayos de bombeo, SIG, Excel

Resumen

Con el objetivo de continuar mejorando la consulta de la información almacenada en la base de datos geoespacial HYDOR DB, creado en el Grupo de Hidrología Subterránea UPC-CSIC (GHS), y agilizar la consulta de ensayos hidráulicos en un entorno SIG (Sistemas de Información Geográfica), se ha desarrollado una herramienta que permite la integración, interpretación y síntesis de los datos de ensayos hidráulicos a través de enlaces entre la plataforma SIG y el software MariaJ.

Este software fue creado en el GHS para interpretar ensayos de bombeo o de inyección a partir de su calibración automática. Con el fin de facilitar al usuario la exportación de los datos necesarios desde ArcGIS, o la entrada manual de datos, y la elección del modelo a utilizar para la ejecución de MariaJ de una manera más ágil, se ha creado una interfaz llamada MJ-Pumpit (Plug-in creado en MS Excel 2010).

La elección de usar MS Excel como plataforma es debido a su amplio uso en la comunidad académica y científica, por el potencial que presentan sus herramientas para realizar un pre y post proceso a la ejecución de MariaJ (p.e. análisis y procesamiento de datos, crear gráficas, modificación de formatos, etc.), entre otros. El funcionamiento de esta herramienta de consulta espacio-temporal de ensayos hidráulicos en un entorno SIG y de la interpretación es este tipo de ensayos con MJ-Pumpit, se ha aplicado a casos reales mostrando su ágil funcionamiento.

¹ GHS, Grupo de Hidrología Subterránea (UPC-CSIC)

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

Estimación de la escorrentía superficial mediante la generación automática del número de curva con un SIG. Aplicación al norte de Gran Canaria (Islas Canarias, España)

Tatiana Cruz-Fuentes¹, Gema Naranjo Ayala², María del Carmen Cabrera Santana³ y Emilio Custodio Gimena⁴

Palabras clave: escorrentía superficial, número de curva, SIG

Resumen

El cálculo de la recarga natural en la zona norte de Gran Canaria (Islas Canarias, España) mediante el método del balance del ión cloruro de origen atmosférico ha sido objeto de trabajos específicos dentro del proyecto REDESAC. En una primera aproximación al cálculo de la recarga no se consideró la escorrentía superficial debido a la falta de datos. Por ello, los resultados obtenidos sobrevaloraban dicha recarga en los años que el agua corría por los barrancos.

Para subsanar el error introducido en los cálculos se ha estimado la escorrentía superficial de la zona mediante la generación automática del Número de Curva con ayuda de un Sistema de Información Geográfica. La aplicación se ha llevado a cabo mediante la superposición de varias categorías como la pendiente, los tipos de suelo y los usos del mismo, y ha permitido estimar la escorrentía superficial en distintas zonas. Los resultados muestran una escorrentía superficial media de 12 hm³/año y un coeficiente de escorrentía del

¹ Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, tcruz@proyinves.ulpgc.es

² Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, gnaranjo@proyinves.ulpgc.es

³ Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, mcarmen.cabrera@ulpgc.es

⁴ Departamento de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña(UPC), Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, España, emilio.custodio@upc.edu

9% para los años hidrológicos 1980/2013. La escorrentía superficial estimada a partir del método del Número de Curva ha sido contrastada satisfactoriamente con las variaciones del volumen de algunos embalses localizados en la zona.

Introducción

La isla de Gran Canaria (Islas Canarias, España) presenta una morfología cónica, cuya cota máxima se localiza en el Pico de las Nieves, a 1949 msnm, con orografía irregular formada por una serie de profundos y estrechos barrancos radiales que nacen en el centro de la isla y desembocan en el mar (Figura 1).

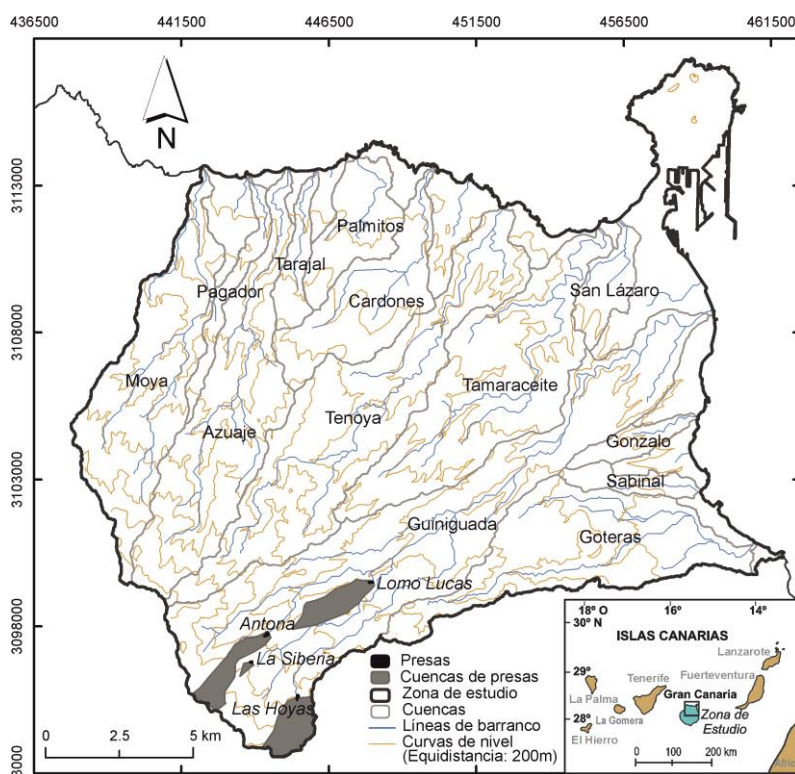


Figura 1. Localización de la zona de estudio con indicación de las divisorias de aguas y las cuencas existentes. Se indica la localización de las presas utilizadas para la validación del método y sus cuencas vertientes.

En la década de 1940 algunos barrancos fluían durante varios meses (MOP-UNESCO, 1975), alimentados fundamentalmente por los manantiales existentes a cotas medias, pero en la actualidad no existen cursos de agua permanentes debido a la desaparición de esos manantiales a causa del descenso generalizado del nivel freático en la isla por la explotación intensiva de aguas subterráneas a la que ha sido sometida desde principios, y en especial, desde mediados del siglo XX (Custodio y Cabrera, 2002). El régimen natural de escorrentía superficial es producido por episodios lluviosos aislados de carácter torrencial. Esta escorrentía se perdería por infiltración o llegaría hasta el mar si no existieran los embalses, ya que existen en Gran Canaria 59 grandes presas, de más de 15 m de altura, que recogen el agua de la escorrentía, además de otras menores y tomaderos. Son obras estratégicas en el suministro de agua, principalmente para la agricultura.

Durante el proyecto SPA-15 (MOP-UNESCO, 1975) se realizaron medidas directas de la escorrentía en 13 estaciones de aforo en la parte alta de las cuencas, especialmente diseñadas y operadas. Los resultados fueron extrapolados al resto de la isla mediante analogías geomorfológicas entre cuencas. Debido a la escasez de lluvias, muchas de esas estaciones de aforo no pudieron ser calibradas y utilizaron formulas teóricas para la estimación de la escorrentía, además de que tuvieron una corta vida a causa de los importantes acarreos. Según esos resultados, para el año 1970/1971, la aportación en toda la isla fue 98,5 hm³ y las cuencas que más contribuyeron están situadas al Oeste y Sur de la isla, todas fuera de la zona de estudio. En dicho estudio, los coeficientes de escorrentía variaban entre 0,02 y 0,36. También se realizaron estimaciones indirectas a partir de los datos de lluvia diaria para los años hidrológicos 1970/1973 utilizando el método del Número de Curva del US Soil Conservation Service (1957). Las hipótesis de partida fueron que la pendiente no era un factor determinante en la escorrentía y que los Números de Curva dependían de los materiales geológicos predominantes en cada cuenca, utilizando las medidas directas para calibrar el método. Los resultados estimaron una escorrentía media de 78 hm³ en los tres años hidrológicos de observaciones, con números de curva que varían entre 49 para los Basaltos Modernos y 92 para las Fonolitas, Ignimbritas y Traqui-Sienitas.

El proyecto de investigación REDESAC (CGL2009-12910-C03-02) del Plan Nacional de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación (2009-2013) ha estado dedicado a la evaluación de la recarga a los acuíferos. En Canarias, el proyecto se ha focalizado en la zona norte de Gran Canaria (Figura 1), donde se

lleva a cabo el cálculo de la recarga natural mediante el método del balance del ión cloruro de origen atmosférico. Este método requiere conocer la aportación como deposición atmosférica media de cloruro de la recarga y la escurrentía. Para ello se han colocado 10 colectores de agua de lluvia coincidiendo con 10 estaciones pluviométricas de la red de pluviómetros del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC) y se han tomado muestras de agua de escurrentía de forma puntual. Sin embargo, en la zona no existen estaciones de aforo de agua de escurrentía, por lo que la estimación de dicha escurrentía se ha realizado mediante métodos numéricos.

En este trabajo se muestran los resultados de la estimación de la escurrentía de la zona por el método del Número de Curva mediante la generación automática del mismo con ayuda de un Sistema de Información Geográfica. Este método ya ha sido aplicado en Gran Canaria en otra cuenca situada al Oeste de la isla (Cruz-Fuentes *et al.*, 2008), con resultados satisfactorios. Los resultados han sido validados comparando los resultados simulados con los datos disponibles de variaciones de volúmenes mensuales almacenados en varias presas de la zona.

Metodología

El método del Número de Curva (NC) es una técnica semiempírica desarrollada por el U. S. Soil Conservation Service (US-SCS, 1972; 1985; McCuen, 1982) para estimar la escurrentía superficial producida en una cuenca en función de la infiltración y la precipitación.

Según este método, el caudal de escurrentía (Q) en mm es función de la precipitación (P) del evento considerado en mm y la máxima infiltración potencial (S) en mm relacionados mediante la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (1)$$

Los estudios empíricos realizados por el US-SCS permitieron relacionar la máxima infiltración potencial (S) con un parámetro de referencia denominado número de curva (NC), cuyos valores están entre 1 y 100.

$$S = \frac{25400}{NC} - 254 \quad (2)$$

El número de curva igual a 1 indica que toda la lluvia infiltra y un número de curva de 100 representa el escurrimiento total de la precipitación. El valor 254 corresponde a las décimas de mm de una pulgada inglesa.

Esta metodología fue adaptada en España por Témez (1987), utilizando como parámetro de referencia el umbral de escorrentía para el cálculo de la escorrentía superficial en pequeñas cuencas, siendo el umbral de escorrentía la cantidad de precipitación necesaria para que el suelo sature y la escorrentía aparezca. De las observaciones en numerosas cuencas realizadas por el US-SCS se considera que el umbral de escorrentía (P_0) es el 0,2 de la máxima infiltración potencial (S).

$$P_0 = 0,2S \quad (3)$$

Por lo tanto el número de curva y el umbral de escorrentía están relacionados por la expresión:

$$P_0 = 0,2 \left(\frac{25400}{NC} - 254 \right) \quad (4)$$

Según Témez (1987; 1991; MOPU, 1990) el número de curva, y por lo tanto también la escorrentía, es función de cinco factores básicos: el tipo de suelo, el uso del suelo, el tipo de práctica con la que se cultiva, la pendiente del terreno y las condiciones de humedad antecedente. Los números de curva se aplican para diferentes condiciones de humedad antecedente, siendo la condición II la que corresponde a humedad media del suelo. Si en el momento de producirse la precipitación el suelo se encuentra saturado por las lluvias en el período de 5 días anteriores, se supone un aumento de la escorrentía (condición III); por el contrario, si el suelo está seco la infiltración será predominante (condición I). Como hipótesis de partida para este trabajo se consideró la condición II de humedad antecedente ya que todas las tormentas se producen en invierno y en las zonas altas, donde se produce la recarga, el suelo se mantiene húmedo por las lluvias y la niebla pero no suele llegar a la saturación. Las características hidrológicas del terreno constituyen otro factor a tener en cuenta y hacen referencia a la forma de cultivar la tierra. Los valores del número de curva asociado a cada tipo de cultivo no difieren mucho, por lo que en la zona de estudio se asume que el cultivo sigue las curvas de nivel ya que es la forma de cultivo predominante. El método de número de curva ha sido diseñado principalmente para áreas con cultivos, de modo que el terreno boscoso o de matorral en pendiente no ha sido bien calibrado, aunque se puede aplicar.

La obtención del número de curva se ha realizado de forma automática usando un Sistema de Información Geográfica (SIG), acorde a la metodología seguida Ferrer *et al.* (1995). Según esta metodología, a cada una de las variables que intervienen en la determinación del número de curva se le asigna un número primo. Los mapas de entrada se reclasifican con estos nuevos valores y operando entre sí mediante álgebra de mapas, se obtienen números resultantes. Dada la singularidad de los números primos, el producto de ellos dará siempre un número diferente unos de otros. De este modo, conociendo el resultado del producto se puede saber cuál es la combinación de variables (uso del suelo, tipo de suelo y pendiente) de partida y, por lo tanto, asignarle un número de curva.

Para la validación de los resultados se ha aplicado esta metodología a la cuenca vertiente de algunas presas localizadas en la cabecera del barranco Guiniguada (Figura 1). La mayoría de los embalses y presas en la zona de estudio se utilizan para almacenar agua de varios orígenes (aguas subterráneas o aguas de otras cuencas), por lo que se han seleccionado exclusivamente cuatro presas aisladas y que solo reciben agua de escorrentía. De estas presas se han recopilado los datos de caudales mensuales entre los años 1981-1994, suministrados por el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria.

Pendiente

Para la obtención del mapa de pendientes ha sido necesario elaborar un Modelo de Elevación del Terreno a partir de las curvas de nivel del mapa 1:5.000 publicado por GRAFCAN. Una vez obtenidas las pendientes en porcentaje, se han clasificado en dos grupos: pendientes menores al 3% y pendientes superiores al 3%. Debido a la orografía de la zona de estudio, las pendientes superiores al 3% ocupan casi toda la superficie, situándose las inferiores al 3% principalmente en la zona de costa.

Uso de suelo

Los datos de usos del suelo fueron suministrados por el Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria, aunque hubo que modificar los datos adaptándolos a la

leyenda del US-SCS (1985) que propone Ferrer *et al.* (1995) en las tablas de equivalencia (Figura 2).

Tipo de suelo

El mapa de tipos de suelo debe estar clasificado en los cuatro grupos que establece el US-SCS (1985) según su capacidad de infiltración. En los suelos de tipo A, el agua se infiltra rápidamente, aun cuando estén muy húmedos; los suelos de tipo B tienen una capacidad de infiltración moderada; los de tipo C presentan una infiltración lenta y los suelos de tipo D permiten una infiltración muy lenta.

Debido a la escasez de información sobre los suelos de la zona de estudio, a la falta de suelo en muchas áreas y a las características de los terrenos volcánicos, se ha realizado una modificación en la metodología para este apartado. La clasificación no se ha realizado por el tipo de suelo, sino por la litología del terreno y por el factor K de erosionabilidad del suelo. Este factor expresa la resistencia del suelo ante la erosión y tiene en cuenta su textura y estructura, la estabilidad de los agregados, el porcentaje de materia orgánica y su permeabilidad. Para la isla de Gran Canaria, el valor del factor K fue publicado por Sánchez *et al.* (1995).

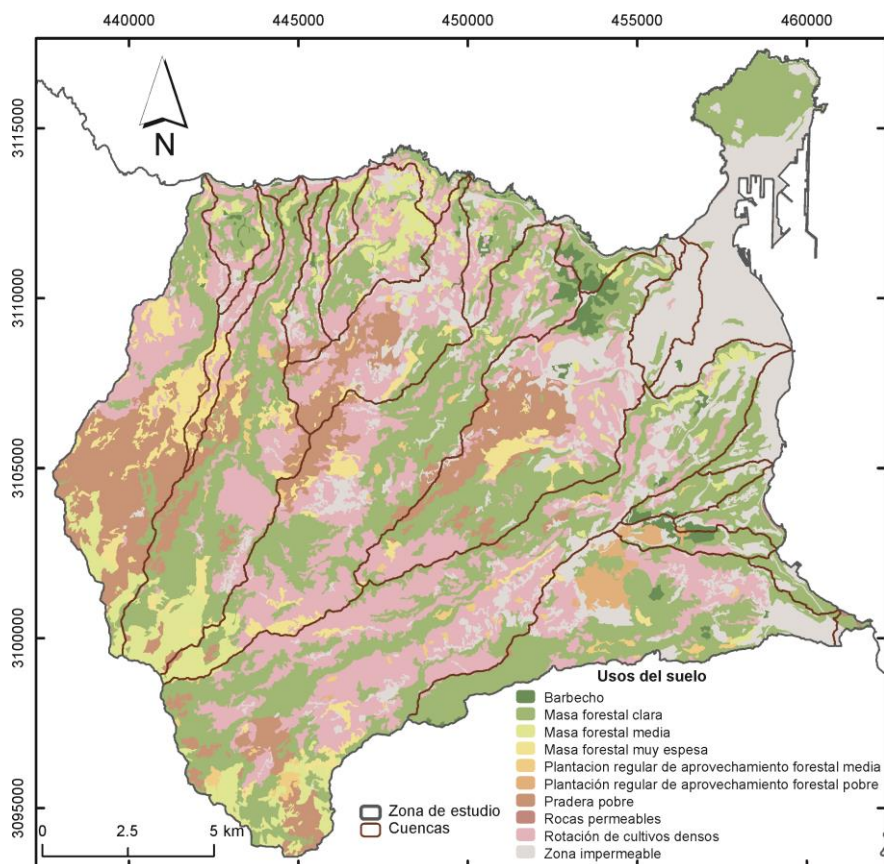


Figura 2. Mapa de usos del suelo de la zona de estudio según la clasificación del US Soil Conservation Service (1985).

A partir de las unidades geológicas que afloran y del factor K se han establecido polígonos clasificados como A, B, C y D, atendiendo a la permeabilidad de los materiales y a los valores del factor K. El factor K varía entre 0,15 y 0,62. Los valores menores indican suelos con menos arcillas y menor erosión, por lo que son más permeables. Con respecto a la litología, los materiales más permeables son los sedimentos, seguidos por los materiales del Ciclo Post Roque Nublo y la Formación Detrítica de Las Palmas y la menos permeable es la Formación Traquítico-Riolítica. Para obtener el mapa final (Figura 3) se han unificado ambos parámetros estableciendo A, B, C o D si los

polígonos coincidían y dando mayor peso a la permeabilidad del terreno debido a la falta de suelo en muchas zonas cuando los polígonos no coincidían.

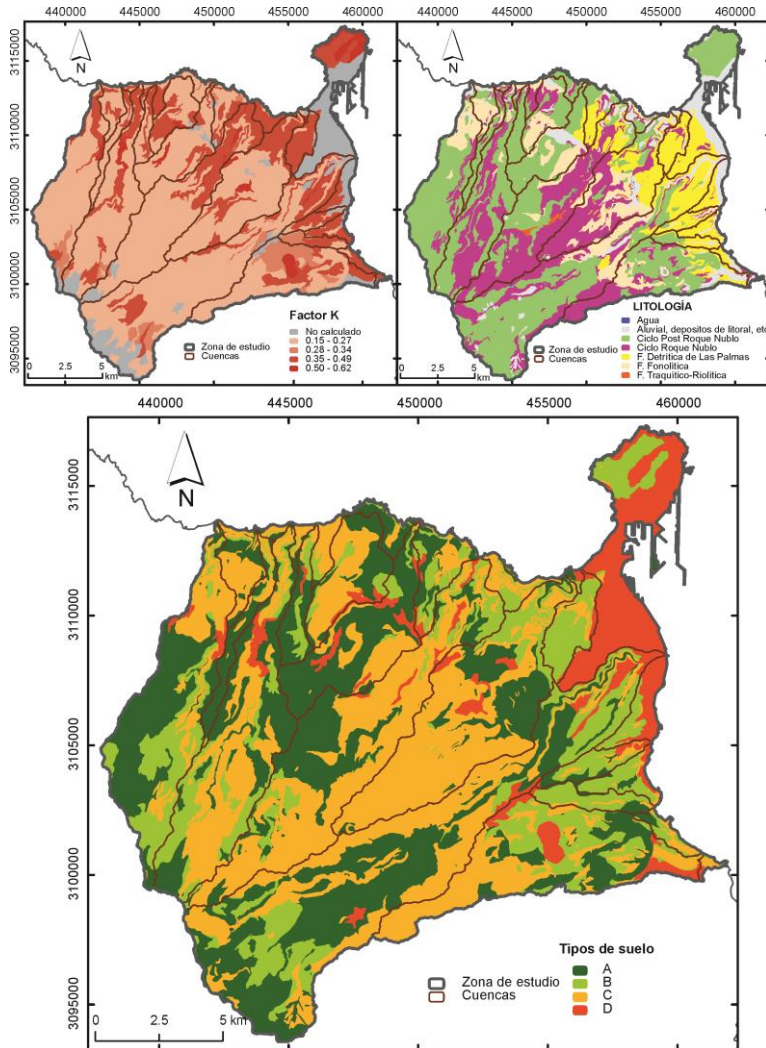


Figura 3. Mapa de tipos de suelo de la zona de estudio según la clasificación del US Soil Conservation Service obtenido a partir del factor de erosionabilidad del suelo (Factor K) y de la Litología.

La estimación de la escorrentía superficial se ha realizado para los años hidrológicos 1980/2013 para eventos de lluvia donde se ha superado el umbral de escorrentía. La figura 5 muestra la evolución anual de la precipitación y la escorrentía para toda la zona de estudio, constatándose que ambos varían considerablemente de un año a otro. La escorrentía media para el periodo estudiado es de 12 hm^3 , variando entre 0 y 28 hm^3 según el año. Considerando una precipitación media de 147 hm^3 para el mismo periodo, la escorrentía media representa un 9% de la precipitación media, alcanzando el 28% de la precipitación de algunos años.

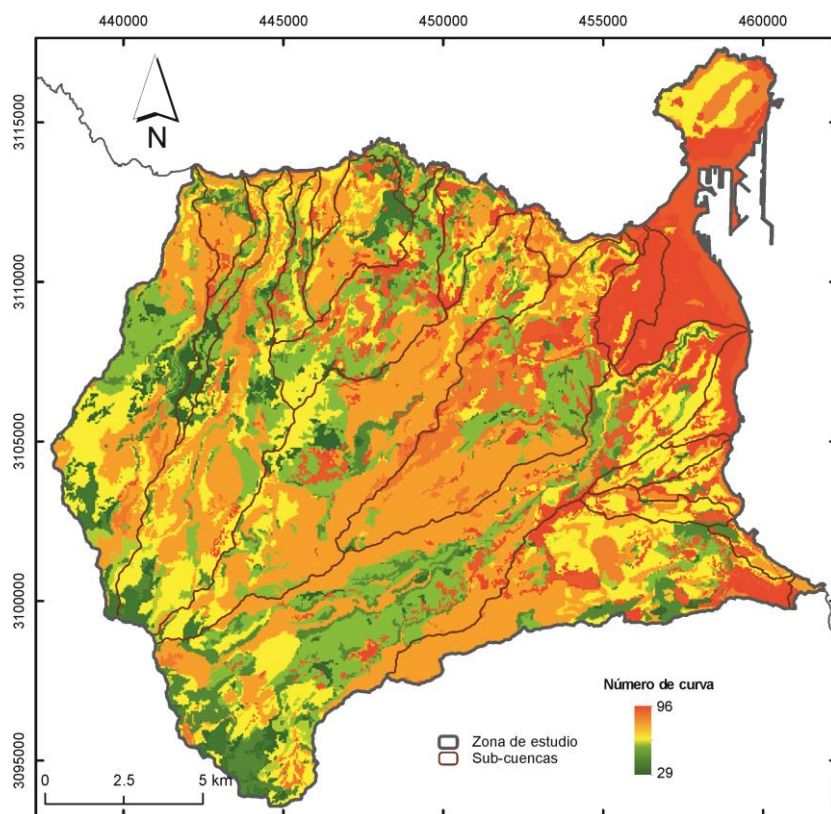


Figura 4. Mapa de número de curva calculado para la zona de estudio según la metodología aplicada.

El mapa resultante, con los valores de umbral de escorrentía, escorrentía y coeficiente de escorrentía calculados con la zonificación del proyecto REDESAC

se muestra en la figura 6. La tabla 1 muestra los valores medios de número de curva y del umbral de escorrentía obtenidos para cada una de las zonas. Los mayores números de curva se localizan en la costa, donde están ubicadas la mayoría de las zonas urbanizadas y los cultivos bajo plástico. Los mayores umbrales de escorrentía, por lo tanto los menores números de curva, está en las zonas con más altura.

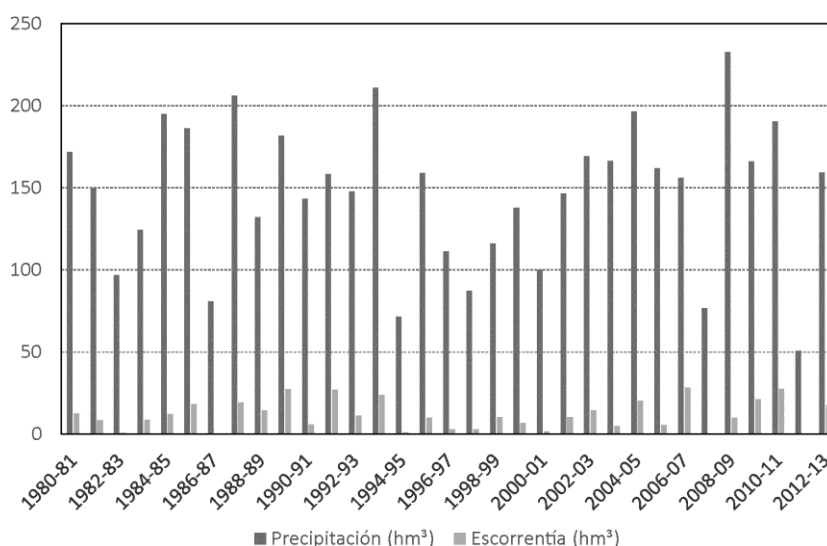


Figura 5. Distribución temporal de la precipitación media y la escorrentía media anual de toda la zona de estudio.

Tabla 1. Valores de superficie, número de curva y el umbral de escorrentía para las distintas zonas del área de estudio según la zonificación de la figura 6.

Zona	Área (km ²)	NC	P ₀ (mm)
002	48,1	64	28,5
036	17,1	70	21,7
037	13,4	72	19,7
055	18,7	62	31,0
088	77,4	78	14,3
098	8,2	69	22,8
136	25,9	63	29,8
199	32,9	70	21,7
203	15,0	58	36,8
213	42,7	76	16,0

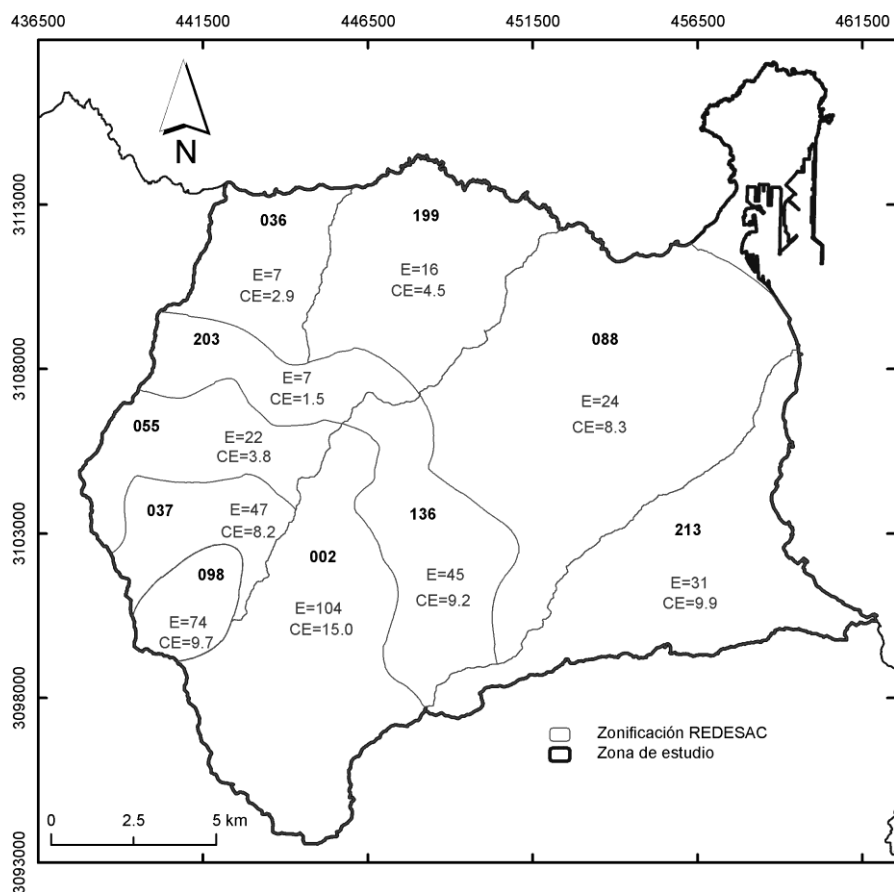


Figura 6. Zonificación resultante para la estimación de la escorrentía superficial en la zona de estudio (E: Escorrentía media anual (mm); CE: coeficiente de escorrentía medio anual (%)).

La tabla 2 recoge los resultados de escorrentía anual calculada para cada una de las zonas establecidas. Se puede deducir que la escorrentía tiene lugar fundamentalmente en las zonas altas de la isla debido a la mayor pluviosidad (precipitación media de 690 mm/año en las zonas altas frente a 250 mm/año en la zona de costa), a pesar de tener mayores umbrales de escorrentía.

En la figura 1 se muestra la localización de las presas utilizadas para la validación. Los datos disponibles sobre aportaciones a las presas consideradas

no se refieren a caudales sino a volúmenes almacenados en el embalse en unas fechas determinadas. Son datos discretos en el tiempo relativos en principio al día 1 de cada mes, lo cual implica muchas limitaciones ya que entre un volumen inicial y uno final las entradas se producen por escorrentía y precipitación directa y existen salidas por evaporación, pérdidas por infiltración y el uso de agua que no están cuantificadas. Se puede partir de la hipótesis de que la lluvia que cae directamente en el embalse compensa las pérdidas por evaporación en los meses en que se produce escorrentía (invierno-primavera), que son los meses más lluviosos. Sin embargo las pérdidas por infiltración y el uso del agua van a hacer que se infravaloren los datos de variación del volumen frente a la escorrentía real producida. El coeficiente de correlación entre los caudales de escorrentía obtenidos por el método del número de curva y las variaciones de volumen de las presas (Figura 7), a pesar de las limitaciones anteriormente mencionadas, es satisfactorio para todas las presas con un R^2 superior a 0,75.

Tabla 2. Valores medios de precipitación, escorrentía y coeficiente de escorrentía por zonas, según la zonificación del proyecto REDESAC (ver figura 6).

Zona	Lluvia (P) (mm/a)	Escorrentía (E) (mm/a)	Lluvia (hm^3/a)	Escorrentía (hm^3/a)	% E/P
002	690	104	33,2	5,0	15,0
036	251	7	4,3	0,1	2,9
037	570	47	7,6	0,6	8,2
055	563	22	10,6	0,4	3,8
088	293	24	22,7	1,9	8,3
098	760	74	6,2	0,6	9,7
136	484	45	12,5	1,2	9,2
199	362	16	11,9	0,5	4,5
203	455	7	6,8	0,1	1,5
213	317	31	13,5	1,3	9,9

Discusión y conclusiones

Los números de curva resultantes para las distintas zonas según la metodología utilizada varían entre 58 y 78, valores que en general son superiores a los estimados en estudios anteriores (MOP-UNESCO, 1975). Sin embargo, hay que destacar la mejora que supone el cálculo del número de curva teniendo en

cuenta su distribución espacial, lo que permite una aproximación mucho mejor a los valores reales por sectores.

La escorrentía media calculada por el método del Número de Curva en el periodo de estudio es de $12 \text{ hm}^3/\text{año}$ para una precipitación media de 130 hm^3 que supone un 9%. En estudios anteriores (MOP-UNESCO, 1975) fue estimada la escorrentía para el año hidrológico 1970/1971 en esta misma zona obteniéndose una aportación de 22 hm^3 para una pluviometría de 224 hm^3 , lo que representa el 10% de la precipitación, que está cerca del obtenido en este trabajo. Los valores de escorrentía y coeficiente de escorrentía medios anuales son datos simplemente indicativos dado el régimen variable de las precipitaciones. Estos resultados constituyen una estimación de la escorrentía superficial en este periodo en condiciones naturales, es decir, sin la modificación producida por los embalses y sin tener en cuenta la evaporación. La escorrentía varía considerablemente de un año para otro, no sólo en función de la precipitación, sino en el reparto de la misma durante el año, por lo que los coeficientes de escorrentía también varían.

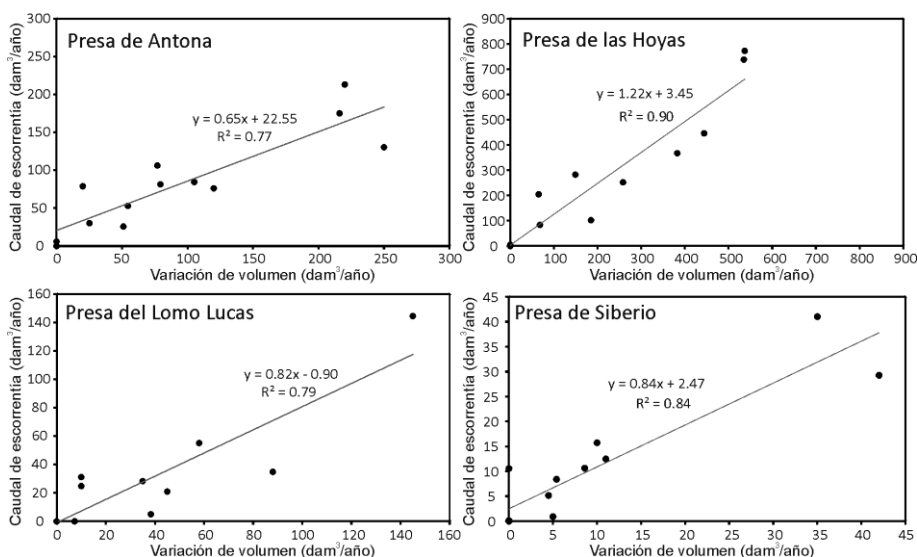


Figura 7. Suma anual de las variaciones de los volúmenes medidos el día 1 de cada mes en las presas y caudal calculado (caudal de escorrentía) mediante el método del número de curva en las cuencas vertientes de las distintas presas utilizadas para la validación del método (ver localización de presas en la figura 1).

La aplicación del método en las cuencas vertientes de las presas de embalse y la comparación con las variaciones de volúmenes de agua almacenada muestra que los resultados son consistentes y pueden ser utilizados como herramienta para la planificación hidrológica. Sin embargo, en la zona de estudio hay que destacar la limitación que supone que las presas utilizadas están todas situadas en el mismo sector de la zona y que puede haber diferencias en otros sectores que no haya sido posible caracterizar. Una posible nueva fase de estudio podría ser aplicar el programa BALAN para calibrar el NC, aunque este apartado se está discutiendo debido a las dificultades de aplicar el programa en este tipo de terrenos donde el nivel freático se localiza a mucha profundidad.

La recarga media estimada en la zona aplicando un coeficiente de escorrentía del 9% es aproximadamente el 22% de la precipitación (Naranjo *et al.*, 2014). Este resultado disminuye la estimación de la recarga en un 28% respecto a las estimaciones realizadas sin considerar la escorrentía, con valores que son comparables al 19% estimado en la Planificación Hidrológica de la Isla.

Bibliografía

Cruz-Fuentes, T.; Heredia, J. y Cabrera, M.C. (2008): Cálculo del umbral de escorrentía mediante la generación automática del número de curva con un SIG. Aplicación al Barranco de La Aldea (Gran Canaria). *Geo-Temas*, 10: 837-840.

Custodio, E. y Cabrera, M.C. (2002). ¿Cómo convivir con la escasez de agua? El caso de las Islas Canarias. *Boletín Geológico y Minero*, 113(3):243-258.

Ferrer, M., Rodríguez, J. y Estela, T. (1995). Generación automática del número de Curva con Sistema de Información Geográfica. *Ingeniería del Agua*, 2(4):43-58.

McCuen, R.H. (1982). A Guide to Hydrologic Analysis using SCS Methods. Prentice-Hall. 110 pp.

MOPU (1990). Instrucción de carreteras 5.2-IC "Drenaje superficial" (BOE numero 123 del 23 de mayo de 1990)

MOP-UNESCO (1975). Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). *Centro de Estudios Hidrográficos-Servicio Geológico de Obras Públicas*. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid.

Naranjo, G.; Cruz-Fuentes, T.; Cabrera, M.C.; Martín, L.F. y Custodio, E. (2014): Avances en la estimación de la recarga natural mediante la aplicación del método del balance de cloruros atmosféricos al acuífero del norte de Gran

Canaria). *II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, CIAS2014*. Valencia (en prensa).

Sánchez, J., Ríos, C., Pérez-Chacón, E. y Suárez, C. (1995). Cartografía del Potencial del Medio Natural de Gran Canaria. Memorias y Planos. Cabildo Insular de Gran Canaria, Universitat de València, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 165 pp. + planos

US-SCS (Soil Conservation Service) (1972). *National Engineering Handbook, Section 4*. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

US-SCS (United States Soil Conservation Service) (1985). *National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology*. Washington, D.C.

Témez, J.R. (1987). Cálculo Hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), Dirección General de Carreteras, nº 12.

Témez, J.R. (1991): Extended and Improved Rational Method. Version of the Highways Administration of Spain. *Proc. XXIV Congress*. Madrid, Spain. Vol A., pp. 33-40.

Contribución de la modelación del flujo y el transporte de cloruros al conocimiento del funcionamiento del acuífero volcánico de La Aldea (Gran Canaria, Islas Canarias)

Tatiana Cruz-Fuentes¹, María del Carmen Cabrera Santana², Javier Heredia Díaz³ y Emilio Custodio Gimena⁴

Palabras clave: acuífero volcánico, modelo de flujo, modelo de transporte, Gran Canaria

Resumen

El valle de La Aldea, situado al oeste de la isla de Gran Canaria, está dedicado a la agricultura intensiva, principalmente de tomate. El clima de la zona es de árido a semi-árido y el agua es un factor limitante de la economía local. El valle está encajado en una depresión semi-cerrada de rocas volcánicas con aluviales en los barrancos y derrubios de ladera cubriendo gran parte de su superficie.

El acuífero se encuentra hidrogeológicamente aislado del acuífero insular. En condiciones de lluvia media, el agua de riego procede de tres embalses localizados fuera del valle y se complementa con agua subterránea local. Sin embargo, el agua subterránea pasa a constituir la principal fuente de suministro de agua en periodos de sequía, cuando el acuífero principal es explotado hasta el agotamiento, con un empeoramiento de la calidad del agua.

¹ Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, tcruz@proyinves.ulpgc.es

² Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, mcarmen.cabrera@ulpgc.es

³ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España, j.heredia@igme.es

⁴ Departamento de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña, Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, España, emilio.custodio@upc.edu

La modelización del flujo mediante un modelo numérico simplificado ha permitido definir y validar el modelo conceptual de la zona basado en la información disponible, caracterizando el comportamiento del acuífero durante un periodo de sequía. El origen de la alta salinidad del agua subterránea en este periodo de sequía se ha estudiado mediante métodos hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales, apoyados por un modelo numérico de transporte de Cl. La salinidad se debe a una combinación de la deposición de sales atmosféricas, principalmente marinas, en un clima árido con alta evaporación, la alteración de rocas volcánicas y los retornos de riego.

Introducción

El sistema acuífero volcánico-sedimentario de La Aldea (Gran Canaria, Islas Canarias, España) es un ejemplo de un acuífero intensamente explotado en una región semi-árida a árida donde se practica la agricultura intensiva. La escasez de agua local debido al clima hacen necesario el uso de aguas alóctonas, por lo que el acuífero se convierte en una pieza clave del sistema hídrico que regula las fluctuaciones de disponibilidad de agua y garantiza la disponibilidad de agua para el riego en épocas de sequía.

La importancia ambiental de las aguas subterráneas y la agricultura económicamente significativa en la zona han propiciado una serie de estudios hidrogeológicos. Los primeros corresponden a la década de 1970, dentro del proyecto SPA- 15 (MOP-UNESCO, 1975) para toda la isla de Gran Canaria. Otros estudios afines se han realizado por el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC). Desde 1992 se han llevado a cabo proyectos más específicos en la zona para caracterizar el sistema acuífero (Bejarano *et al.*, 2003; Cabrera *et al.*, 2006; Muñoz, 2005), culminando con su conceptualización y el posterior desarrollo, calibración y validación de sendos modelos numéricos de flujo y de transporte del agua subterránea (Cruz-Fuentes, 2008; Cruz-Fuentes *et al.*, 2014a y b).

Este artículo presenta y discute el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero de La Aldea y el modelo numérico utilizado para validarlo. También se abordan los problemas de calidad de las aguas subterráneas estudiando los fenómenos y procesos naturales y antrópicos que rigen la salinización y la

mineralización y el impacto de las actividades agrícolas en el acuífero con el apoyo de un modelo numérico de transporte de cloruros.

Caracterización de la zona de estudio

El valle de La Aldea, situado al oeste de la isla de Gran Canaria (Figura 1), presenta un fondo plano rodeado de fuertes escarpes al norte, sur y este y se abre al mar al oeste a través de una pequeña sección litoral.

El barranco de La Aldea es el principal, de dirección este-oeste, donde desembocan dos barrancos secundarios (Tocodomán y Furel) y una serie de pequeños barrancos tributarios de menor entidad (Figura 1). La zona tiene un clima subtropical seco caracterizado por la alternancia de periodos secos y húmedos, con una significativa variabilidad de las lluvias estacionales y anuales. Las lluvias aumentan ligeramente con la altitud y se concentran entre octubre y abril, con precipitación casi nula en verano. La precipitación media (1980-2005) es de aproximadamente 160 mm/año, superando 250 mm/año en años húmedos y por debajo de 100 mm/año en los años secos.

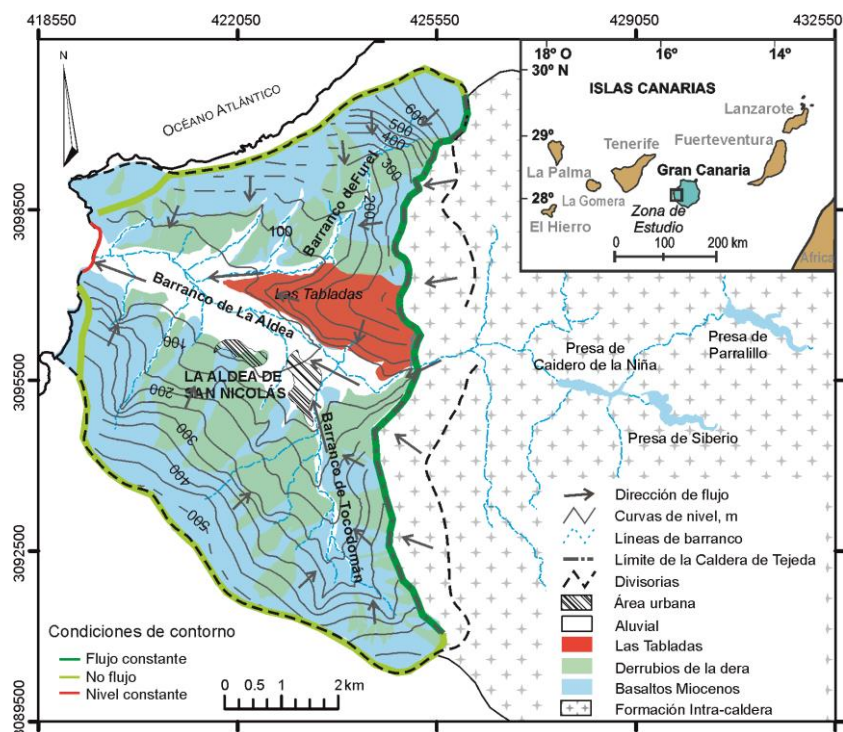


Figura 1. Mapa de localización del valle de La Aldea y distribución espacial de los principales dominios hidrogeológicos. Mapa de las curvas de nivel para el año hidrológico 1991/92 obtenidas a partir del modelo numérico en condiciones estacionarias. También se muestran las condiciones de contorno para el modelo de flujo.

El esquema que representa el sistema hidrológico del valle de La Aldea se muestra en la Figura 2. El principal uso del agua en la zona es para la agricultura, mayoritariamente de tomate. La superficie de cultivo se ha reducido de 950 ha en 1992 a cerca de 550 ha en 1996, debido a la escasez de agua, manteniéndose estable desde entonces durante el periodo de estudio. El agua para riego proviene principalmente de 3 presas localizadas aguas arriba, fuera de la zona de estudio (Figura 1). En condiciones climáticas medias las presas suministran el 70% de las necesidades de riego y el agua subterránea el 30% restante. Sin embargo, durante los períodos de sequía las aguas subterráneas pueden aportar hasta el 70% del suministro para riego. El agua subterránea es salobre por lo que se le aplica un proceso de disminución de la salinidad para su uso, además de que en largos periodos de sequía se pone en funcionamiento

una planta desalinizadora de agua de mar para riego. En menor medida, también se utilizan aguas residuales regeneradas, únicamente en la zona de costa. El suministro urbano de agua proviene principalmente de una planta desalinizadora de agua de mar, aunque se complementa con aguas de presa (embalses) y subterráneas.

La isla ha sido conceptualizada hidrogeológicamente como un cuerpo de agua único aunque heterogéneo en el que la recarga tiene lugar en la cumbre y la circulación se produce hacia la costa (MOP-UNESCO, 1975; Custodio, 2007). Sin embargo, el acuífero de La Aldea queda fuera del sistema general de funcionamiento debido a la existencia de los materiales de baja permeabilidad que rellenan la Caldera de Tejeda y limitan la zona por el este. Por lo tanto, el acuífero de La Aldea se comporta como un sistema hidrogeológico aislado, sin aportes laterales significativos y en contacto con el resto de la isla únicamente a través de un estrecho cañón que contiene por depósitos aluviales en su base.

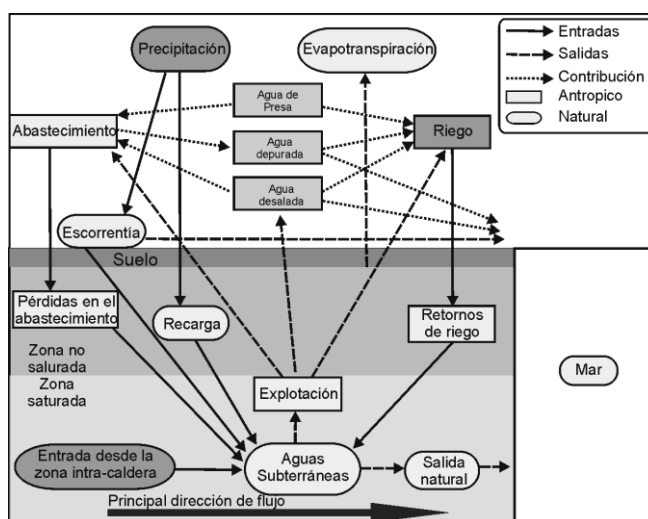


Figura 2. Esquema del sistema hidrológico del valle de La Aldea.

La geología de la zona (Figura 1) permite dividir el acuífero en dos unidades estrechamente relacionadas: una unidad sedimentaria superior y una unidad volcánica inferior, que han sido consideradas como unidades hidrogeológicas. La unidad volcánica está formada por los Basaltos Miocenos - en adelante llamados "basaltos"- que ocupan toda la superficie de la zona de estudio pero

que afloran únicamente en las partes altas del valle. La unidad sedimentaria está constituida por los depósitos aluviales de fondo de barranco. Se trata de conglomerados, arenas y limos de naturaleza principalmente basáltica y fonolítica. Los derrubios de ladera se localizan en los flancos de las montañas y están formados por conglomerados y brechas de la misma naturaleza que los depósitos aluviales. Por último, la zona de Las Tabladas, situada entre los barrancos de La Aldea y Furel, constituye un relieve residual con una estructura compleja, donde afloran materiales volcánicos y sedimentarios más recientes.

Aunque los depósitos sedimentarios son más permeables que los basaltos, ambos constituyen un único acuífero libre dividido en dos sub-capas conectadas hidráulicamente (Muñoz, 2005; Cruz- Fuentes *et al.*, 2014a). En el valle existen más de 370 pozos de gran diámetro (entre 2,5 y 3 m), con una profundidad media de 30 metros, situados principalmente en la parte central del acuífero, con un régimen de extracción variable.

Modelo de flujo

Se ha realizado un modelo numérico tridimensional de flujo de agua subterránea en elementos finitos utilizando el código MODFLOW2005 (Harbaugh, 2005) en el entorno del paquete integrado Visual MODFLOW (Waterloo hidrogeológico, 2005). El modelo fue calibrado manualmente en estado transitorio entre octubre de 1991 y septiembre de 1999. Los parámetros calibrados fueron la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento. Para la calibración se han usado 163 niveles observados en 31 pozos de observación en condiciones estacionarias. Los criterios de calibración fueron la media del valor absoluto de los residuos de niveles -definiéndose el residuo como la diferencia entre niveles observado y calculado- (MAR), la raíz cuadrada de la media del cuadrado de los residuos (RCM) y el coeficiente de correlación entre los niveles observados y calibrados (R). Posteriormente el modelo fue validado con los datos obtenidos en el año hidrológico 2005-2006.

El dominio espacial del modelo (Figura 1) lo definen los límites físicos de la zona de estudio. Las condiciones de contorno han sido para las divisorias de agua, coincidentes con las cumbres de las montañas al norte y al sur, de flujo nulo, y para el mar, de nivel constante, al oeste. En el límite inferior, también se definió flujo nulo, está en el contacto entre los basaltos poco alterados y los

basaltos sin alterar. En el límite este, definido por la existencia de la Formación Intra-caldera, se definió un caudal prefijado que representa la recarga producida por la precipitación entre la divisoria de aguas y este límite. En la cabecera del barranco de La Aldea también se ha definido un flujo prefijado calculado mediante la Ley de Darcy, que representa la pequeña contribución de la cuenca aguas arriba a través del estrecho aluvial allí existente. Este último aporte proviene fundamentalmente de las pérdidas de las presas.

El dominio del modelo se discretizó en tres capas, conformadas por celdas de 50 x 50 m, con espesor variable. El espesor de celda de la capa 1, la superior, varía desde 50 hasta 500 m, aumentando desde el valle hasta las montañas. La capa superior corresponde a los materiales sedimentarios (depósitos aluviales y derrubios de ladera), la parte superior de los basaltos muy alterados y varios metros de los basaltos alterados subyacentes. Las capas 2 y 3 representan los basaltos poco alterados.

La recarga se produce en la capa 1 y fue obtenida a partir de las estimaciones del balance hídrico (Cruz-Fuentes, 2008). Las entradas de agua al sistema incluyen la infiltración de lluvia, los retornos del riego y las fugas de la red de abastecimiento. La recarga por lluvia se estimó a partir del balance diario de agua en el suelo. Los retornos de riego se estimaron considerando si los cultivos estaban bajo invernadero o no. El Servicio Agrario de la Isla estimó que los retornos de riego constituyen alrededor del 30% del agua de riego aplicada. Esta estimación está de acuerdo con el incremento observado en la salinidad (Cruz-Fuentes, 2008). Las pérdidas de la red de abastecimiento de agua se calcularon a partir estimaciones del Ayuntamiento de La Aldea. La combinación de todos estos factores dio lugar a ocho zonas diferenciadas en las que se calculó la recarga. Las extracciones se calcularon a partir de la información proporcionada por los usuarios de agua subterránea.

El ajuste entre los niveles observados y calculados resultante de la calibración (Figura 3a) ofrece un valor de 1,67 m para MAR, de 2,14 m para RCM y un R de 0,999. Para la validación se han usado 97 niveles observados en 21 pozos de observación en condiciones de reposo de los pozos, desde agosto 2005 a septiembre 2006. El ajuste entre los niveles observados y estimados (Figura 3b) ofrece un MAR de 7,31, un RCM de 8,78 m y R de 0,997. El ajuste obtenido en la validación, si bien es algo peor que en la calibración, logra mantener la tendencia al reproducir el conjunto de valores observado y el contraste entre MAR y CMR sugiere que existe una cierta homogeneidad en los residuos. Teniendo en cuenta que las condiciones hidroclimáticas son radicalmente

diferentes en los dos períodos, muy seco en la calibración y húmedo en la validación, se considera que el modelo ofrece un grado de robustez aceptable.

Los valores de la conductividad hidráulica obtenidas del modelo apuntan a que las mayores conductividades hidráulicas corresponden a los materiales aluviales (20-100 m/d), donde se localizan la mayoría de los pozos. Los materiales menos permeables son los basaltos, cuyas conductividades hidráulicas van desde 0,005 m/d en la capa 1 a 0,0002 m/d en las capa 2 y 3. Los valores de conductividad hidráulica obtenidos para los derrubios de ladera son de 0,3 m/d, y 22 y 5,5 m/d para los aluviales secundarios y terciarios, respectivamente.

La superficie piezométrica resultante para el año hidrológico 1991/92 (Figura 1) es un reflejo suavizado de la topografía de la zona de estudio modulada por los parámetros hidráulicos. Ello es coherente con el carácter libre del sistema acuífero y que el grado de alteración de los basaltos atempera en gran medida la circulación por fisuración. El agua subterránea en los diferentes materiales (basaltos, derrubios de ladera y Las Tabladas) fluye hacia los depósitos aluviales y luego hacia el aluvial principal del barranco de La Aldea. Durante el periodo de estudio se produjo un descenso de los niveles de hasta 13 m en algunos pozos de observación localizados en el aluvial principal.

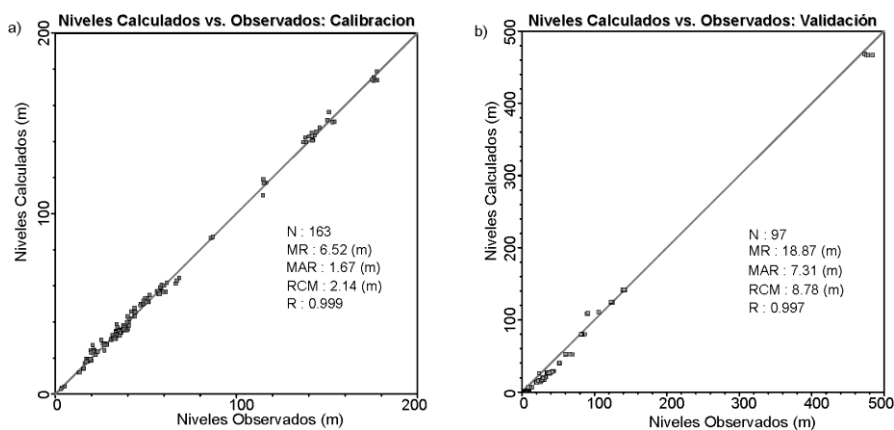


Figura 3. Niveles calculados vs observados de agua subterránea (msnm) a) modelo calibrado en régimen transitorio con los datos de 1991-1999, y b) modelo de validación para los datos del año hidrológico 2005-2006. (N: número de datos, MR: máximo residual, MAR: media del valor absoluto de los residuos, RCM: raíz cuadrada de la media del cuadrado de los residuos, R: coeficiente de correlación)

Los resultados de balance hídrico obtenidos por el modelo para el periodo estudiado muestra que los retornos de riego, 2 hm³/año, y la precipitación, 1 hm³/año, son las principales entradas de agua al sistema, más del 82% del total de las entradas al agua subterránea. El 77% de las salidas se producen por extracciones y el resto se descarga al mar.

La entrada total de agua al acuífero y, en particular, la entrada de agua desde el almacenamiento muestra un comportamiento estacional (Figura 4a). Las entradas son casi nulas en los meses de verano, cuando las precipitaciones son escasas y no hay retornos de riego al haber terminado el periodo de zafra del tomate. La demanda de agua en este periodo se satisface con el almacenamiento del acuífero. La recarga aumenta durante los eventos de lluvia, como indican los picos positivos esporádicos en la figura 4a, y el almacenamiento se recupera. Los dos últimos años hidrológicos (1997-99) fueron especialmente secos, incrementándose el uso del almacenamiento y agotándose el 30% de las reservas en el acuífero. La Figura 4b muestra las salidas del acuífero durante ese mismo periodo. Se observa una disminución de las salidas al mar, las que representan un componente importante del balance hídrico.

En la figura 5 se representan los aportes entre las distintas unidades hidrogeológicas. Se produce una significativa contribución desde los derrubios de ladera y los basaltos más alterados a los aluviales tributarios y estos a su vez aportan al aluvial principal una vez restadas las extracciones. Se observa un descenso de esta contribución en el tiempo debido a la reducción de los retornos de riego y al descenso de los niveles. Sin embargo, la contribución de los derrubios de ladera y los basaltos al aluvial principal también es significativa y aumenta cuando la explotación del aluvial de La Aldea aumenta y disminuyen los niveles. Son estos materiales los que suministran agua al aluvial principal en época de sequía.

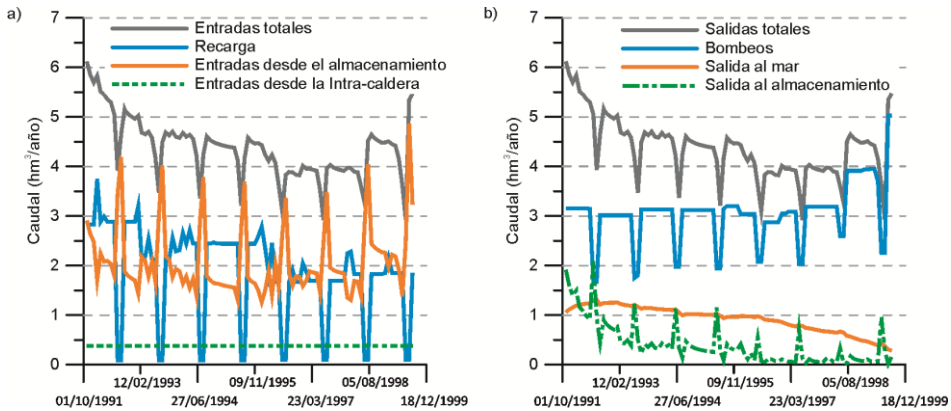


Figura 4. a) Entradas y b) Salidas de agua del sistema simuladas a partir del modelo numérico para los años hidrológicos 1991-99.

Origen de la salinidad

En el año 1999 se realizó una exhaustiva campaña de campo en la zona de estudio donde se analizaron 244 muestras de agua subterránea (Muñoz, 2005). Se midieron la conductividad eléctrica (CE), el pH, la alcalinidad y la temperatura del agua en el campo y Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3 , NO_3 y SiO_2 fueron determinados en el laboratorio utilizando métodos estándar. Los resultados muestran que las aguas subterráneas tienen una salinidad muy variable, como refleja la conductividad eléctrica, que varía entre 1075 y 13330 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La distribución espacial de los diagramas de Stiff modificados muestra la distribución de las diferentes familias de agua subterránea (Figura 6).

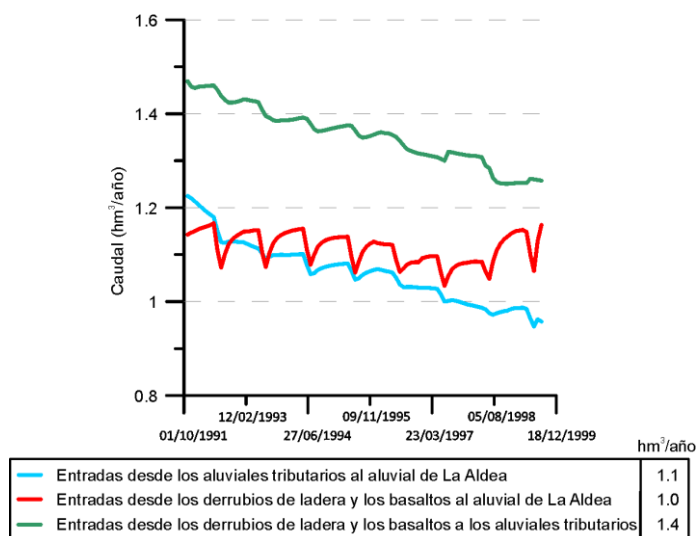


Figura 5. Entradas al aluvial de La Aldea desde los aluviales tributarios, los derrubios de ladera y los basaltos y entradas a los aluviales tributarios desde los derrubios de ladera y los basaltos.

En las zonas altas, el agua es de tipo $\text{HCO}_3\text{-Na}$ con baja mineralización, que aumenta hacia la costa. La mayor parte de las muestras son de tipo Cl-Na , apuntando a una significativa influencia del aerosol marino, aunque también se observan aguas de tipos Cl-Mg , Cl-Ca y $\text{SO}_4\text{-Na}$, dejando de manifiesto la influencia de la interacción agua-roca y de los retornos de riego. Los minerales de los basaltos, como la anortita y la forsterita, aportan Ca y Mg y las fonolitas de la zona intra-caldera aportan Na .

La interacción agua-roca es corroborada por las altas concentraciones de SiO_2 en el agua subterránea, superiores a 65 mg/L en muchos casos, que apuntan a la alteración de silicatos. Por otro lado, alrededor del 85% de las muestras de agua subterránea muestran concentraciones de nitratos superiores al límite europeo para el agua potable, de 50 mg/L. Se llega a alcanzar 600 mg/L en el aluvial principal. Estos contenidos son indicativos de la influencia de los retornos de riego en las zonas donde se ubican los cultivos, los que aportan como parte soluble principalmente NO_3 y SO_4 . En la zona del barranco principal en contacto con Las Tabladas se observa una franja de alta salinidad (Figura 6), con características parecidas al agua de mar diluida; alcanza concentraciones de 7500 mg/L de Cl , 3700 mg/L de Na y 1800 mg/L de SO_4 , con concentraciones de

NO₃ variables. Las aguas subterráneas están enriquecidas en ¹⁸O y ²H. En un gráfico $\delta^2\text{H}$ en función de $\delta^{18}\text{O}$ se representan según una línea con poca pendiente que refleja fraccionamiento cinético debido a la evaporación en el suelo (Cruz-Fuentes *et al.* (2014b).

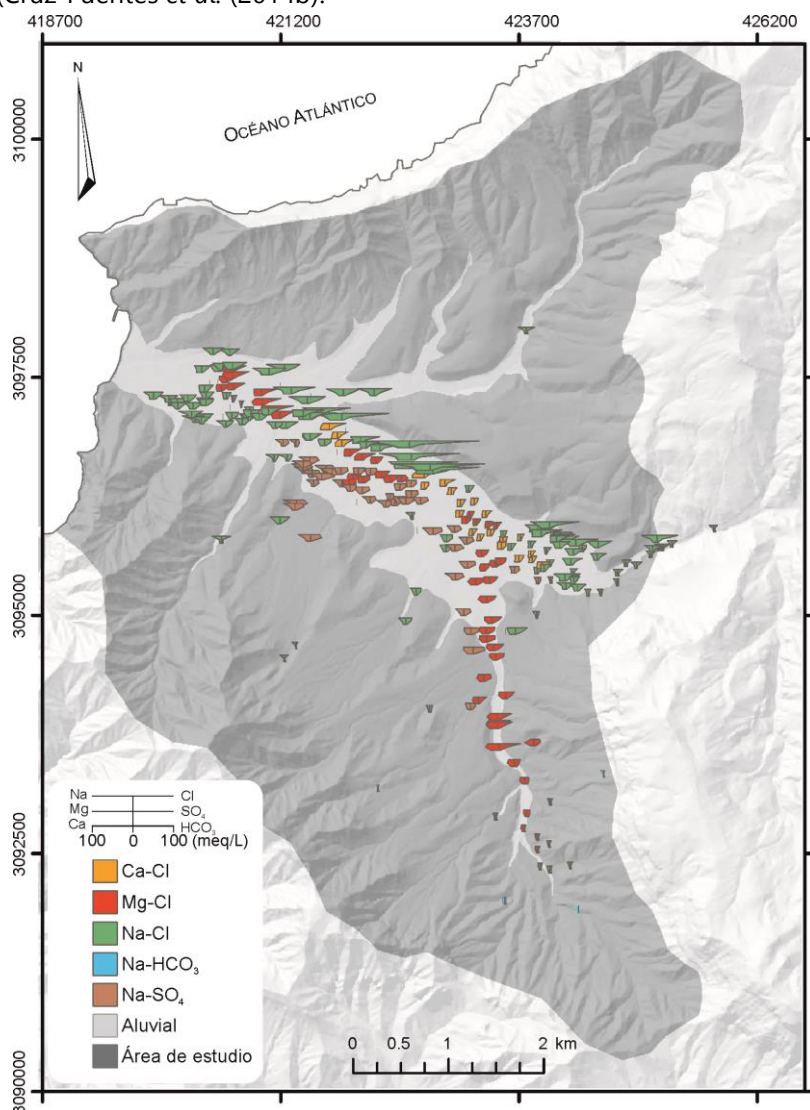


Figura 6. Familias de aguas subterráneas representadas mediante diagramas Stiff modificados. Muestras tomadas en una campaña de campo realizada en el año 1999.

Modelo de transporte

Se ha realizado un modelo numérico de transporte de cloruro utilizando el código MT3DMS (Zheng y Wang, 1999) integrado en el paquete Visual MODFLOW (Waterloo hidrogeológico, 2005). El modelo de transporte se basa en los resultados del modelo de flujo y fue calibrado en estado estacionario bajo las condiciones medias del año hidrológico 1991/92, considerando un medio anisotrópo y heterogéneo y densidad del agua constante. El transporte advectivo y dispersivo/difusivo de cloruro fue calibrado con 41 análisis de cloruro de aguas subterráneas.

Las condiciones de contorno de flujo fueron definidas en el modelo de flujo. Las condiciones de contorno del modelo de transporte fueron para el agua de mar una concentración de cloruro constante de 20.270 mg/L. Al este, en el contacto con la Caldera de Tejeda, se ha considerado una concentración de recarga (flujo másico) de Cl de 200 mg/L para la entrada desde la divisoria de aguas y 270 mg/L para la entrada a través de la cabecera del aluvial principal, obtenidos a partir de los pozos localizados en ellas. Se ha definido diferentes zonas de concentración de recarga de acuerdo a las diversas fuentes de Cl: precipitación, retornos de riego, pérdidas en la red de abastecimiento y aporte desde las Tabladas. Se ha aplicado un factor de concentración de 3 al agua de lluvia y a los retornos de riego. Este factor ha sido calculado para una zona no afectada por los retornos de riego. Las pérdidas en la red de abastecimiento ha sido considerada insignificante en comparación con la recarga por lluvia. La concentración de Cl de recarga por Las Tabladas es 8.500 mg/L y ha sido obtenida a partir de muestras de agua de los rezumes localizados en esta área. La concentración de Cl en los retornos de riego ha sido calibrada.

La desviación entre las concentraciones de Cl observados y calibrados es 73,5 mg/L Cl, lo que se considera un buen ajuste para el amplio intervalo de concentraciones de Cl de la zona de estudio (50–8.100 mg/L).

Las dispersividades longitudinales, transversales y verticales calibradas son de 1 m, 0,33 m y 0,05 m, respectivamente. La dispersividad longitudinal es pequeña para depósitos aluviales, pero está dentro del rango de valores de la literatura. La porosidad efectiva varía entre 0,08 y 0,09 para los depósitos aluviales, 0,08 para basaltos de la capa 1 y 0,003 para los basaltos de la capa 2 y 3.

Los resultados del modelo (Figura 7) muestran que las concentraciones más bajas se encuentran en las zonas altas de montaña, donde el agua subterránea

proviene sólo del agua de lluvia (color azul en la Figura 7). En la parte central de la zona de estudio se observa un aumento de la concentración, coincidiendo con el aporte de los retornos de riego donde se localizan las zonas de cultivo (color verde en la Figura 7). La intrusión marina no es significativa. El rasgo más relevante es la alta concentración de cloruro en la zona de Las Tabladas (color amarillo y rojo en la Figura 7), con concentraciones superiores a 8000 mg/L. La concentración de Cl en los retornos de riego, calibrada por el modelo, es 600 mg/L, lo que es coherente con el contenido de Cl calculado para los flujos de retorno del riego, que va desde 500 hasta 700 mg/L (Cruz-Fuentes *et al.*, 2014b).

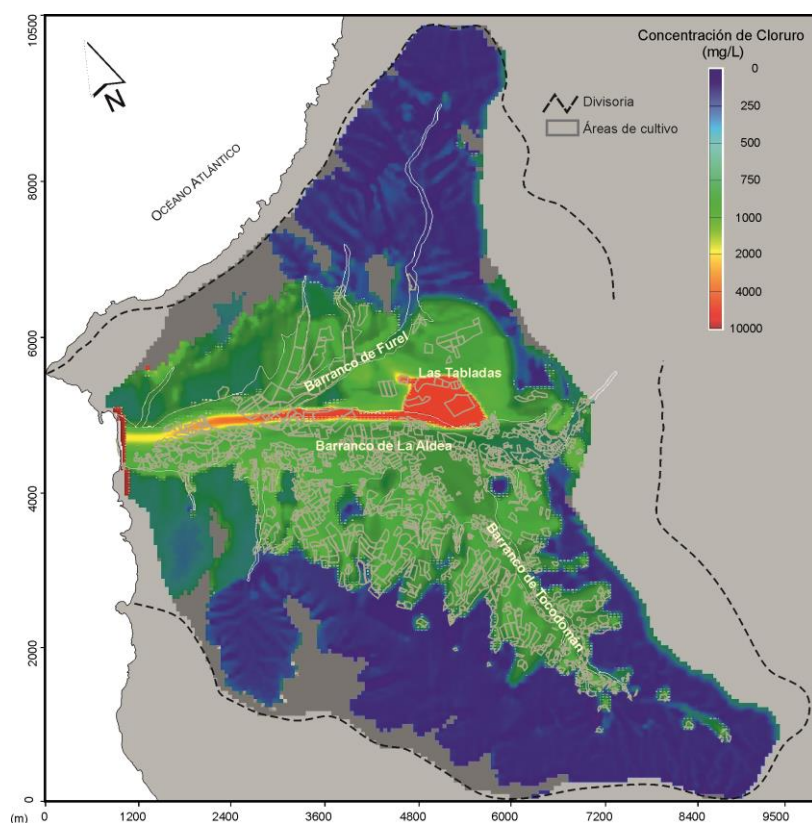


Figura 7. Distribución de la concentración de cloruro obtenida del modelo de transporte de cloruro en estado estacionario para el año hidrológico 1991/92. También se muestran las zonas de cultivo.

Discusión y conclusiones

El acuífero de La Aldea es un pequeño acuífero volcánico-sedimentario en clima árido a semiárido. Se trata de una zona especial dentro del sistema de flujo de agua subterránea insular porque el acuífero está aislado del resto de la isla. Los materiales de muy baja permeabilidad en el límite este dificultan el flujo de agua subterránea desde el centro de la isla, a excepción de una pequeña entrada de agua a través de los estrechos depósitos aluviales en la cabecera del barranco.

El agua se extrae principalmente de los depósitos aluviales y los basaltos muy alterados subyacentes. La recarga principal es debida a los retornos de riego que provienen principalmente de fuentes alóctonas. El acuífero se comporta como un depósito de almacenamiento de agua cuyo nivel freático fluctúa de acuerdo a la recarga y las extracciones para riego. Durante los períodos de sequía el nivel freático cae por debajo de los depósitos aluviales y los basaltos más alterados pasan a ser el acuífero principal.

Los derrubios de ladera y los aluviales tributarios de menor entidad tienen un papel significativo en el sistema de flujo, funcionando como "drenes" -camino preferentes de flujo- que recogen el agua de la lluvia y los retornos de riego y la aportan al aluvial principal de La Aldea. Sin embargo, estos "drenes" facilitan la degradación de la calidad del acuífero debido principalmente a los retornos de riego que reciben.

Hay dos factores principales que determinan la evolución del nivel freático durante el período de estudio: la disminución de los retornos de riego al reducirse el área de cultivo, y el aumento de las extracciones a causa de la disminución del aporte de las presas debido a la sequía.

La salinización del acuífero es debida a la deposición del aerosol marino, la interacción agua-roca y los retornos agrícolas. La salinidad aumenta debido a la evaporación, lo que es típico de climas áridos a semiárido, con un factor de concentración de 3 en las zonas de recarga. La influencia de aerosol marino aporta principalmente Cl y Na, aunque también Mg y SO₄. La meteorización es responsable del aumento de la concentración de Na y K (provenientes de fonolitas) y Ca y Mg (provenientes de basaltos). Los retornos del riego aumentan el contenido de SO₄ y NO₃. La alta salinidad del agua subterránea en Las Tablas ha sido discutida en Cruz *et al.* (2014b). Así, los pozos localizados en el aluvial principal influenciados por esta alta salinidad no muestran un

aumento en la concentración de SiO_2 , descartando así la meteorización como fuente de soluto. Las concentraciones de Cl, Na y Mg y la relación $r\text{Br}/r\text{Cl}$ ($r=\text{meq/L}$) (Muñoz, 2005) apuntan a la influencia del aerosol marino en la recarga, que alcanza un factor de concentración de 20 en Las Tabladas debido a la alta capacidad de retención de agua del suelo más arcilloso en la zona.

El modelo de transporte de cloruro en estado estacionario ha sido una herramienta útil para revisar y mejorar el modelo conceptual hidroquímico del área de estudio, para explicar la salinidad de las aguas subterráneas y para confirmar la importancia de los derrubios de ladera dentro del sistema hidrológico como camino preferente de flujo que facilita el transporte de cloruro de los retornos de riego hacia el aluvial principal.

El uso del acuífero de La Aldea está en conflicto con las exigencias cuantitativas y cualitativas de la DMA. El exceso de extracción, sobre todo en periodos de sequía, y los altos contenidos de nitratos son comunes. Hacer cumplir los requisitos generales de la DMA en esta zona de gran relevancia socio-económica para la isla de Gran Canaria implicaría un alto coste para la economía local debido a las características especiales del sistema acuífero de La Aldea.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo mediante un acuerdo de cooperación entre el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria y la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, y a través de los proyectos del Ministerio de Ciencia e Innovación: CICYT 1FD97-0525, CONSOLIDER-TRAGUA (CSD2006-00044) y REDESAC (CGL2009-12910-C03-02).

Bibliografía

Bejarano, C., Cabrera, M.C., Candela, L., y de Paz, J.M. (2003). Elaboración de un mapa de lixiviación de nitratos mediante una metodología de acople SIG-modelo de simulación. Aplicación al acuífero de La Aldea (Gran Canaria). *Boletín Geológico y Minero de España* 114(2):213-224.

Cabrera, M.C., Pérez-Torrado, F.J., Antón, A., y Muñoz, J. (2006). Volcanología de los azulejos y su relación con las aguas subterráneas del Valle de La Aldea (Gran Canaria). Cabildo de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria.

Cruz-Fuentes, T. (2008). Contribución de la modelación numérica e hidroquímica al conocimiento del acuífero de La Aldea (Gran Canaria). *Tesis doctoral*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria.

Cruz-Fuentes, T., Heredia, J., Cabrera, M.C., y Custodio, E. (2014a). Behaviour of a small sedimentary volcanic aquifer receiving irrigation return flows: La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands (Spain). *Hydrogeology Journal*, 22:865-882. DOI 10.1007/s10040-013-1094-9

Cruz-Fuentes, T., Cabrera, M.C., Heredia, J., Custodio, E. (2014b). Groundwater salinity and hydrochemical processes in the volcano-sedimentary aquifer of La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Science of the Total Environment*. 484:154–166. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.03.041>

Custodio, E. (2007). Groundwater in volcanic hard rocks. *Groundwater in fractured rocks*. Taylor & Francis, Londres. 9:95-108.

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

Muñoz, J. (2005). Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de La Aldea (Gran Canaria). *Tesis doctoral*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria.

MOP-UNESCO (1975). Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). *Centro de Estudios Hidrográficos-Servicio Geológico de Obras Públicas*. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid.

Waterloo Hydrogeologic (2005) Visual MODFLOW User's Manual. *Waterloo Hydrogeologic Inc.* Canada.

Zheng, C., Wang, P.P. (1999). MT3DMS: A modular three-dimensional multi-species transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Documentation and user's guide. *U.S. Army Engineer Research and Development Center*. Vicksburg MS.

Modelación de aguas subterráneas de la cuenca del río Tuul, Ulaanbaatar (Mongolia)

Enkhbayar Dandar¹, Jesús Carrera Ramírez¹, Buyankhishig Nemer², Gonzalo Sapriza Azuri³

Palabras clave: agua subterránea, recarga, permafrost

Resumen

Mongolia es un país donde el agua dulce es un recurso limitado. Además, esta se encuentra distribuida de manera desigual. El agua subterránea es muy importante para el consumo, ya que las aguas superficiales se congelan totalmente durante el invierno.

En últimos años, el aumento del consumo como consecuencia del desarrollo industrial y de la migración de población desde áreas rurales hacia la capital (Ulaanbaatar) ha provocado la disminución del agua subterránea en la cuenca del río Tuul. La capital está situada en la zona central de dicha cuenca. La situación descrita hace que sea necesario un estudio más profundo del agua subterránea en la cuenca.

Sin embargo, el principal problema que surge para el estudio es la escasez de datos. Este problema no es solo de Mongolia, ya que ocurre en otros países en desarrollo situados mayoritariamente en zonas áridas y semiáridas. El objetivo de este trabajo es evaluar el agua subterránea en la cuenca del río Tuul (zona central y zona superior).

Para ello, se desarrollan las siguientes tareas: (a) calcular la recarga mediante el balance de agua en el suelo y el método hidrometeorológico, (b) desarrollar

¹ Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA-CSIC), Geosciences, Barcelona, Spain

² Department of Hydrogeology and Environmental Geology, School of Geology and Petroleum Engineering, MUST, Ulaanbaatar, Mongolia

³ The School of Environmental and Sustainability, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada

modelos sencillos (cajas) y complejos (elementos finitos) y compararlos, (c) añadir el permafrost y (d) calibrar los parámetros hidrogeológicos de la cuenca. En la presentación, además de desarrollar la metodología, se presentan resultados preliminares de los trabajos realizados.

Potenciales mecanismos de sismicidad inducida en sistemas geotérmicos estimulados

Silvia De Simone¹, Jesús Carrera Ramírez²

Resumen

La inyección de fluidos en formaciones subterráneas es una operación habitual en diferentes sectores (producción de energía geotérmica, extracción de gas natural, almacenamiento de CO₂, etc.). Esta clase de operaciones suelen inducir microsismos que, en la mayoría de los casos, son de baja intensidad. Sin embargo, en algunos casos esta sismicidad ha alcanzado la magnitud suficiente para ser percibida por los residentes locales, suscitando con ello reclamaciones públicas. Conjuntamente, la ocurrencia de muchos eventos sísmicos después del cese de la inyección ha puesto de manifiesto que estos mecanismos no están totalmente entendidos y controlados.

En este trabajo se han estudiado los mecanismos que inducen sismicidad en el caso de estimulación hidráulica de sistemas geotérmicos. Puesto que el mecanismo básico es el aumento de presión de fluido, se han analizado los fenómenos secundarios que pueden provocar sismicidad. En particular, se ha intentado explicar los potenciales procesos que activan sismos en la fase de post-inyección, cuando la sobrepresión se disipa. En el caso de sistemas geotérmicos, los efectos térmicos, debidos al contraste entre el agua fría inyectada y el reservorio caliente, pueden jugar un papel importante. Además, en rocas fracturadas, la variabilidad espacial de los parámetros hidráulicos, elásticos y de resistencia es responsable de variaciones no isótropas del estado tensional. Los distintos fenómenos termo-hidro-mecánico y sus efectos sobre la estabilidad del reservorio se han estudiado de uno en uno y de manera conjunta (acoplados), a través de simulaciones numéricas.

¹ GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA - CSIC). Dept. Geotechnical Engineering and Geosciences, Technical University of Catalonia (UPC-BarcelonaTech)

² GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA - CSIC)

Modelización del flujo en los acuíferos superiores del Campo de Cartagena, balance y relaciones con el Mar Menor (Murcia)

Juan Carlos Domingo Pinillos¹, Javier Senent Aparicio¹, José Luis García Aróstegui², Julio Pérez Sánchez¹

Palabras clave: modelo de flujo subterráneo, MODFLOW, acuífero multicapa, Campo de Cartagena

Resumen

El acuífero del Campo de Cartagena representa uno de los principales acuíferos de la cuenca mediterránea. Sus interrelaciones con el Mar Menor en particular, y con el Mar Mediterráneo como acuífero costero, proporcionan un interés científico y una trascendencia socioeconómica importante.

En este trabajo se realiza la modelación matemática tridimensional multicapa del acuífero resuelta mediante elementos de diferencias finitas, sobre el cálculo de flujos existentes entre las diversas capas y el Mar Menor y Mediterráneo. Se obtiene un modelo en estado estacionario que extiende el acuífero del Plioceno bajo el Mar Menor, que sirve como desarrollo de nuevas metodologías que permitan avanzar en la investigación hidrogeológica y resolver incertidumbres que aún persisten en el Acuífero multicapa del Campo de Cartagena.

¹ Departamento de Ingeniería Civil. Universidad Católica San Antonio de Murcia

² Instituto Geológico y Minero de España

El balance hídrico como elemento esencial en la gestión de los recursos hídricos subterráneos. El caso de la MASb Sierra de Altomira

José Antonio Domínguez Sánchez¹, José María Ruíz Hernández², Miguel Mejías Moreno², Leticia Vega Martín², María Dolores Gómez-Escalonilla Sánchez² y Rafael Ochando Jiménez²

Palabras clave: balance hídrico, redes de control, gestión de recursos hídricos, masa de agua subterránea Sierra de Altomira

Resumen

Se describe el amplio estudio hidrogeológico realizado en la MASb Sierra de Altomira, situada en la cuenca alta del río Guadiana, en la provincia de Cuenca (España). El objetivo final es obtener un balance hídrico que permita la gestión eficiente de sus recursos hídricos, dedicados casi en exclusiva al regadío, principal motor económico de la zona.

Los trabajos desarrollados incluyen el establecimiento de una serie de redes de control piezométrico, foronómico y de calidad, el detallado estudio de la hidrogeología de la zona, la recopilación y análisis de los resultados de balances hídricos históricos y la ejecución de nuevas estimaciones de las entradas al sistema mediante la aplicación informática RENATA o la herramienta de cálculo EASYBAL.

En todo este proceso se comprueba lo complejo que resulta establecer un balance hídrico de garantías debido a factores tan diversos como el propio

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Cirilo Amorós, 42, entlo. 1ª 46004 Valencia, Spain, ja.dominguez@igme.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid, Spain, jm.ruiz@igme.es; m.mejias@igme.es; l.vega@igme.es; l.gomez@igme.es; r.ochando@igme.es

desconocimiento de las características geológicas e hidrogeológicas del área, la falta de datos y/o dificultad de obtener los mismos para completar los diferentes términos del balance (recarga, explotación, restricciones medioambientales...) o simplemente por el cambiante ámbito territorial en el que éstos se intentan realizar (sistemas acuíferos, unidades hidrogeológicas y masas de agua subterránea). No obstante, se demuestra que la consecución de un balance hídrico ajustado es un elemento esencial en los estudios de planificación y gestión de los recursos hídricos y en el caso que nos ocupa, permite definir las estrategias del desarrollo socioeconómico de la región a corto y medio plazo.

Introducción y objetivos

En julio de 2012 se suscribió un Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Comunidad de Usuarios del Acuífero 19 "Sierra de Altomira", con el fin de que este Organismo aportara apoyo técnico en materia de infraestructura hidrogeológica y aguas subterráneas a la Comunidad de Usuarios estableciendo un intercambio de información entre ambas entidades.

Dicha comunidad de usuarios cuenta con una concesión de explotación de aguas subterráneas asignada por la Confederación Hidrográfica del Guadiana de 26 hm³/año, si bien, los derechos de agua establecidos en el Programa Alberca son de 31,51 hm³/año (CHG, 2012). En el año 2013, el consumo estimado para regadío fue de 24,57 hm³. Este volumen de agua se aplica a más de 15.000 ha divididas en cultivos leñosos, fundamentalmente viñedos, con más de 9500 ha, herbáceos (principalmente girasol) con unas 4.800 ha y el resto en hortícolas, centrados en el cultivo del ajo. En los últimos años se han presentado nuevas solicitudes para ampliar las zonas de cultivo, no obstante, la comunidad quiere asegurar la viabilidad de las mismas. Nos encontramos por tanto, ante una situación en la que el desarrollo económico de la zona está básicamente supeditado a la posibilidad de contar con mayores recursos hídricos subterráneos.

Los estudios llevados a cabo en la zona, además de profundizar en el conocimiento hidrogeológico general, pretenden estimar un balance hídrico de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira (041.001) lo más ajustado

posible a la realidad actual, con el fin de que sirva de herramienta fiable para establecer las estrategias de gestión más adecuadas a corto y medio plazo.

Contexto hidrogeológico

La zona de estudio pertenece a la cuenca alta del río Guadiana, tiene una superficie total de 2.575 km² y se extiende principalmente por la provincia de Cuenca y en menor medida por las de Toledo y Ciudad Real.

El clima es de tipo mediterráneo-continental, con una estación seca bien definida y marcadas oscilaciones térmicas. La precipitación media para el periodo 1960-2012 es de 480,5 mm/año.

El ámbito territorial y administrativo de la actual MASb 041.001 Sierra de Altomira ha ido variando a lo largo del tiempo. En 1979 el Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE, 1979; ITGE, 1981) estableció el Sistema Acuífero (S.A.) nº19 - Sierra de Altomira. Posteriormente, el Reglamento de la Administración Pública del Agua y de la Planificación Hidrológica (Real Decreto 927/88 de 29 de julio, BOE de 31-8-1988) definió la Unidad Hidrogeológica (U.H.) 04.01 Sierra de Altomira. (MOPU-IGME, 1988). Finalmente, con la entrada en vigor de la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE), y su transposición a la legislación española, se establece una nueva metodología con el objeto de lograr la protección de las aguas en los estados miembros de la Unión Europea y se incorpora una nueva figura de gestión hidrológica, la conocida como Masa de Agua Subterránea (MASb).

En concreto, la MASb Sierra de Altomira se sitúa en el extremo nororiental de la demarcación hidrográfica del Guadiana y limita por el norte con la del Tajo. Su límite NE lo comparte con la MASb La Obispalía (041.002). El límite E queda definido por la divisoria hidrográfica de las cuencas del Guadiana y Júcar. En el límite SE está en contacto con la MASb Rus-Valdelobos (041.005). Al sur limita con la MASb Mancha Occidental II (041.006), mientras que en el O limita con las MASb Lillo-Quintanar (041.003) y Consuegra-Villacañas (041.004) (Figura 1).

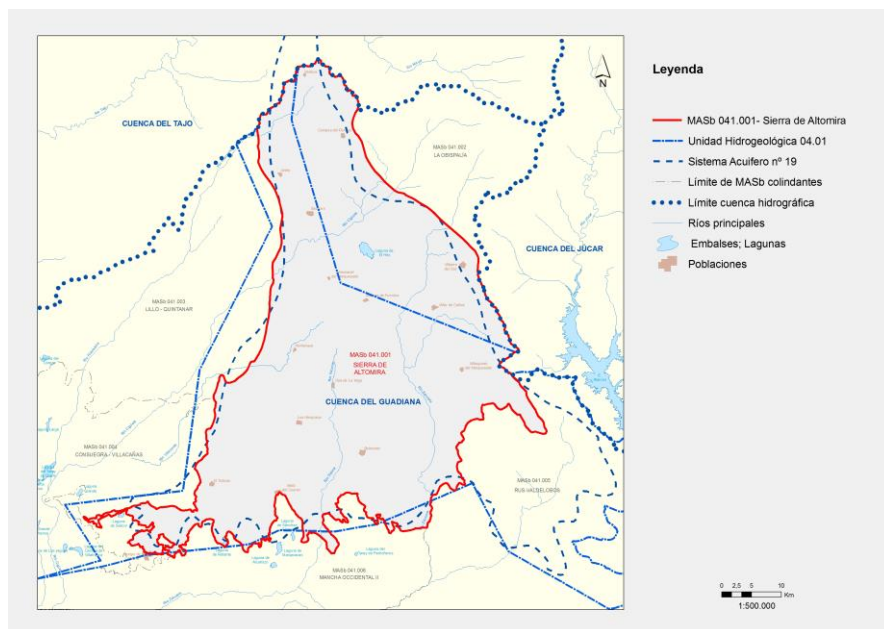


Figura 1. Representación de los sucesivos límites administrativos del área de estudio: Sistema Acuífero, Unidad Hidrogeológica y Masa de Agua Subterránea.

La serie estratigráfica de la MASb Sierra de Altomira está formada, de base a techo, por una serie de calizas y dolomías jurásico-cretácicas que se apoyan sobre una base impermeable de arcillas, margas y yesos triásicos. Suprayacente a la serie carbonatada, que puede superar los 1.000 m de potencia, se sitúa un paquete margo-yesífero, tránsito Cretácico-Terciario, y una sucesión de depósitos de origen continental (detríticos y evaporíticos), de edades paleógenas y miocenas, con potencias superiores a los 300 m, coronada por afloramientos dispersos de calizas de reducido espesor (ITGE, 1989) (Figura 2).

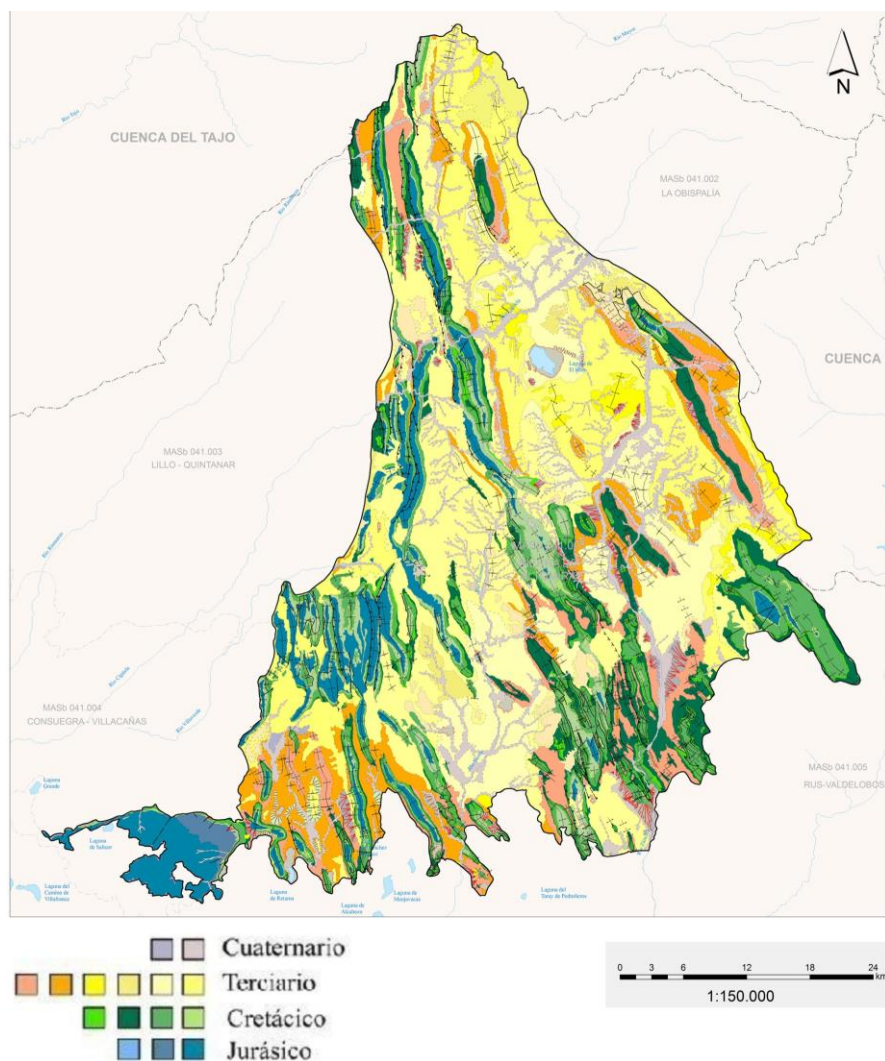


Figura 2. Mapa geológico de la MASb Sierra de Altomira.

Hidrogeológicamente, el acuífero principal de esta MASb es el constituido por los materiales carbonatados jurásicos. Una alternancia de calizas y dolomías del Lías y Dogger que actúa en régimen libre o de semiconfinamiento en profundidad (ITGE, 1989). Todos estos materiales forman, a nivel regional, un acuífero único, isótropo y homogéneo, aunque a nivel local puede presentar

niveles permeables independientes muy condicionados por la tectónica de plegamiento reflejada en una sucesión de sinclinales y anticlinales.

Por encima se situarían una serie de niveles semipermeables del Cretácico basal formados por los depósitos calco-margosos y brechoides de las Facies Weald y los detríticos de la Formación Arenas de Utrillas que, a nivel local, constituyen acuíferos de cierto interés. Finalmente, se encuentran los tramos alternantes de dolomías, margas y calizas del Cenomaniense-Turonense, que dada su proximidad a la superficie y su potencia, superior al centenar de metros, son muy explotados en toda la zona.

La presencia de distintos niveles permeables, con características y comportamientos diferentes, y una estructura tectónica que condiciona notablemente el funcionamiento hidrogeológico hacen que la hidrodinámica general de la MASb sea compleja. Todo ello ha motivado la definición de diversas subzonas o subunidades dentro de la MASb, representadas en las figuras 3 y 4, basadas en criterios geológicos e hidrogeológicos (IGME-CHG, 2009; IGME- DGA, 2010 b) que pretenden facilitar su estudio y gestión.

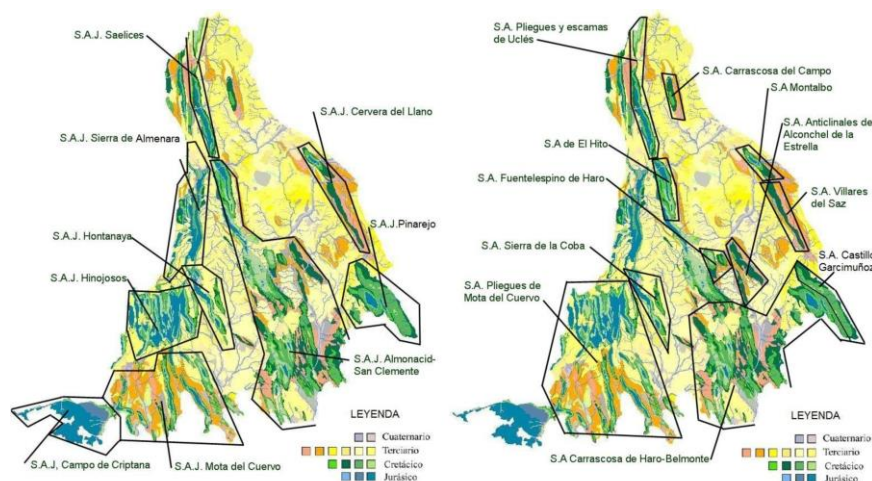


Figura 3. Subsistemas acuíferos jurásicos y cretácicos en la MASb Sierra de Altomira (IGME-CHG, 2009)

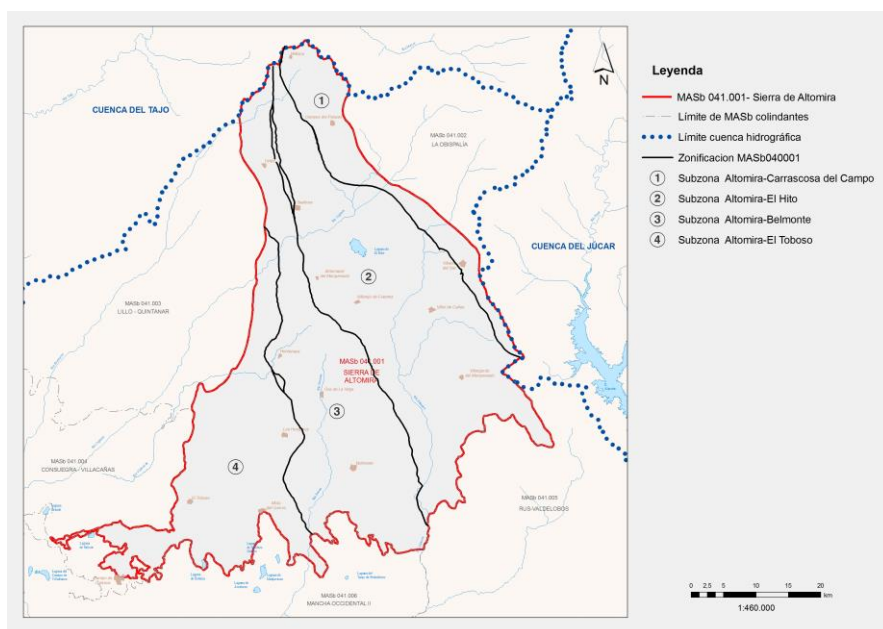


Figura 4. Subzonas en la MASb Sierra de Altomira (IGME-DGA, 2010 b)

Metodología

En una primera fase se ha revisado la hidrogeología de la zona y se han optimizado las redes de observación (piezométrica, de calidad y foronómica) que se miden periódicamente (Figura 5).

Los datos obtenidos hasta la fecha, correspondientes a la red de observación piezométrica, constituida por un total de 31 puntos, han sido la base para la elaboración de mapas de piezometría de las campañas de medida en aguas altas y aguas bajas de marzo y octubre de 2012 y de abril y septiembre de 2013 (IGME 2012, 2013 a, y 2013 b) (Figura 6).

Estos datos han permitido tener un conocimiento aproximado de la hidrodinámica de la MASb y corroborar si se puede considerar la misma como un único acuífero o si, por el contrario, la diferenciación de sectores hidráulicamente independientes aconseja una nueva definición de límites a partir de un estudio más detallado.

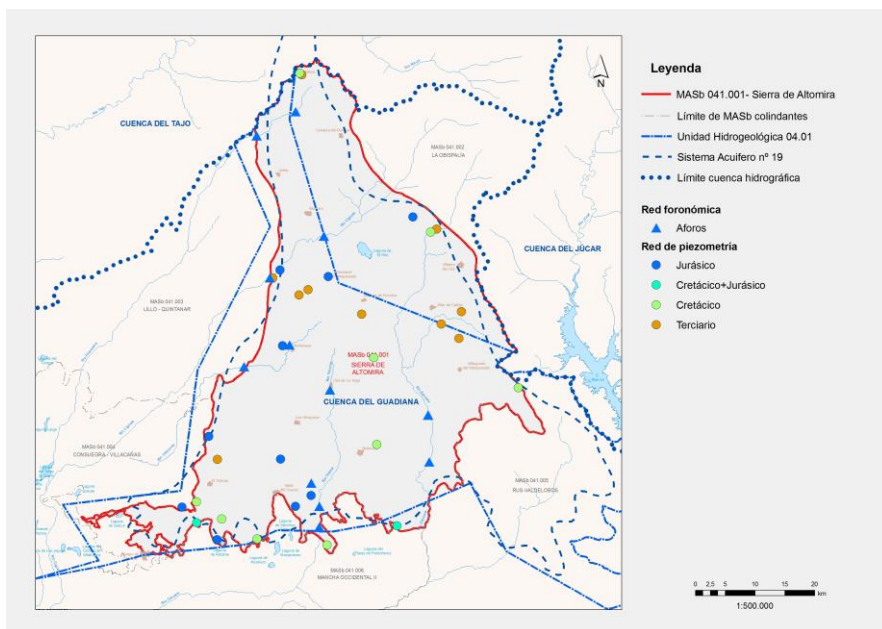


Figura 5. Redes de control (piezométrica, calidad y foronómica) del IGME en la MASb Sierra de Altomira.

En una línea paralela se ha revisado, de forma exhaustiva, la información bibliográfica existente en relación a los balances hídricos realizados en la zona desde 1979. Además, se han calculado nuevos balances hídricos con datos actualizados, similares periodos temporales y sobre el área concreta que cubre la MASb Sierra de Altomira. Para ello se han empleado la aplicación RENATA (Recarga Natural a los acuíferos; IGME-DPA, 2012) y la plantilla de cálculo EASYBAL, para estimar la recarga mediante el método Thornthwaite (Vázquez Suñé y Castro, 2002). Por otro lado, se han estimado las extracciones a partir de datos cedidos por la Comunidad de Usuarios Sierra de Altomira, correspondientes a las dotaciones de riego aplicadas en el año 2013 sobre cultivos concretos en parcelas determinadas.

La aplicación RENATA calcula la recarga de los acuíferos a partir de la discretización espacial en celdas y la suma de sus recargas unitarias en mm (L/m^2) para cada periodo de tiempo (Figura 7). Tiene en cuenta los procesos acaecidos en el suelo ya que permite introducir dotaciones de riego distribuidas

en el espacio y en el tiempo o poder realizar la calibración mediante la utilización de un modelo de flujo.

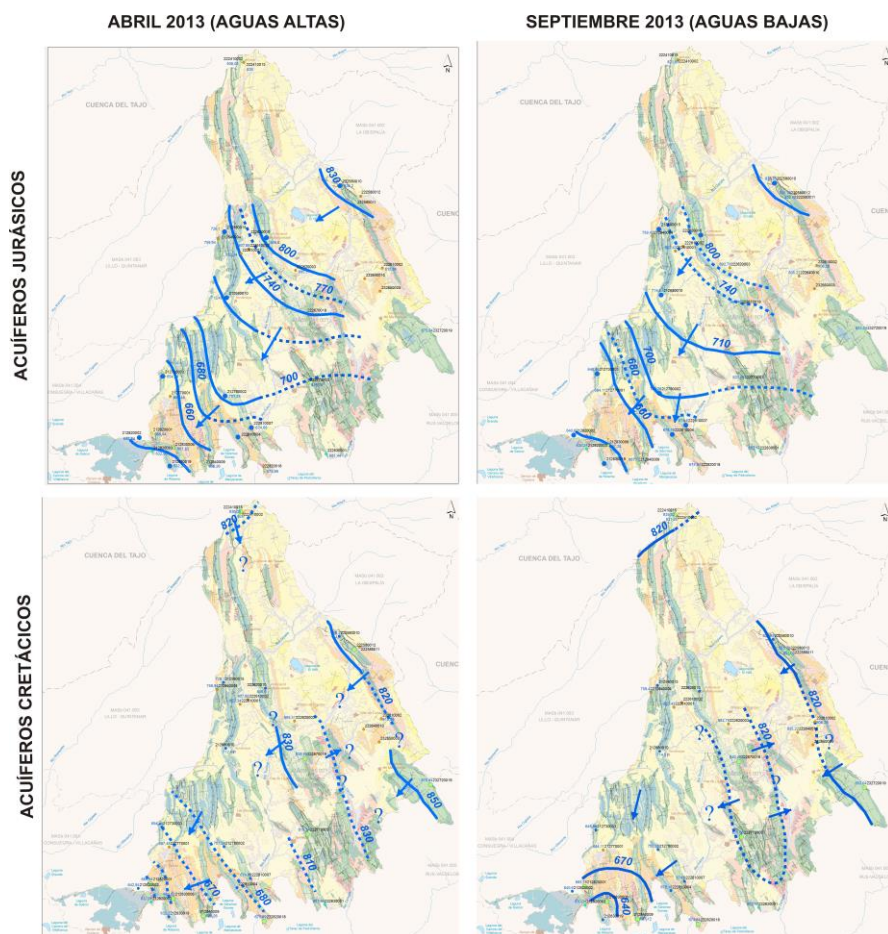


Figura 6. Mapas de isopiezas en aguas altas y aguas bajas en el año 2013 para los acuíferos Jurásico y Cretácico en la MASb Sierra de Altomira (IGME 2012, 2013 a y 2013 b)

Por su parte, el programa EASYBAL estima únicamente la recarga que se produce a partir de la precipitación, sin tener en cuenta los posibles retornos de riego. Mediante el método de Thornthwaite se discrimina el déficit hídrico del

suelo o el exceso de agua en el mismo, que representará la recarga al acuífero (Figura 8).

Para poder equiparar resultados, se han aplicado similares periodos de cálculo, de 1987 a 2011 para el método EASYBAL y de 1986 a 2012 en la aplicación RENATA. En ambos casos se ha optado por establecer parámetros de partida bastante conservadores con la idea de obtener unos resultados de recarga por defecto.

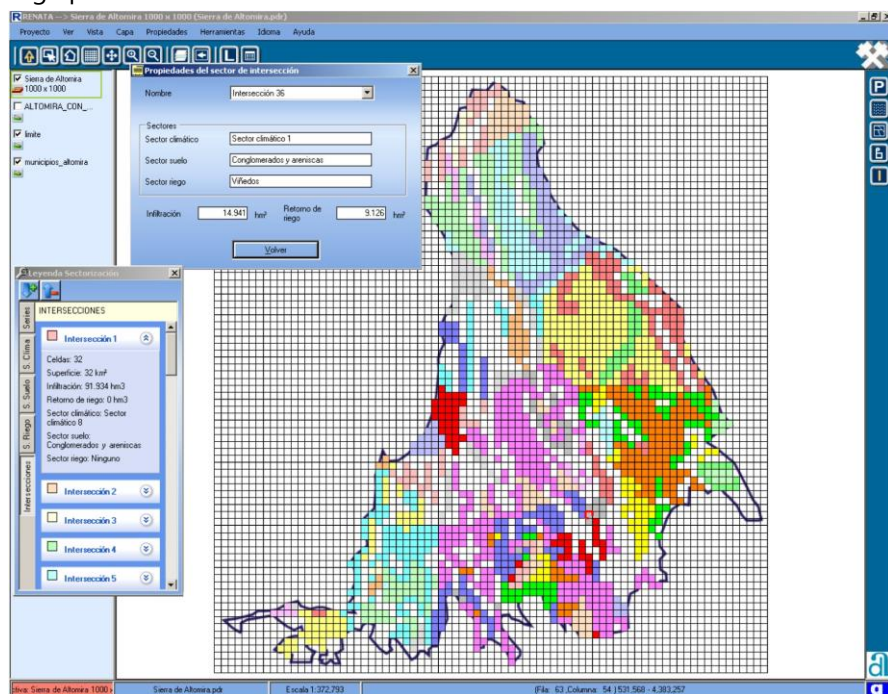


Figura 7. Sectores generados según su infiltración en la Aplicación Renata (IGME, 2014)

La elección de estos dos códigos de cálculo responde a la idea de poder contrastar sus resultados entre sí, ya que son metodologías similares y hasta cierto punto complementarias y para cotejar y validar las estimaciones previas realizadas.

Ambos métodos, a partir del análisis climático del área, determinan mediante el método de Thornthwaite la evapotranspiración potencial (ETP) y la evapotranspiración real (ETR). Ambos calculan la lluvia útil y al estimar la escorrentía superficial obtienen la infiltración. Para ello, requieren los datos de

Aunque son evidentes algunas diferencias en varios de los valores aplicados para cada método, tal como se muestra en la tabla 1, ello simplemente indica que las posibilidades de aproximación a un estadio acorde con la realidad son diversas.

Tabla 1. Comparativa entre los parámetros utilizados en los sistemas de cálculo de la recarga EASYBAL y RENATA.

	PERMEABILIDAD	AREA (Km ²)	CAPACIDAD DE CAMPO (%)	PUNTO DE MARCHITEZ (%)	ESPESOR RADICULAR (m)	UMBRAL DE ESCORRENTÍA (mm)	RESERVA ÚTIL
EASYBAL	MUY BAJA	851,1					
	BAJA	485,3	0,19	0,08	0,31	22,13	36
	MEDIA	272,4	0,18	0,08	0,35	36	40
	MEDIA-ALTA	236,5	0,13	0,07	0,4	45	24
	ALTA Y MUY ALTA	729,7	0,08	0,04	0,2	70	8
	PERMEABILIDAD	AREA (Km ²)	CAPACIDAD DE CAMPO (mm)	PUNTO DE MARCHITEZ (mm)	ESPESOR RADICULAR (m)	UMBRAL DE ESCORRENTÍA (mm)	RESERVA ÚTIL
RENATA	IMPERMEABLES	627					
	DOLOMIÁS Y CALIZAS	141	50	30		15	20
	CALIZAS Y MARGAS	683	175	150		5	25
	GRAVAS Y ARENAS	302	200	150		5	50
	CONGLOM Y ARENISCAS	822	175	150		5	25

Así, por ejemplo, los datos de pluviometría y temperatura se han cogido en series mensuales en el caso del programa EASYBAL, y a partir de datos diarios en la aplicación RENATA. La capacidad de campo y el punto de marchitez han sido, en ambos casos, datos estimados. No obstante, en EASYBAL se establecen valores en contenido volumétrico, para cada uno de los cuatro tipos de materiales en que se ha dividido el área de estudio en función de su permeabilidad (baja; media; media-alta; muy alta) y en RENATA se aplican valores en mm, de acuerdo con cuatro tipos de materiales (dolomías y calizas; calizas y margas; gravas y arenas y conglomerados y areniscas). En cuanto al

espesor radicular, en EASYBAL se han aplicado tres valores (0,2 m; 0,3 m y 0,4 m) en función de la permeabilidad y el tipo de materiales, mientras que en RENATA este dato no se ha de aportar ya que aplican directamente valores en mm para la capacidad de campo y el punto de marchitez. Finalmente, el umbral de escorrentía o valor de laminación es un parámetro estimado en EASYBAL a partir de la litología y permeabilidad de los materiales, de manera que a mayor permeabilidad, mayor valor de laminación y en RENATA se calcula a partir del método empírico del Número de Curva (Orden de 14 de mayo de 1990 por la que se aprueba la Instrucción de carreteras 5.2-IC "Drenaje superficial").

Balances hídricos históricos

La revisión bibliográfica de los balances hídricos en la zona de estudio (IGME, 2014) ha permitido confirmar que desde el año 1979 hasta el 2013 se han realizado, en conjunto, 20 estimaciones del balance hídrico (entradas y salidas) o de la recarga (únicamente entradas) del sistema (Tabla 2). De todos estos cálculos, no obstante, siete se realizan sobre escenarios superficialmente distintos a los límites actuales de la MASb Sierra de Altomira, por lo que sus resultados, pese a ser orientativos, no pueden ser comparados objetivamente.

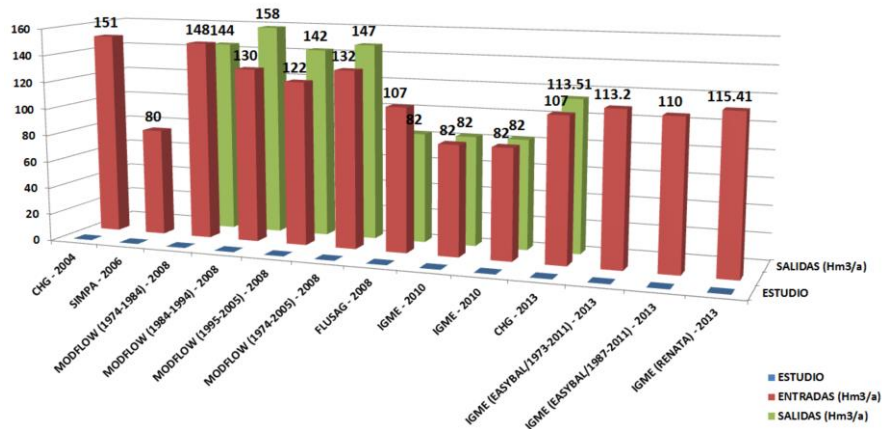


Figura 9. Gráfico de los resultados de los balances hídricos realizados en la MASb Sierra de Altomira (IGME, 2014).

Entre los estudios cuyo ámbito espacial de aplicación se ciñe a los actuales límites de la MASb, cuyos resultados se reflejan en la figura 9, se inscriben los trabajos de la Actividad 2 de Caracterización Adicional de la Encomienda de Gestión (DGA-IGME, 2009), en los que se llevó a cabo una serie de balances utilizando series temporales de datos agrupados en distintos períodos, mediante la modelización de flujo a partir del código numérico en diferencias finitas de MODFLOW. Los resultados, según los periodos de cálculo establecidos oscilaron entre 122 hm³/año (periodo 1995-2005) y 148 hm³/año (periodo 1974-1984). Otros resultados, obtenidos según los criterios de la Instrucción Técnica de Planificación Hidrológica, a partir fundamentalmente del modelo de flujo subterráneo del Alto Guadiana FLUSAG (CHG, 2008) fueron de unas entradas a la MASb de 107 hm³/año y unas salidas en régimen natural de 82 hm³/año, considerando unos recursos naturales de 25 hm³/año y de 20 hm³/año los disponibles. Dato, este último, coincidente con los expuestos dentro de los trabajos realizados en el marco de la Encomienda de Gestión IGME-DGA (IGME-DGA, 2010 a) o en la Memoria del Plan Hidrológico de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Guadiana (CHG, 2013), a partir de los resultados de los modelos SIMPA del CEDEX, del modelo de flujo subterráneo del Alto Guadiana (FLUSAG de la CHG), y de estudios para la mejora del conocimiento realizados por el IGME (IGMEDPC, 2011).

Tabla 2. Balances hídricos estimados de la MASb Sierra de Altomira (CHG, 1998, 2001, 2004, 2007, 2008, 2009 a, 2009 b, 2013; IGME, 2014; IGME-DGA, 2010 a; IGME-DPC, 2011; ITGE, 1979; MOPU-IGME, 1988; SGOP-DGOH, 1995).

ESTUDIO	AÑO	UNIDAD DE ESTUDIO	SUP (Km²)	MÉTODO DE CÁLCULO	TOTAL ENTRADAS (hm³/año)	TOTAL SALIDAS (hm³/año)	BALANCE (hm³/a)
Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PNIAS) (ITGE)	1979	Sistema acuífero nº 19. Sierra de Altomira	4200		126	126	0
Estudio de delimitación de las Unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e islas Baleares y síntesis de sus características. (MOPU-IGME)	1988	Unidad Hidrogeológica 04.01 Sierra de Altomira	2951		125	30	95
Estudio de la UH Sierra de Altomira (SGOP-DGOH)	1995	U.H 04.01	2951		60	60	0
Plan Hidrológico del Guadiana (CHG)	1998	U.H 04.01	2951		135	135	0
Mejora del conocimiento hidrogeológico de la cuenca alta hasta UU.HH 04.02 y 04.04 (CGH)	2001	Cuenca alta hasta UU.HH 04.02 y 04.04	4200		156.3	176.3	-20
Estudios realizados por la CHG	2004	Masb 041.001 Sierra de Altomira	2575		151		
Modelo SIMPA (CEDEX)	2006	Masb 041.001	2575	SIMPA	80		
Estudio general de la Demarcación. Parte I (CHG)	2007	U.H. 04.01	2951		91.2	100.7	-9.5
Modelo MODFLOW (CHG) Serie temporal 1974-1984	2008	Masb 041.001	2575	Programa MODFLOW	148	144	4
Modelo MODFLOW (CHG) Serie temporal 1984-1994					130	158	-28
Modelo MODFLOW (CHG) Serie temporal 1995-2005					122	142	-20
Modelo MODFLOW (CHG) Serie temporal 1974-2005					132	147	-15
Modelo de flujo subterráneo del Alto Guadiana FLUSAG (CHG) (1980-2005)	2008	Masb 041.001	2575	FLUSAG	107	82	25
Mejora del conocimiento en las Masb Sierra de Altomira y Rus Valdelobos (IGME)	2009	Masb 041.001 + Masb 041.005	2575 + 1458		153.2	171	-17.8
Estimación de los recursos disponibles para cada Masb de la cuenca alta del Guadiana (IGME)	2010	Masb 041.001	2575	En régimen natural	82	82	0
				Situación actual	82	82	0
Plna Hidrológico del Guadiana (CHG) (1980-2005)	2013	Masb 041.001	2575		107	113.51	-6.51
Convenio específico de colaboración entre la Comunidad de Regantes de Aguas Subterráneas de La Sierra de Altomira y el Instituto Geológico y Minero de España, para el apoyo técnico en materia de infraestructura hidrogeológica y aguas subterráneas. 2012 - 2015	2013	Masb 041.001	2575	Programa EASYBAL (periodo 1973-2011)	113.2		
				Programa EASYBAL (periodo 1987-2011)	110		
				Programa RENATA (periodo 1986-2012)	115,41 (113,4 + 1,94)		

Nueva estimación de los recursos hídricos de la MASb

Tal como se ha comentado, se han realizado nuevos cálculos (IGME, 2014) de la recarga de la MASb a partir de las aplicaciones RENATA y EASYBAL con datos referentes al periodo comprendido entre 1986 y 2012 y se han recalculado las extracciones para el año 2013, con datos de dotaciones sobre superficies de riego y cultivos concretos.

Tabla 3. Recarga de la MASb Sierra de Altomira mediante las aplicaciones RENATA y EASYBAL y comparativa de los parámetros aplicados (IGME, 2014).

	PERMEABILIDAD DEL TERRENO	AREA (Km2)	MAT PERMEABLE (Km2)	% DE INFILTRACIÓN MEDIA	% INFILTRACIÓN MEDIA PONDERADA	RECARGA (hm3/año)	TOTAL RECARGA AGUA DE LLUVIA (hm3/año)	
EASYBAL (1987-2011)	MUY BAJA	851,1	1724	0	0	0	110	
	BAJA	485,3		0,9	14,25	2,1		
	MEDIA	272,4		5		5,9		
	MEDIA-ALTA	236,5		10,6		10,9		
	ALTA Y MUY ALTA	729,7		27,9		91,1		
RENATA (1986-2012)	IMPERMEABLES	627	1948	0		0	113,49	
	DOLOMÍAS Y CALIZAS	141		13	18,05			
	CALIZAS Y MARGAS	683				38,74		
	GRAVAS Y ARENAS	302						16,68
	CONGLOM Y ARENISCAS	822						

Con estos parámetros se han obtenido unos volúmenes de recarga de la MASb a partir de la infiltración del agua de lluvia de 110 hm³/año con el método EASYBAL y 113,4 hm³/año con la aplicación RENATA (Tabla 3). De los mismos hay que realizar varias matizaciones:

En ambas metodologías se han aplicado parámetros bastante conservadores, con el fin de obtener unas entradas al sistema que en todo caso queden del lado de la seguridad. Este hecho se evidencia en los porcentajes de infiltración del agua de lluvia resultantes, sensiblemente bajos (<15%).

Los resultados expuestos no incluyen la recarga del acuífero por retornos de regadío, que se estiman con la aplicación RENATA en unos 2 hm³/año, lo que representa a su vez una infiltración del 8% del volumen de riego.

Las metodologías utilizadas no tienen en cuenta la infiltración secundaria que las aguas de escorrentía superficial sufren a lo largo de su recorrido por la MASb. Esto es muy significativo ya que en ambas aplicaciones en los terrenos considerados impermeables (RENATA) o de muy baja permeabilidad (EASYBAL) se produce infiltración cero.

Con estas aclaraciones, se puede considerar que la MASb Sierra de Altomira cuenta con unos recursos hídricos en torno a 115 hm³/año y que este dato es muy probablemente inferior al real.

Análisis de resultados

La masa de agua subterránea Sierra de Altomira (041.001) se recarga fundamentalmente por infiltración directa del agua de lluvia precipitada sobre terrenos permeables, por la infiltración de la escorrentía superficial y, en menor medida, por los retornos de riego. Los aportes producidos de forma subterránea por el margen septentrional desde la cuenca del Tajo son de escasa entidad. Las descargas, aparte de las extracciones por bombeo, tienen lugar hacia los ríos, a través de manantiales y por transferencias subterránea, principalmente hacia la Llanura Manchega.

El análisis hidrogeológico realizado, a partir de la revisión de antecedentes y la elaboración de planos actualizados de piezometría, indican que el acuífero jurásico presenta cierta conexión hidráulica en todo el ámbito de la MASb Sierra de Altomira, aunque con notables dudas por la escasa densidad de puntos de observación. Sin embargo, es evidente la presencia de diversos compartimentos, sectores o bloques acuíferos independientes asociados a los niveles permeables cretácicos.

Es notable la influencia de la estructura tectónica sobre la hidrodinámica de la MASb, de forma que los niveles margosos favorecen el despegue de las distintas escamas y los cabalgamientos funcionan como impermeables de base que individualizan acuíferos. Los pliegues anticlinales y sinclinales funcionan como divisorias locales del flujo subterráneo, así como las fallas que podrían individualizar bloques y delimitar las depresiones terciarias.

La revisión de los diferentes estudios, cálculos y estimaciones de balances hídricos de la MASb Sierra de Altomira o de sus precedentes Sistema Acuífero o Unidad Hidrogeológica, constata la enorme dificultad que existe a la hora de

elaborar un balance hídrico ajustado y/o fiable. En el caso que nos ocupa, el todavía insuficiente conocimiento de la hidrogeología de la MASb es uno de los principales inconvenientes, así como la escasez de datos o la imposibilidad de estimar convenientemente alguno de los términos del balance. Un ejemplo claro son los escasos 31 puntos de observación hidrogeológica de la MASb, distribuidos de forma poco homogénea por los 2.575 km² de superficie de acuífero (Figura 5). Las áreas de regadío se concentran en la mitad meridional de la MASb y consecuentemente este es el sector con una mayor densidad de pozos que sirven de puntos de observación, mientras que extensas áreas de la mitad septentrional quedan sin información. A este inconveniente hay que añadir que de esos 31 puntos, 10 se considera que captan en exclusiva materiales del Jurásico (acuífero jurásico), 9 pozos explotan niveles del Cretácico, otros 10 puntos, tramos permeables más superficiales pertenecientes al Terciario y 2 que probablemente explotan conjuntamente recursos hídricos del Cretácico y Jurásico. La distribución poco homogénea es especialmente evidente en los puntos de los acuíferos terciarios, que se acumulan en su mayoría en la parte central de la MASb, dejando sin posibilidad de recabar información de estos niveles permeables en prácticamente todo el resto del área de estudio. Por tanto, a la hora de interpretar la hidrodinámica general de la MASb, resulta que se cuenta con muy pocos datos fiables asociados a cada acuífero.

Además de estas incertidumbres, la comparación entre muchos de los balances resulta imposible al haberse realizado los cálculos sobre superficies diferentes ya que el Sistema Acuífero nº19 abarcaba 4.370 km² (4.200 km² en la cuenca del Guadiana), la Unidad Hidrogeológica de Sierra de Altomira 2.950 km², mientras que la actual Masa de Agua Subterránea Sierra de Altomira (041.001) ocupa una superficie de 2.575 km² (Figura 1).

En cuanto a estudios concretos, destacan los resultados obtenidos en los trabajos de la Actividad 2 de Caracterización adicional de la Encomienda de gestión DGA-IGME (DGA-IGME, 2009), en donde los mismos varían entre 122 hm³/año (periodo 1995-2005) y 148 hm³/año (periodo 1974-1984) debido a la influencia que ejercen los periodos considerados según sean húmedos, medios o secos.

En este estudio y otros posteriores, se estiman del orden de 20 hm³/año los recursos hídricos subterráneos disponibles para el Alto Guadiana y concretamente para la MASb Sierra de Altomira (CGH, 2008; IGME-DGA, 2010 a;

CHG, 2013), aunque se manifiesta la necesidad de revisar y actualizar los términos del balance hidrológico de las diferentes masas.

Los cálculos más recientes de la recarga del sistema obtenidos a partir de los programas EASYBAL (Vázquez Suñé y Castro, 2002) y RENATA (IGME-DPA, 2012), estiman unos recursos hídricos para el conjunto de la MASb del orden de $115 \text{ hm}^3/\text{año}$, de los cuales son explotados actualmente para riego entre $24 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $26 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Conclusiones y recomendaciones

La revisión de la hidrogeología y los planos de isopiezas realizados a partir de los datos de la red de observación hidrogeológica parecen indicar que el acuífero jurásico presenta conexión hidráulica en la mayor parte de la MASb, mientras que los niveles permeables cretácicos originan diversos bloques o sectores acuíferos independientes. En cualquier caso, se evidencia la necesidad de ahondar en el conocimiento hidrogeológico de la MASb, a fin de definir con mayor precisión sus límites y posibles subsectores.

Con el análisis de los balances históricos de la MASb Sierra de Altomira, así como con los resultados obtenidos en las últimas estimaciones, se ha comprobado la influencia que ejerce en el cómputo final la realización de los cálculos sobre ámbitos temporales que incluyan más o menos periodos secos o húmedos, así como el número total de años del periodo de cálculo, ya sean periodos largos, de más de 30 años, medios, de entre 20 y 30 años, o periodos cortos, de menos de 20 años. De manera que los resultados más fiables parecen ser aquéllos estimados sobre periodos medios que incluyan tanto etapas húmedas como secas.

De igual modo son determinantes, la fiabilidad de los parámetros de entrada así como su ajuste a una situación lo más actual posible, por lo que se refrenda en este artículo la necesidad, ya apuntada en la Memoria del Plan Hidrológico del Guadiana, aprobada en 2013, de revisar y actualizar los términos del balance hidrológico de las diferentes masas y, en esta línea, se apunta el dato de recarga calculado para esta MASb en $115 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Con este volumen de recursos, si se asumen las transferencias a otros acuíferos en $82 \text{ hm}^3/\text{año}$ (CHG, 2013), y en $25 \text{ hm}^3/\text{año}$ las extracciones actuales (datos del año 2013), teniendo en cuenta que los derechos de agua establecidos

en el Programa Alberca son para esta MASb de 31,51 hm³/año (CHG, 2012), restan 8 hm³/año para ajustar el balance.

A falta de estudios con mayor detalle de la hidrogeología e hidrodinámica de la Masb Sierra de Altomira, el balance hídrico aquí expuesto permitiría un ligero incremento en las extracciones del conjunto de la MASb, ya sea para aumentar la superficie de riego y/o regular las dotaciones actuales dependiendo de las necesidades, además de garantizar el cumplimiento de los imperativos marcados en el Plan Hidrológico sobre el buen estado cualitativo y cuantitativo de la MASb. Todo ello haría posible abordar una gestión de los recursos hídricos de la MASb eficiente a corto y medio plazo que garantizara el desarrollo socioeconómico de la región.

Bibliografía

CHG (1998) Plan Hidrológico del Guadiana (Real Decreto 1664/1998, de 24 de julio, por el que se aprueban los *Planes Hidrológicos de cuenca*. Ministerio de Medio Ambiente. BOE nº 191 de 11/8/1998.

CHG (2001). *Mejora del conocimiento hidrogeológico de la Cuenca Alta hasta UU.HH 04.02 y 04.04*. CLAVE 00/1.1.14.

CHG (2004). Estudios sobre la MASB Sierra de Altomira. Documentos internos

CHG (2007). *Estudio general de la Demarcación Hidrográfica del Guadiana. Parte I*. En Documentos definitivos <http://planhidrologico2009.chguadiana.es/>

CHG (2008). *Plan Especial del Alto Guadiana (PEAG)*.

<http://www.chguadiana.es/?url=planificaci%F3n+planes+hidrol%F3gicos+vigentes+plan+especial+del+alto+guadiana+%28peag%29&corp=chguadiana&lang=es&mode=view>

CHG (2009 a). *Determinación de los recursos disponibles en las Masb del Alto Guadiana*. Documento interno provisional para PHG 2009.

CHG (2009 b). *Objetivos de recuperación del buen estado cuantitativo en las Masb del Alto Guadiana: Medidas de gestión de la demanda en el horizonte 2009-2027*. Documento interno provisional para PHG 2009.

CHG (2012). *Actualización Registros de Aguas: Programa ALBERCA*

CHG (2013). *Memoria del Plan Hidrológico de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Guadiana*.

DGA-IGME (2009). *Actividad nº 2 sobre Apoyo a la caracterización adicional de las masas de agua subterránea en riesgo de no cumplir los objetivos medioambientales en 2015*. Encomienda de Gestión DGA-IGME para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas.

Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 23 de octubre de 2000 por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas.

IGME (2012). *"Informe de evolución piezométrica de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira (041.001). Años 1982-2012. Diciembre de 2012"*. Documento interno.

IGME (2013 a). *"2º Informe de evolución piezométrica de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira (041.001). Años 1982-2013. Julio de 2013"*. Documento interno.

IGME (2013 b). *"3º Informe de evolución piezométrica de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira (041.001). Años 1982-2013. Diciembre de 2013"*. Documento interno.

IGME (2014). *"Estimación del balance hídrico de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira (041.001)"*. Documento interno.

IGME-CHG (2009) *Mejora del conocimiento en las Masb Sierra de Altomira (041.001) y Rus Valdelobos (041.005)*.

IGME-DGA (2010, a). *"Estimación de los recursos disponibles para cada masa de agua subterránea de la cuenca alta del Guadiana, basada en el análisis de los informes y referencias bibliográficas precedentes y en los datos de infraestructura hidrogeológica y conocimiento experto del IGME"* en Las Aguas Subterráneas en la Planificación Hidrológica.

IGME-DGA (2010, b) *"Encomienda de Gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas"*.

IGME-DPA (2012). *Programa para el cálculo de la recarga a los acuíferos a partir de los procesos que tienen lugar en el suelo (RENATA). Calibración mediante modelos de flujo*.

IGME-DPC (2011). *"Actualización del conocimiento hidrogeológico de la Masb 041.001 Sierra de Altomira"*

ITGE (1979). PNIAS. *Investigación Hidrogeológica de la cuenca alta y media del Guadiana. Informe final (Sistema 19: Sierra de Altomira. Sistema 20: S.E. de la*

Mancha de Toledo. Sistema 22: Cuenca del río Bullaque. Sistema 23: Llanura Manchega. Sistema 24: Campo de Montiel. Código sid: 32019

ITGE (1981). *Estudio de los recursos subterráneos de la cuenca alta del Guadiana. Sistemas acuíferos nº 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25. Avance 1981.*

ITGE (1989). Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis.

MOPU-IGME (1988). *Estudio 07/88 de Delimitación de las Unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e islas Baleares y síntesis de sus características.* Clave 21.820.035/0411.

Orden de 14 de mayo de 1990 por la que se aprueba la Instrucción de carreteras 5.2-IC "Drenaje superficial".

Real Decreto 927/1988, de 29 de julio, por el que se aprueba el Reglamento de la Administración Pública del agua y de la planificación hidrológica, en desarrollo de los Títulos II y III de la Ley de Agua.

SGOP-DGOH (1995). Estudio de la Unidad Hidrogeológica de la Sierra de Altomira, en la Cuenca del Guadiana.

Vázquez Suñé y Castro, 2002. *Plantilla de cálculo de la infiltración EASYBAL*

La formación continua a distancia de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea

Roser Escuder¹, Fidel Ribera¹, Margarida Valverde¹

Palabras clave: capacitación, hidrogeología, a distancia

Resumen

En octubre de 2011 se dio inicio a los cursos de formación continua a distancia (FC-d) de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, dando respuesta a la constante demanda de capacitación en hidrogeología en todas sus especialidades, en lengua castellana y a través de internet.

El objetivo es crear cursos de divulgación de la hidrogeología y cursos especializados para profesionales del agua.

¹ FCIHS - Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea

13 años de formación a distancia en hidrogeología (2002-2014). Curso Internacional de Hidrología Subterránea a distancia (CIHS-d)

Roser Escuder¹, Fidel Ribera¹, Margarida Valverde¹, Daniel Fernández-García¹, Josep Fraile¹, Enric Vázquez-Suñé¹

Palabras clave: capacitación, hidrogeología, a distancia

Resumen

Las nuevas tecnologías, en el mundo de la informática y de las comunicaciones, han abierto nuevos horizontes en la formación para postgraduados en hidrogeología.

Así, en octubre de 2002, se inició vía internet una versión a distancia del Curso Internacional de Hidrología Subterránea (CIHS-d) alojada en el centro virtual de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS).

¹ FCIHS - Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea

48 años de formación en hidrogeología (1967-2014). Curso Internacional de Hidrología Subterránea (CIHS)

Roser Escuder¹, Fidel Ribera¹, Margarida Valverde¹, Daniel Fernández-García¹, Josep Fraile¹, Enric Vázquez-Suñé¹

Palabras clave: capacitación, hidrogeología, presencial

Resumen

Anualmente y desde 1967 la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS) presenta el Curso Internacional de Hidrología Subterránea (CIHS).

En enero de 2014 se inició la 48 edición, en su versión presencial. El CIHS inició sus actividades como curso de postgrado para la formación de especialistas en el conocimiento, aprovechamiento y gestión de la aguas subterráneas. A lo largo de sus 48 ediciones ha formado a más de 1.200 participantes de 40 países.

¹ FCIHS - Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea

Estimación de la recarga media anual de acuíferos: aplicación en Vall Baixa de l'Ebre

Sara Espinosa¹, Emilio Custodio Gimena² y Carlos Loaso³

Palabras clave: recarga, ión cloruro, balance de agua, clima semi-árido

Resumen

Para ensayar la aplicabilidad del método de balance de la deposición atmosférica de ión cloruro y del balance de agua en el suelo con el código Visual Balan para la estimación de la recarga media multianual se ha elegido el área de la Vall Baixa de l'Ebre.

Se trata de un sistema acuífero hidrodinámicamente complejo que comprende una cordillera en carbonatos moderadamente lluviosa (los Ports) que transfiere agua a un llano pedemontano semiárido (Plana de La Galera) donde hay notable demanda de agua para abastecimiento y regadío. Para refinar los resultados obtenidos mediante esos dos métodos se ha definido un modelo conceptual de funcionamiento a partir de la información geológica-hidrogeológica y con el apoyo de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales del agua, considerando y evaluando el efecto que tiene la escorrentía superficial que se produce en la zona montañosa. La tasa media de recarga para cotas altas en los Ports se evalúa en $340 \pm 155 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ con el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro y en $500 \pm 60 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ con el balance de agua en el suelo, y para cotas bajas en la Plana en $150 \pm 55 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ con el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro y en $230 \pm 25 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$

¹ Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya - Campus Nord, C/ Jordi Girona 1-3, Edifici D2, Despatx 007, 08034 Barcelona, España, sespmar@gmail.com

² Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya - Campus Nord, C/ Jordi Girona 1-3, Edifici D2, Despatx 007, 08034 Barcelona, España, emilio.custodio@upc.edu

³ Agència Catalana de l'aigua. C/ Maria Rosa Molas, 41, 43500 Tortosa (Baix Ebre, Tarragona), España, jloaso@gencat.cat

con el balance de agua en el suelo. La relación recarga-pluviometría es típica de climas semi-áridos, con un umbral medio de pluviometría para que exista recarga de 240-300 mm·a⁻¹ en la Plana de La Galera y entre 56-108 mm·a⁻¹ para los Ports de Beseit-Tortosa, lo que muestra una capacidad mayor de recarga en cotas altas en años secos. La distribución anual y mensual de la recarga se concentra en los meses de octubre, diciembre, enero y mayo con máximos que reflejan que la ocurrencia de recarga se produce, en buena parte, debido a eventos de precipitación extraordinarios; el 1% de las lluvias diarias de mayor magnitud produce el 70% de la recarga.

Introducción y objetivos

El conocimiento de la recarga de origen natural a los acuíferos en zonas áridas y semiáridas es fundamental para la evaluación, conservación, gestión y planificación a corto, medio y largo plazo de los recursos hídricos subterráneos. Su importancia radica en que la recarga media en el territorio es sólo una fracción de moderada a pequeña de la precipitación, lo que incrementa la incertidumbre de la misma (Custodio, 2011). Para tratar de disminuir dicha incertidumbre se puede recurrir a utilizar simultáneamente diversos métodos de estimación que sean lo más independientes posible entre sí (Scanlon, 2002). El presente trabajo tiene como fin mostrar los resultados experimentales de recarga media multianual obtenidos de la aplicación del método de balance de la deposición atmosférica de ión cloruro y del balance de agua en el suelo en la Vall Baixa de l'Ebre, de clima mediterráneo semiárido en sus planas. Para cubrir los objetivos ha sido necesario avanzar en el conocimiento del funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero a fin de establecer un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico coherente con la información obtenida.

Características del área de estudio

La Vall Baixa de l'Ebre se localiza al sur de Cataluña, en el noreste de la Península Ibérica, en la provincia de Tarragona en su límite con la Comunidad Autónoma de Valencia (Castellón) y con Aragón. En este trabajo se la denominará Baix Ebre, el cual engloba la Plana de La Galera y la vertiente

marina de los Ports de Beseit, denominada como los Ports de Beseit-Tortosa (Figura 1).

El ámbito de trabajo se extiende desde Xerta, en el río Ebro (al norte de Tortosa), hasta el río de La Sènia (el límite entre las provincias de Tarragona y Castellón). Toda esta superficie se denomina Plana de La Galera, que se prolonga hacia el sur en la Plana del Regne y Vinaròs. El límite noroeste es la divisoria de aguas superficiales en los Ports de Beseit-Tortosa, el noreste el margen derecho del río Ebro y el sureste la línea de costa (Mar Mediterráneo). En la divisoria de aguas superficiales de los Ports y margen derecho del río de La Sènia se ha ampliado el límite en 2 a 3 km para tener una visión más general de la zona de estudio, que tiene una extensión total de 1.050 km².

El área se caracteriza por un fuerte contraste de relieves: La precipitación media es de 550 mm·a⁻¹ en la zona de la Plana de la Galera (condiciones de semi-aridez) y aproximadamente 1.100 mm·a⁻¹ en la zona de los Ports de Beseit-Tortosa (clima mediterráneo sub-húmedo), con lluvias intensas y estacionales.

Se pueden diferenciar 4 grupos de usos de suelo y cobertura vegetal: coníferas y matorral bajo en la zona de los Ports y cultivo de secano y mixto en la Plana; el cultivo mixto en regadío ocupa una superficie marginal en el entorno del río Ebro y un área pequeña cerca de Ulldesona.

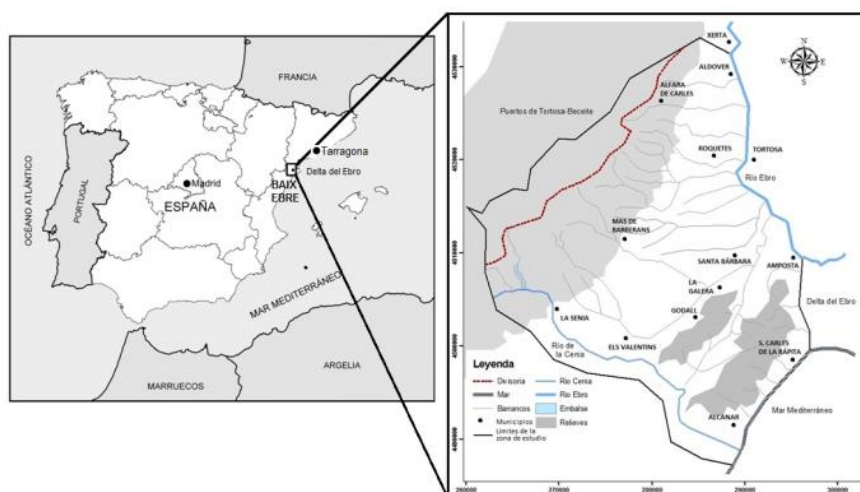


Figura 1. Localización del Baix Ebre, sur de Cataluña, noreste de la Península Ibérica (izquierda) y municipios y límites de la zona de estudio (derecha).

El sistema acuífero

Tras un periodo geológico fuertemente compresivo se formó una cuenca distensiva notablemente tectonizada (Plana de La Galera), rellena de materiales detríticos de edad terciaria y cuaternaria, cubierta por materiales groseros de piedemonte. Dicha cuenca se encuentra limitada por fallas normales sub-verticales que dan lugar a los fuertes relieves en los materiales de edad mesozoica, en los que predominan los de edad cretácica y jurásica en los Ports de Beseit y macizos de Godall-Montsià (Figura 2). Los materiales mesozoicos se individualizan en bloques aflorantes (Sierra de Godall-Montsià al SE y al NW Ports de Beseit al NW) y otros en la base de la depresión, en forma de horst y graben, recubiertos por los depósitos terciarios y cuaternarios excepto en los macizos de Godall-Montsià.

Dentro de la compleja estructura se pueden distinguir tres unidades hidrogeológicas: (1) acuífero regional de materiales mesozoicos; (2) acuífero detrítico terciario y cuaternario (pliocuaternario) cubierto por materiales de piedemonte, que yace sobre el acuífero regional y en relación hidráulica fácil, al menos en áreas extensas, en especial con los niveles acuíferos en materiales cenomanienses (Mesozoico), de modo que las respectivas piezometrías son coherentes en general; (3) acuífero aluvial libre ligado al río Ebro y a lo largo del mismo.

Las principales líneas de flujo del agua subterránea van desde los Ports hasta tres zonas de descarga preferente: margen derecho del río Ebro entre Xerta y Tortosa, franja costera en el entorno de Sant Carles de la Ràpita, y probablemente la Plana del Regne y Vinaròs. Este funcionamiento es coherente con la evolución espacial hidrogeoquímica del agua subterránea, representada mediante diagramas modificados de Stiff. La composición de las aguas subterráneas está notablemente influenciada por la litología. De forma general se observan dos tipos de agua diferenciados, uno bicarbonatado cálcico-magnésico originado en los Ports y que fluye hacia el río Ebro y posiblemente hacia la Plana del Regne y Vinaròs, y otro bicarbonatado cálcico, con menor variación evolutiva a lo largo de una posible línea de flujo en la zona de la Plana de La Galera y fosa de Ulldecona. A este respecto el río Ebro es un límite de descarga, pero no lo es el río de La Sènia ya que es un barranco seco la mayoría del año con el cauce claramente por encima del nivel freático en la plana.



Figura 2. Corte geológico general de la zona de estudio (Badiella, 2009).

Metodología

Para definir el modelo conceptual se ha procedido a localizar las zonas de recarga mediante la caracterización hidrogeoquímica e isotópica ambiental de las aguas subterráneas, combinada con la información geoestructural disponible. Para la estimación de la recarga media anual a largo plazo en áreas extensas se aplican dos métodos, condicionados por la información disponible y la que se ha generado expresamente durante los estudios recientes llevados a cabo.

Dichos métodos son el balance estacionario de la deposición atmosférica de ión cloruro para obtener valores medios multianuales de recarga a partir de parámetros agregados (Eriksson 1960, Eriksson & Khunakasem, 1969) y el balance de agua en el suelo utilizando el código Visual Balan para obtener valores de recarga evento a evento de precipitación, los que agregados se convierten en valores anuales a partir de los cuales se puede obtener un valor medio anual cuya incertidumbre es función de la extensión temporal de la serie de datos disponible.

Información disponible y generada

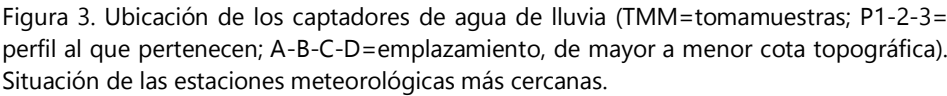
Los datos de química elemental y agua subterránea proceden de la base de datos hidrogeológicos (BDH) de la Agència Catalana de l'Aigua (ACA). A partir de esta BDH se ha generado y completado una base de datos extensa, con información de hidrometría, química elemental e isotópica. Además se dispone

de estudios hidrogeológicos previos con información específica del área en cuestión (Tourís 1986; Badiella, 2009), de información general de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea en los trabajos de curso realizados en el Baix Ebre, principalmente de Ansón & Yañez (2010), y la aportada por la Confederación Hidrográfica del Ebro.

La base de datos generada cuenta con un total de 352 puntos de agua de la BDH, la que se ha ampliado con 72 nuevos puntos entre pozos, sondeos y manantiales, en especial para cubrir la parte de los grandes relieves, de la cual no existía información previa. Existen 36 puntos de control con registro piezométrico histórico de la ACA, de los cuales, en función de la continuidad del registro piezométrico temporal y de la información sobre las características constructivas del punto de captación, se han seleccionado 20 para el estudio de hidrometría y balance de agua en el suelo.

Se han recuperado los análisis químicos de iones mayoritarios de agua de lluvia del captador TMM PA (periodo 2002-2003) y de la estación de deposición húmeda ES03 (Alcalá, 2005), ambas estaciones ubicadas en el Observatori de l'Ebre, en Roquetes.

Para tener un conocimiento más preciso se han instalado 9 captadores de agua de lluvia distribuidos en 3 perfiles altitudinales (Figura 3) para la obtención de la deposición atmosférica de ión cloruro y la precipitación acumulada en periodos de muestreo de bimestrales a trimestrales. Se dispone de tres años completos de datos.



(posible efecto de transferencia a través de un espeso medio no saturado), el cual representaría a los materiales que conforman el sistema detrítico del relleno de la depresión, y otro con oscilaciones de nivel de hasta decenas de metros, con respuesta rápida a los eventos de lluvia, típico de acuíferos confinados, que representa el efecto transmitido de la recarga en los materiales carbonatados aflorantes en los Ports (Figura 4).

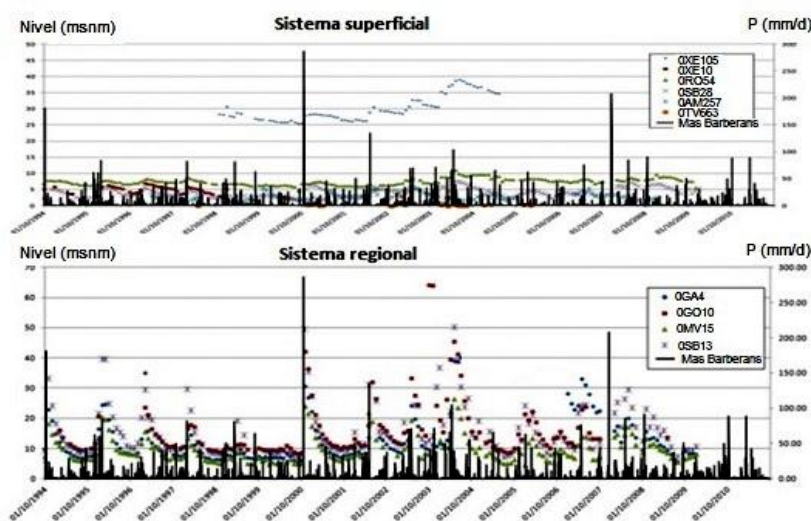


Figura 4. Hidrogramas de niveles piezométricos del sistema acuífero superficial y del sistema acuífero regional. Ubicación de los puntos de control.

A partir de los análisis químicos del agua subterránea se ha visto que no hay variabilidad temporal. Los mismos tipos de agua aparecen tanto en la zona de los Ports como en la Plana. Esto indica flujos de transferencia complejos y mezcla generalizada y no homogénea. Para verificarlo se han comparado los resultados isotópicos del agua de lluvia con los del agua subterránea de los puntos de control ubicados en la Plana con el fin de observar la influencia del agua de recarga en cada zona. La marca típica para el agua de lluvia en la zona de estudio es de $\delta^{18}\text{O} = -6,5\text{‰}$ a -8‰ SMOW en la zona de los Ports y de $\delta^{18}\text{O} = -5,5\text{‰}$ a -6‰ en la Plana. Los valores obtenidos de los puntos de control que extraen del acuífero de materiales terciarios en la Plana de la Galera es de $\delta^{18}\text{O} = -6,5\text{‰}$ a $-7,5\text{‰}$. Con base en estos resultados se establece la hipótesis de mezcla de agua subterráneas de varias procedencias, asimilando el sistema a un

modelo de recarga en ladera (Custodio 2010, 2013) en el cual se produce una recarga sobre la Plana de la Galera (R2) y otra recarga (R1) en los Ports (Figura 5), la cual es transferida lateralmente a la Plana, en parte a través de los materiales de piedemonte, donde se mezcla con la recarga R2.

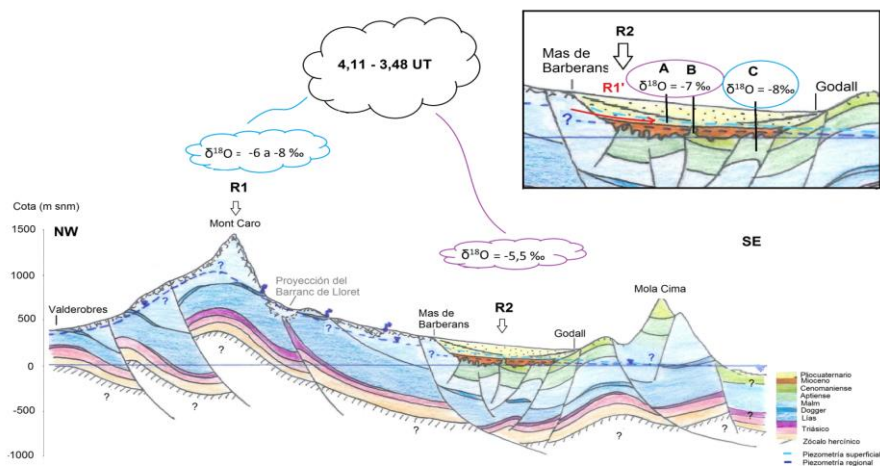


Figura 5. Modelo conceptual de recarga en ladera (R1: recarga producida en los Ports (Pozo C), R2: recarga producida en la Plana (Pozo B), R1' + R2: recarga transferida de los Ports de Beseit- Tortosa a la Plana de La Galera mezclada con la recarga producida en la Plana de La Galera (Pozo A)).

Estimación de la escorrentía superficial

La importancia de tener en cuenta o no la escorrentía superficial en la aplicación del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro afecta notablemente a los resultados de recarga obtenidos. De acuerdo con los resultados obtenidos con el balance general de agua en el suelo, la escorrentía superficial supone en torno a un 20% de la recarga en la zona montañosa de los Ports, por lo que debe considerarse su influencia en el balance de cloruros.

Los valores medios de la escorrentía superficial obtenidos para los Ports de Beseit-Tortosa a partir del balance general de agua en el suelo se sitúan entre 95 y 115 mm·a⁻¹. Estos resultados cuantifican la magnitud de la escorrentía superficial, pero carecen de la robustez necesaria al ser extremadamente

dependientes de los parámetros de ajuste utilizados en los balances, que no están calibrados con variaciones de niveles piezométricos.

Para una estimación más fidedigna de la magnitud de escorrentía superficial se ha recurrido al estudio de los hidrogramas de caudales de agua superficial de la vertiente NW del macizo (cuenca del río Matarraña). Los resultados obtenidos son coherentes en su magnitud con los anteriores (ver Tabla 1), con valores medios de $96 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ para el afluente Ulldemó.

Para mayor precisión se han calculado las aportaciones medias de la cuenca receptora del embalse de Ulldecona, a la salida del río de La Sènia de los Ports, ya que las características de los eventos de escorrentía superficial que allí acontecen pueden extrapolarse al resto de los Ports. Dicho cálculo se ha realizado a partir del hidrograma de volumen de entradas al embalse, resultando $103 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$.

Se ha realizado también un balance de agua en el suelo para dicha cuenca, en la que se considera que el llenado del embalse de Ulldecona (entradas en Tabla 1) es debido a dos tipos de flujo de escorrentía, uno superficial con un agotamiento rápido reflejado en los hidrogramas, y otro de la zona vadosa, más lento, que corresponde al agotamiento de niveles acuíferos colgados. El flujo subterráneo producido por la recarga en los Ports de Beseit-Tortosa es transferido directamente al acuífero regional y no descarga aguas arriba del embalse de Ulldecona ya que la base del embalse está desconectada de dicho acuífero por cuestión de cota topográfica. Resulta una aportación media de $107 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$.

Así pues, la escorrentía superficial media se puede evaluar en $105\pm 20 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, teniendo en cuenta la incertidumbre asociada a los métodos de cálculo utilizados para la estimación de la escorrentía.

Tabla 1. Valores de escorrentía media anual obtenida por los diferentes métodos de estimación (S: superficie en km², A: aportación en mm-a⁻¹, AT: aportación total, ASS: aportación escorrentía de la zona vadosa, AS: aportación superficial, AL: aportación de escorrentía lenta).

Aportación media anual de escorrentía								
PERIODO	ID	ESTACIÓN	Años	S	AT	ASS	AS	AL
HIDROGRAMAS								
1994-2010	9110	Pena (Beceite)	16	49	52	48	4	
1994-2007	9052	Matarraña (Ulldemó)	13	48	177	81	15	80
1994-2010	9153	Algars (Horta SJ)	16	115	180	161	19	
1994-2009		EMB ULLDECONA						
		Entradas	15	126	103	73	30	
		Salidas	15	126	100			
VISUAL BALAN								
1994-2009	EMB ULLDECONA		15	126	107	56	51	
1994-2011	PORTS DE BESEIT	SZ4	17	175	103			
		SZ5-serie 1	17	138	95			
		SZ5-serie 2			113			

Resultados y discusión general

Observando los resultados (ver tabla 2), para ambos métodos existe una importante diferencia entre la recarga media anual que se produce a cotas altas (Ports de Beseit-Tortosa) con respecto a la que ocurre en zonas de menor altitud (Plana de La Galera), la cual es aún más acusada con el método del balance de agua en el suelo. La diferencia de la magnitud de la recarga en función de la cota es esperable debido a que la fuente principal de recarga al sistema acuífero son los Ports de Beseit-Tortosa.

Tabla 2. Resultados de recarga por zonas (BCI: método del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro, BaS: método del balance de agua en el suelo, S: superficie en km^2 , R: recarga en $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ y Es: escorrentía en $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$, V: recarga ponderada por la superficie en $\text{hm}^3\cdot\text{a}^{-1}$).

				BaS			BCI		
Sub-zona	P	S		Es	R	V	Es*	R	V
Plana de La Galera	SZ1	660	140	16	215 ± 25	30	0	175 ± 70	24,5
	SZ2	660	205	34	200 ± 20	41	0	160 ± 45	28
	SZ3	660	215	32	240 ± 20	51,6	0	130 ± 35	28
Ports de Beseit-Tortosa	SZ4	1086	175	103	490 ± 60	89,2	105	365 ± 160	64
	SZ5	1086	180	105	510 ± 60	88,2	105	315 ± 150	57

Es*: en la Plana de La Galera y en los macizos de Godall-Montsià (SZ1, SZ2 y SZ3) la escorrentía ha sido tomada como despreciable en el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro debido a los resultados obtenidos en el balance de agua en el suelo.

En todas las sub-zonas, el balance de agua en el suelo proporciona resultados de recarga media anual superiores a los que se derivan del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro. La diferencia entre las recargas medias anuales para las sub-zonas SZ1 y SZ2 por ambos métodos es de $40 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, la cual está dentro del error de cálculo asumible para la recarga media anual. Para la sub-zona SZ3 el resultado de la recarga media anual difiere considerablemente entre los dos métodos. Es debido a que los resultados de recarga para esta sub-zona no son representativos puesto que en ninguno de los dos balances el macizo de Godall-Montsià ha sido considerado como una fuente significativa de recarga. Para el balance de la deposición atmosférica en la sub-zona SZ3, la concentración de los cloruros de la recarga utilizados pueden ser superiores a los representativos, con lo que la recarga se infravalora, y para el balance de agua en el suelo, los hidrogramas de niveles piezométricos con los que se ha calibrado el balance reproducen las oscilaciones producidas como respuesta a los eventos de lluvia que generan recarga en los Ports y no los producidos en el macizo Godall-Montsià.

En las sub-zonas SZ4 y SZ5 las diferencias entre las recargas obtenidas por ambos métodos varían entre 145 y $175 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, las que son asumibles y están dentro del error esperable. No obstante esta diferencia es mayor que para las sub-zonas SZ1 y SZ2, lo cual puede ser debido a que la estación meteorológica

disponible representativa de la zona entró en funcionamiento en enero de 2007; para los cálculos se ha tenido que prolongar la serie de datos a partir de los de la estación de Mas de Barberans dada su óptima ubicación en el centro de la cuenca, realizado una corrección por altitud. Esto aumenta la posibilidad de sesgo en los datos.

Con los resultados de recarga media anual y las series diarias de precipitación se ha estudiado la relación entre pluviometría-recarga media anual. El umbral medio de pluviometría necesario para que exista recarga es de 240-300 mm·a⁻¹ para la Plana de La Galera y es menor, entre 56-108 mm·a⁻¹, para los Ports de Beseit-Tortosa, por lo que la capacidad de recarga de Ports de Beseit-Tortosa en años secos es significativamente mayor que en la Plana de La Galera, además de ser mayor la precipitación que recibe.

Tabla 3. Relación entre la pluviometría anual y la recarga producida.

Localización	sub-zona	Relación P vs R
Plana NE	SZ1	R=0,60(P-300)
Plana SE	SZ2	R=0,50(P-248)
Godall-Montsià	SZ3	R=0,57(P-242)
Ports N	SZ4	R=0,51(P-108)
Ports S	SZ5	R=0,52(P-56)

$R = \alpha (P - P_0)$, siendo P= Precipitación anual (mm·a⁻¹); R=Recarga anual (mm·a⁻¹); P₀= Precipitación umbral anual por debajo de la cual no se produce recarga.; α =pendiente de la recta de regresión.

La precipitación anual acumulada es en media 0,38 veces mayor que la recarga anual acumulada y la dispersión existente en la relación recarga-pluviometría es típica de climas semi-áridos: no todas las recargas son proporcionales a la lluvia que las ha generado.

La caracterización de las lluvias que generan recarga refleja que el 1% de las lluvias diarias de mayor magnitud produce el 70% de la recarga que se produce en la zona. De aquí la importancia de considerar periodos de tiempo diarios, ya que los eventos de lluvia producirán recarga o no en función de su magnitud y de las condiciones hídricas en las que se encuentre el suelo edáfico debido a los días previos a la lluvia.

Para estimar la incertidumbre asociada al valor de la recarga media anual para ambos métodos se ha calculado la varianza del error de la recarga media anual como la suma de las varianzas de los errores de los parámetros involucrados en la estimación de la recarga. En el caso del balance de agua en el suelo se han utilizado los parámetros a los cuales la recarga presenta sensibilidad. Es una manera sencilla y simplificada que proporciona una idea del error asociado al cálculo de la recarga.

Para todas las sub-zonas la desviación estándar es menor para el balance de agua en el suelo que para el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro. Para el balance de agua en el suelo vale $20\text{-}25\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ en la Plana de La Galera y $60\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ en los Ports de Beseit-Tortosa. Para el balance de la deposición de cloruro atmosférico vale $35\text{-}70\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ en la Plana de La Galera y $150\text{-}160\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ en los Ports de Beseit-Tortosa. Sin embargo, los parámetros utilizados para el balance de la deposición de cloruro atmosférico son más confiables puesto que son los que hacen referencia al cálculo de la recarga media multianual medidos in situ, mientras que para el balance de agua en el suelo dichos parámetros en parte dependen de estimaciones en cuanto a las características del medio.

Los coeficientes de variación son de $0,10\text{-}0,12$ para el balance de agua en el suelo y de $0,3\text{-}0,4$ para el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro. Con estos coeficientes de variación los valores obtenidos por el balance de agua en el suelo estarían dentro del rango esperable de recarga media anual producida, por lo que, aunque difieran estadísticamente los resultados de ambos métodos, se encuentran dentro del margen de error de cálculo. Por ello los resultados de recarga obtenidos con ambos métodos han de considerarse como razonables estimaciones y no como valores exactos para valoraciones futuras de reservas y recursos de cara a la gestión y planificación hídrica. Para poder estimar el margen de flexibilidad que hay que incorporar a las actuaciones de gestión es para lo que se aporta una evaluación de la incertidumbre.

Conclusiones

El modelo hidrogeológico conceptual del Baix Ebre es el de un sistema acuífero emplazado en un clima semi-árido con dos unidades relacionadas entre sí, en el

cual existe (1) recarga en los afloramientos de materiales mesozoicos en Ports de Tortosa-Beseit, más lluvioso, y en los macizos de Godall-Montsià y (2) una recarga local en toda la superficie de la Plana de La Galera sobre los materiales Plio-cuaternarios. Esta recarga local debe tener una marca diferenciada, como lo dejan ver algunos datos, pero que no aparece clara debido a la mezcla con el agua subterránea (1) transferida desde los Ports de Beseit-Tortosa a través de los materiales de piedemonte o directamente.

La escorrentía superficial media en la los Ports de Beseit-Tortosa vale $105 \pm 20 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Es un valor importante que afecta de forma significativa a los balances de agua y de deposición atmosférica de cloruro.

La media anual de deposición atmosférica total de ión cloruro con tres años de recogida de muestras de agua de lluvia, en los cuales se incluye un ciclo húmedo y uno seco, ha sido de $4 - 5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ en los Ports de Beseit-Tortosa y de $3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ en la Plana de La Galera, con coeficientes de variación del 0,4 y 0,2 respectivamente, encontrándose dentro de los límites de incertidumbre admisibles definidos por Alcalá y Custodio (2014).

El balance de agua en el suelo proporciona valores de recarga media anual en la Plana de La Galera entre 215 y $240 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, con una desviación estándar entre 20 y $25 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, según la subzona, y de $500 \pm 60 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ en los Ports de Beseit-Tortosa. El balance de la deposición atmosférica de ión cloruro en la Plana de La Galera proporciona valores de la recarga media de $130 - 175 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ con una desviación estándar de $35 - 70 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ y en los Ports de Beseit-Tortosa de $315 - 365 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ con una desviación estándar de $150 - 160 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Los coeficientes de variación se sitúan en torno al 0,1 para el balance de agua en el suelo y al 0,35 con el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro.

Aunque con la aplicación del balance de agua en el suelo y del balance de la deposición atmosférica total de ión cloruro simultáneamente, es posible minorar las limitaciones de cada método aplicado de manera aislada, consiguiendo así una mayor fiabilidad de los resultados, se presentan diferencias en los resultados. Dichas diferencias dependen de cómo se tiene en cuenta la escorrentía superficial, de los valores representativos de la concentración en ión cloruro en la recarga y de la representatividad de las series de precipitación aplicadas donde existen dos medias pluviométricas anuales y una de ellas carece de series de datos meteorológicos lo suficientemente largas.

Dado que el 1% de las lluvias de gran magnitud generan más del 70% de la recarga anual producida en la zona de estudio, la estimación de la recarga en zonas de características similares al Baix Ebre debe realizarse evento a evento.

Para que exista recarga en la Plana de La Galera, el umbral medio de pluviometría anual necesario es de 240-300 mm y en los Ports de Beseit-Tortosa de 56-108 mm, por lo que la capacidad de recarga de Ports de Beseit-Tortosa en años secos es significativamente mayor que en la Plana de La Galera.

Las entradas al sistema mediante recarga por precipitación, recarga por escorrentía superficial y por retornos de riego, se estiman en unos $285 \text{ hm}^3\cdot\text{a}^{-1}$, considerando la recarga por precipitación en la Plana calculada con el balance de agua en el suelo y la recarga por precipitación en los Ports con el balance de la deposición atmosférica total de ión cloruro. Las salidas son las correspondientes a los bombeos y a las descargas subterráneas tanto al margen derecho del río Ebro como al Mar Mediterráneo en la franja litoral de la Plana de Alcanar, considerando que no existe transferencia hacia la Plana de Vinaròs, y han sido estimadas entre $120\text{-}320 \text{ hm}^3\cdot\text{a}^{-1}$, que es un rango muy amplio debido a la incertidumbre en la cuantificación de las descargas.

Bibliografía

Alcalá, F.J. (2005). Recarga a los acuíferos españoles por medio de un balance hidrogeoquímico. *Tesis doctoral*. Univ. Politéc. de Cataluña. Barcelona: 719 pp.

Alcalá, F.J., Custodio, E. (2014). Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in a large varied territory. *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.9556.

Ansón, I. y Yañez, J. (2010). Estudio hidrológico de La Plana de la Galera. *44 edición Curso Internacional de Hidrología Subterránea*. FCIHS y Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.

Badiella, P. (2009). Estudi d'actualització hidrogeològica del sector de La Carrova i Plana de la Galera per avaluació de recursos hidrològics subterranis pel subministrament a les poblacions litorals del Montsià. *Informe interno de la Agència Catalana de l'Aigua*. Barcelona

Custodio, E. (2010). Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance in the soil. *Contributions to Science* 6(1): 81–97.

Custodio, E. (2013). Simple solutions for steady-state diffuse recharge evaluation in homogeneous unconfined aquifers using atmospheric tracers. *Paper under final preparation to be submitted to Hydrogeology Journal*.

Eriksson, E. (1960). The yearly circulation of chloride and sulfur in nature: Meteorological, geochemical and pedological implications, 2, *Tellus*, 12: 63–109.

Eriksson, E. & Khunakasem, V. (1969). Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *Journal of Hydrology* 7(2): 178–197.

Pisani, B.; Samper, J.; Ribeiro, L.; Fakir, Y. & Stigter, T. (2010). El proyecto CLIMWAT: evaluación y gestión de los impactos del cambio climático en acuíferos costeros y ecosistemas asociados. Clima y balance hídrico en la Plana de la Galera (Cataluña, España). *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. X: 1–5.

Scanlon, B.R.; Healy, R.W. & Cook, P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology J.* 10(1): 18–39.

Tourís, R. (1986). Recursos hídrics de la vessant catalana de l'Ebre. *Servei Geològic de Catalunya*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Barcelona, 300 pp.

Balance hidrometeorológico en la antigua mina de Penouta (Viana do Bolo, Ourense)

Jesús Fernández Fernández¹

Palabras clave: precipitación, escorrentía superficial, infiltración, evapotranspiración

Resumen

La antigua mina de Penouta se encuentra en la población del mismo nombre, que pertenece al municipio de Viana do Bolo, en la provincia de Ourense. Esta mina a cielo abierto ocupa una superficie de 1,5 km² aproximadamente y se encuentra a una altitud de 1.200 metros. La mina estuvo en fase operativa hasta 1983 cuando cerró debido a problemas de productividad. De ella se extraía estaño principalmente.

Desde 2011, la empresa Pacific Strategic Minerals Spain está en fase de investigación minera y, entre sus estudios, está el estudio hidrogeológico de las aguas superficiales y subterráneas que discurren por la mina y su entorno. En el estudio hidrogeológico realizado, se incluye el balance hidrometeorológico, cuyo objetivo es conocer la relación entre la precipitación, el agua de escorrentía superficial, la infiltración y la evapotranspiración en la antigua corta y su entorno.

Para ello, se han seleccionado dos subcuencas de estudio. Por un lado, está la antigua corta (subcuenca 1: 0,350 km²). Y, por otro lado, la subcuenca 2, que está situada lateralmente a la antigua corta (0,875 km²).

En cada una de las subcuencas existe un piezómetro de control, donde se monitorizan los niveles freáticos de forma diaria desde septiembre de 2013 y también existe, al final de cada subcuenca, un canal de drenaje donde también se realiza monitoreo del caudal de salida de forma diaria. Por lo tanto, con los datos de campo de caudal de drenaje de cada subcuenca, las lecturas de nivel freático de cada piezómetro y con los datos de pluviosidad que se tienen de un

¹ Pacific Strategic Minerals Spain

pluviómetro instalado en el pueblo de Penouta, se ha realizado un cálculo del balance hídrico en la zona para un tiempo determinado, obteniendo el valor de evapotranspiración real (ETR).

Los resultados obtenidos demuestran que en la subcuenca 1, la principal variable es la escorrentía superficial, seguido de la infiltración y finalmente de la ETR. Esta subcuenca 1 corresponde a la antigua corta, donde presenta poca o nula cobertera vegetal, con roca aflorante en superficie y pendientes altas en las paredes de la corta.

Para verificar estos resultados, se ha utilizado la hoja de cálculo EASY_BAL 4.0 con la que, para obtener esos mismos resultados, se deben de introducir unas características propias de suelos desnudos. En cambio, en la subcuenca 2, la variable ETR es la que tiene más peso, seguida de la escorrentía superficial y finalmente de la infiltración. Esta subcuenca se caracteriza por presentar mayor cobertera vegetal, pendientes más suaves y no existen apenas afloramientos de roca, sino que es zona de praderías principalmente.

Igualmente se han verificado estos valores con la hoja de cálculo de EASY_BAL 4.0 y, para obtener estos mismos valores, se deben de introducir valores de suelo mayores que en el caso de la subcuenca 1, en cuanto a su valor de laminación y espesor radicular de la vegetación, por lo que también se aproxima a lo que se observa en la realidad.

En conclusión, es posible realizar estimaciones cualitativas de balance hídrico en antiguas zonas mineras, conociendo bien los límites de las antiguas cortas y las pendientes, ya que son las dos principales variables que van a influir notablemente a la hora de determinar el balance y, con ello, el diseño de futuros canales perimetrales de recogida de aguas superficiales.

Efectos de malla sobre modelos bi-fásicos

Sheila Fernández López¹, Jesús Carrera Ramírez², Luit Slooten², Víctor Bezos Pina²

Resumen

La importancia de la realización de una malla de calidad para una adecuada caracterización del proceso estudiado, así como la resolución del problema con el método más apropiado, ha propiciado la realización del presente trabajo. A lo largo de este estudio, se realiza el análisis del efecto de malla en problemas de inyección de CO₂ en acuíferos salinos profundos mediante el uso del código PROOST (PROcess Oriented Optimization and Simulation Tool), dichos problemas serán tratados como modelos de dos fases, agua más CO₂.

Los medios analizados son de tipo anisótropo puesto que la diferencia de respuestas esperadas es mayor que en el caso de análisis de modelos isótropos. El análisis se realiza utilizando diferentes tipos de elementos de malla y métodos de integración numérica. Las mallas estudiadas son mallas regulares de elementos rectangulares y mallas tanto regulares como irregulares de elementos triangulares.

Los métodos de integración empleados son el de Galerkin y el de integración por puntos de Gauss. El objetivo, es cuantificar las diferencias entre las diversas combinaciones calculadas para así conocer si la malla que se emplee es fiable o por el contrario, el sistema será inestable dependiendo de la malla y el método empleado.

¹ Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), GHS, Departamento de Ingeniería Geotécnica y Geociencias

² IDAEA, CSIC (Institute of Environmental Assessment and Water Research)

Inyección de agua de escorrentía superficial en las minas de bauxita de Porto Trombetas (Pará, Brasil)

Rafael Fernandez Rubio¹, Vinícius Vieira Ribeiro², David Lorca Fernández³, João Eleutério da Conceição Oliveira⁴ y Jorge Novo⁵.

Palabras clave: minería bauxita, deslizamientos, inyección profunda

Resumen

Mineração Rio Norte (MRN) explota un conjunto de grandes yacimientos de bauxita, en minería de transferencia a cielo abierto, en plena selva amazónica. Uno de los retos más importantes es el control de la escorrentía superficial, para minimizar el arrastre de material sólido en suspensión, y evitar los deslizamientos de laderas en los bordes de la explotación. Estos objetivos se han conseguido, tras la implantación de micro-embalses de recarga construidos en las áreas de explotación. Una parte importante del agua así almacenada se infiltra en el acuífero profundo, reduciéndose la cantidad de agua que llega a los bordes de las zonas mineras. Otra ventaja, obtenida con esta metodología, es la sedimentación de sólidos en suspensión y coloides, aportados por las aguas procedentes de zonas explotadas, evitando su descarga en el Amazonas.

¹FRASA Ingenieros Consultores. Luna 45, 28120 Ciudad Santo Domingo (Madrid, España), rfrubio@gmail.com

²Mineração Rio Norte. Porto Trombetas (Oriximiná, Pará, Brasil), vinicius.ribeiro@mrn.com.br

³FRASA Ingenieros Consultores. Luna 45, 28120 Ciudad Santo Domingo (Madrid, España), d.lorcafer@gmail.com

⁴Mineração Rio Norte. Porto Trombetas (Oriximiná, Pará, Brasil), joao.eleuterio@mrn.com.br

⁵Geólogo – Hidrogeólogo Consultor, jorgenovonegrillo@gmail.com

Contexto geológico

Los yacimientos de bauxita de Porto Trombetas (Estado de Pará, Brasil) aparecen como cuerpos estratiformes sub horizontales, de gran extensión regional, situados al techo de la formación Alter-do-Chão (Cretácico Superior), constituida por sedimentos de ambiente continental (fluvial y lacustre). Estos sedimentos limosos están dispuestos en capas planas paralelas, con interestratificaciones de limos y arcillas.

Esta gruesa serie sedimentaria recubre a las rocas del Paleozoico de la cuenca amazónica (Figura tomada de Mendes *et al.*, 2012).

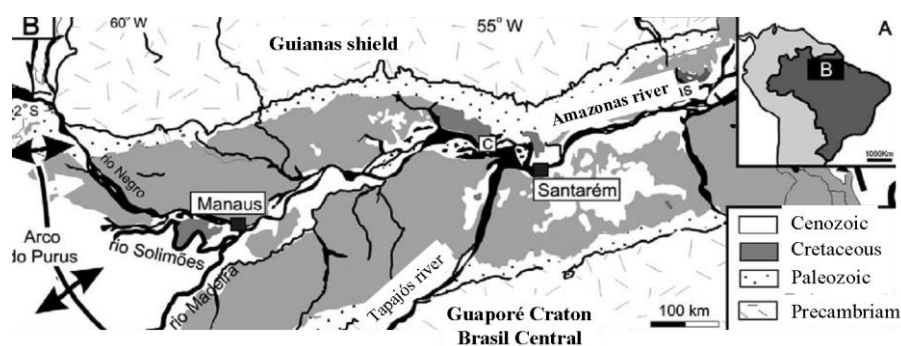


Figura 1. Afloramiento de la formación Alter-do-Chão a lo largo del río Amazonas.

En detalle, estas limolitas aparecen interestratificadas con areniscas, y cubiertas por una secuencia de más de 100 metros de espesor de sedimentos fluvio-lacustres, caracterizados por la existencia de lodolitas, limolitas, areniscas, arcillas arenosas y arenas arcillosas (Cunha *et al.*, 1993).

La mineralización de bauxita corresponde a depósitos originados por procesos de meteorización, en los que el clima tropical, con elevada tasa de precipitación, humedad y drenaje, fue el factor clave en la hidrólisis y modificación de los sedimentos primarios, integrados por silicatos de hierro y aluminio, situados en la parte superior del cuerpo sedimentario.

La intensa erosión ascendente ha dado lugar a una morfología característica, de mesetas y arroyos, que guarda cierta semejanza con nuestros páramos castellanos, destacando en el relieve, y mostrando una etapa geomorfológica inmadura no-estabilizada (Figura 1).

En estas mesetas los yacimientos de bauxita aparecen como la parte superior de la formación Alter-do-Chão, no erosionada y surcada en sus bordes por una densa red de drenaje superficial con patrón dendrítico (Figura 2).

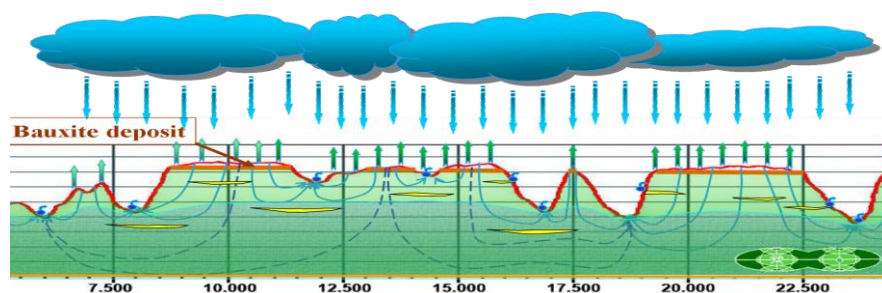


Figura 2. Morfología general de los depósitos de bauxita y modelo hidrogeológico de flujos en Porto Trombetas.

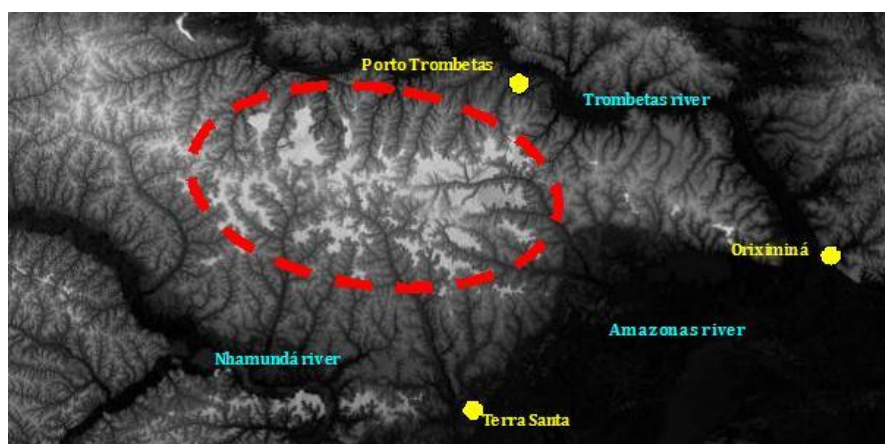


Figura 3. Modelado tabular de la formación bauxítica de Porto Trombetas y drenaje dendrítico (sobre imagen satelital).

Es así que la bauxita aparece restringida a las mesetas sub horizontales residuales, en superficie o bajo la capa superficial de suelo y arcilla. La mayor dureza de la bauxita conforma el borde de la meseta, como un escarpe morfológico (Figura 3). En las laderas de las mesetas, afloran los materiales sedimentarios subyacentes, con amplio desarrollo, como consecuencia de la

profundidad alcanzada por la erosión de la red de drenaje. Las laderas muestran pendientes promedio de menos del 20%, aunque localmente pueden ser mucho mayores.

Contexto hidroclimático

De diciembre a mayo se presenta un período especialmente lluvioso, con un promedio de 1.654 mm, que aporta una muy importante escorrentía a las cuencas de drenaje. Esto implica una potencialidad importante de erosión del suelo en áreas deforestadas, o donde la cubierta vegetal restaurada es aún insuficiente para su protección, originando considerables aportes de sólidos en suspensión a la escorrentía. Entre junio y noviembre, se observa un promedio de precipitaciones de 532 mm, que no es desdeñable frente a la erosión.

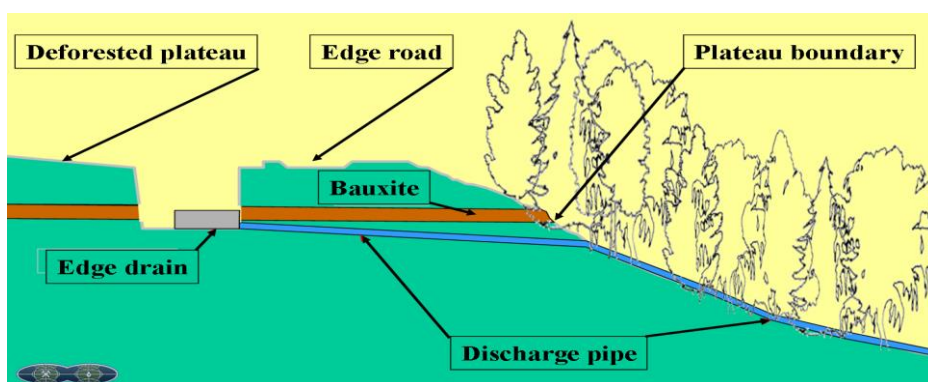


Figura 4. Morfología del borde de la meseta con sistema de drenaje empleado.

La precipitación media anual es de 2.189 mm, con máximos anuales por encima de los 3.000 milímetros; la precipitación mensual máxima se registró en marzo de 2005, con 637 mm. Estas tasas de precipitación presentan gran variabilidad espacial, motivada por las frecuentes tormentas convectivas locales. Esto nos ha llevado a instalar 24 pluviómetros, 3 tanques de evaporación clase 3A, y docenas de evaporímetros tipo Piché.

Contexto hidrogeológico

De acuerdo con el modelo hidrogeológico conceptual que hemos desarrollado, con el soporte de un gran número de piezómetros someros y profundos, diferenciamos tres sistemas hidrogeológicos: acuíferos poco profundos aislados, acuíferos colgados locales y acuífero profundo regional (Figura 5).

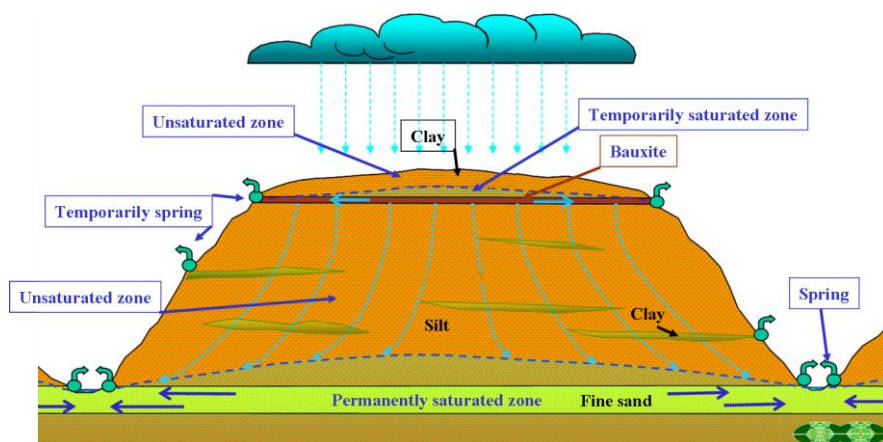


Figura 5. Modelo hidrogeológico regional.

La secuencia de horizontes lateríticos y bauxíticos, en la parte superior de las mesetas, reduce la permeabilidad vertical pero, en todo caso, es la suficiente para que, en condiciones naturales, la partida de precipitación no evaporada se infiltre, con componente sub-vertical, hasta encontrar intercalaciones sub horizontales de mayor permeabilidad por las que fluye parte de esa agua, dando lugar a pequeños manantiales temporales, esparcidos alrededor de los bordes de la mesa, mientras que otra parte globalmente importante continúa su fluir vertical, a través del acuitardo, para alimentar al acuífero profundo regional, que alimenta a la red hidrológica superficial.

Operación minera

La secuencia de explotación minera, en la superficie de las mesetas, consiste en talar la densa floresta, sustentada por una capa muy delgada de suelo

(generalmente inferior a 0,50 – 1,0 metros), dejando una franja del borde de la meseta sin talar, para protección, con una anchura mínima de 10 a 30 metros (abandonado en ella a la bauxita subyacente).

Luego, se retira el suelo por franjas de 30 m de ancho (para ser utilizado en la reforestación), y a continuación la capa subyacente de limo y arcilla, que se deposita en la franja de 30 m adyacente ya excavada (minería de transferencia). Finalmente, se extrae la bauxita, con ayuda de ripado, hasta alcanzar al substrato acuicludo subyacente limoso, que integra a los acuíferos colgados locales.

A continuación se realiza la restauración morfológica superficial, creando un relieve naturalizado, que incluye canales de drenaje hacia la periferia, en cuyo final se instalan colectores de agua ("*caixas de gabião*"), con sus correspondientes tuberías, que conducen el agua hasta el fondo de los arroyos ("*igarapés*"), según se refleja en la Figura.

Incidentes hidrológicos y ambientales

En el contexto de la operación minera, se han venido registrado dos tipos de incidentes en los bordes de las mesas:

1) Erosión de laderas causando acarreamiento como consecuencia de importantes aportes de agua, concentrada en los bordes de la explotación (flujos de barro o "*mud flow*").

2) Deslizamientos del borde de la mesa y de los materiales de ladera (árboles y suelos).

Para evitar tales incidentes, y aprovechar el máximo razonable de recursos mineros, hemos diseñado y puesto a punto una metodología original, con la que se han evitado los incidentes desde su implantación, hace cuatro años.

Su aplicación requiere estudios muy detallados, en avance, de las laderas de las mesas, teniendo en consideración numerosos parámetros geotécnicos, morfológicos, hidrológicos y estructurales, así como las condiciones de borde, ya sea natural o artificial, que puedan afectar a la estabilidad. Para ello hemos desarrollado una metodología analítica, que concluye con la valoración de la estabilidad, y sus factores de seguridad, para determinar la anchura del borde mínimo de protección, que puede variar entre 5 y 30 m (a los que se agregan los 5 m de la vía de servicio).

Entre las tecnologías aplicadas para reducir los riesgos de erosión y deslizamientos de tierra, presentamos en este trabajo sólo los dirigidos a incrementar la infiltración del agua de lluvia, en el acuífero profundo a través de su recarga artificial, con lo que se evita que la mayor parte del agua llegue a los drenes del borde de la meseta.

Intercepción de la escorrentía. Micro embalses

Las actuaciones implementadas tienen como objetivo fundamental la reducción de los aportes de agua a los drenes de borde, mediante la construcción de un conjunto de estructuras para la retención de agua, que incluyen micro embalses, balsas y pequeñas represas, principalmente a lo largo de canales colectores de escorrentía, equidistantes 300 m, en las áreas explotadas, acompañada esta actuación con una adecuada remodelación morfológica dentro de la meseta explotada.

La eficacia de este conjunto de estructuras preventivas, para retener el flujo de agua en las mesetas, está comprobada en todos los casos, con lo que ya se integra sistemáticamente en los trabajos de explotación.

Se ha demostrado la eficacia del sistema por la muy perceptiblemente reducción de los aportes de escorrentía a los drenes de borde, a partir de la infiltración de las aguas superficiales en el sistema acuífero profundo regional, y del aumento de la tasa de evaporación (al tiempo que el sistema permite lograr una drástica reducción en el aporte de sólidos en suspensión y coloides a los arroyos).

Es así que MRN, desde la propuesta inicial, viene construyendo sistemáticamente estas estructuras, en las mesetas en operación, acompañando a la remodelación morfológica y aprovechando el necesario movimiento de tierras, consiguiendo que no se hayan vuelto a producir incidentes hidrológicos o ambientales.

Para la construcción de estas estructuras de interceptación, sedimentación e infiltración de aguas superficiales, se utilizan los canales de drenaje paralelos a los frentes de trabajo, ubicando sobre ellos diques transversales, que actúan como micro represas (Figura 6).



Figura 6. Micro embalse de recarga construido en canal de drenaje.

Mediante estas infraestructuras se dispone de múltiples retenciones parciales, de la escorrentía de agua de lluvia, correspondientes a las microcuencas hidrográficas locales, con todas las ventajas evidenciadas que esto supone. Incluso frente a eventos de lluvias intensas, la retención de flujos se escalona en la superficie explotada (reforestada o en proceso de recuperación), reduciendo de forma muy sensible las escorrentías que acceden a los drenes periféricos (Figura 7).

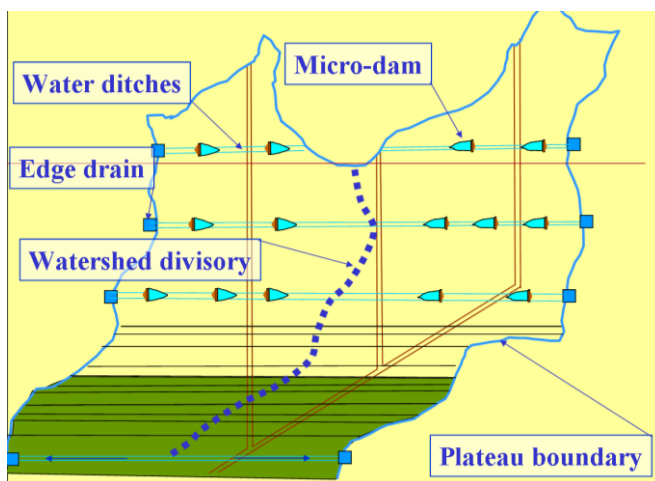


Figura 7. Esquema de localización de micro embalses sobre canales de drenaje.

Al mismo tiempo, la implementación de micro embalses favorece la sedimentación de los elementos en suspensión y arrastres (sólidos, coloides y materia vegetal), acumulando suelos muy favorables para el desarrollo vegetativo del banco de semillas que incorporan.

La altura de la cresta de cada uno de estos diques se diseña de forma que, en caso de que se llene, el agua se descarga al siguiente, a través de un pequeño aliviadero lateral, para finalmente llegar el drenaje residual a los drenes, pero con las puntas de flujo muy amortiguadas, y un volumen muy inferior.

Complementariamente se construyen otros sistemas intermedios de retención de agua y sólidos en suspensión, en la superficie de las subcuencas contribuyentes, que incluso con baja capacidad resultan muy eficientes. Se trata de balsas y pequeñas represas, que favorecen la retención de la lluvia.

Controles

En cada uno de los drenes se instala un pluviómetro, que permite registrar diariamente la lluvia recogida, al tiempo que se mide la altura que alcanza la escorrentía residual que llega a las cajas de gaviones-drenes.

Estos controles evidencian que la cantidad de agua recibida en los drenes ha disminuido de forma muy significativa, lo que supone un incremento notable de la seguridad frente a la erosión y los deslizamientos de tierra, al tiempo que se reduce de manera muy notable el aporte de sólidos en suspensión a la red de drenaje y, a través de la infiltración, se restituye el balance hidrológico natural del sistema (Figura 8).

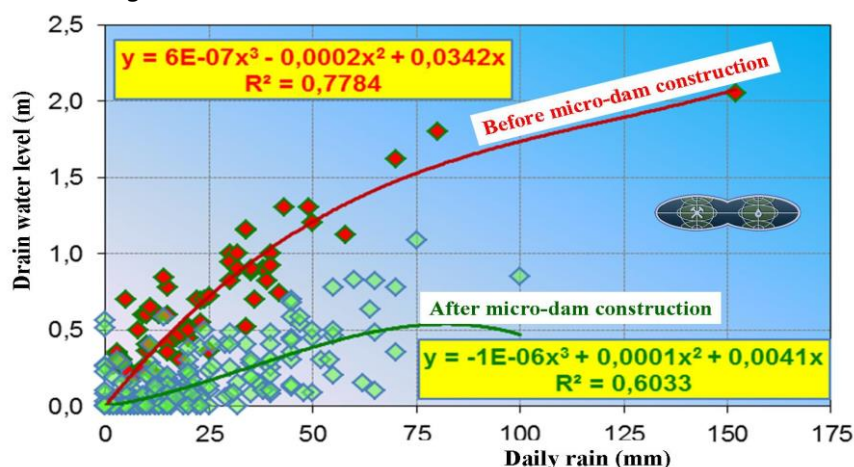


Figura 8. Altura del agua junto al dren antes y después de la construcción de los micro embalses.

Además, se han equipado piezómetros en micro-embalses, para el control y estudio de la filtración vertical del agua almacenada, hacia el acuífero profundo (Figura 9).

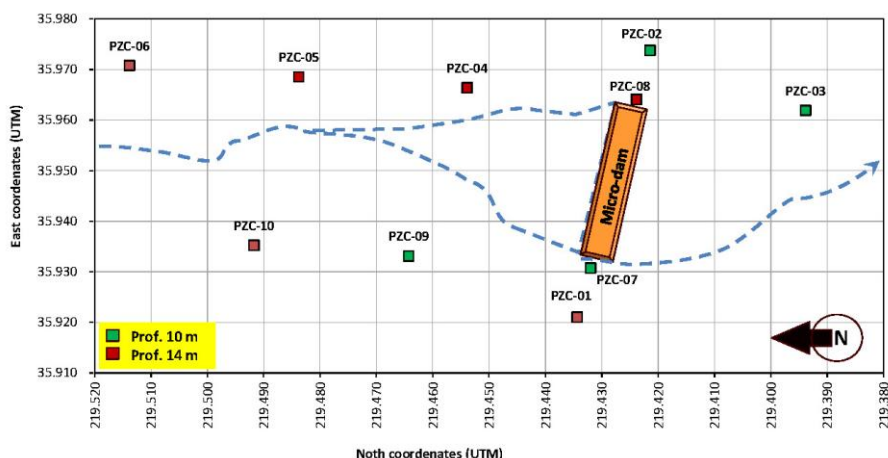


Figura 9, Piezómetros instalados en el entorno de un macroembalse, para controlar la infiltración del agua de escorrentía en él retenida.

Cubierta vegetal

Otro aspecto muy importante, que ha sido desarrollado por MRN, es el relativo a la recuperación de la cubierta vegetal tras la explotación minera. Para ello, junto a la plantación de centenares de miles de árboles nativos, recomendamos la implantación de filtros verdes (vegetación rastrera y tapizante), en el entorno inmediato de los drenes, actuación a la que se ha incorporado, en los dos últimos años, la técnica de "nucleación", consistente en colocar alternados apiles de ramas de troceadas de árboles, junto a pilas de tierra vegetal, con lo que se ha conseguido la formación de núcleos de vegetación, con rápida forestación de su entorno.

Conclusiones

Tras cuatro años de aplicación de las metodologías descritas, se constata una reducción muy notoria de la escorrentía superficial, la infiltración de agua en el acuífero profundo regional, y la no repetición de accidentes hidrológicos y ambientales, a lo largo de los muchos kilómetros que acumulan la periferia de las mesetas en operación o en rehabilitación.

Bibliografía

Cunha, F.M.B., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C. y Feijó, F.J. (1994). Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrobras*. 8: 47-55.

Mendes, A.C., Truckenbrod, W. y Rodrigues Nogueira, A.C. (2012). Análise faciológica da Formação Alter-do-Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 42(1): 39-57.

Cartografía del riesgo de contaminación de las aguas subterráneas por nitratos

Gerson Flôres Nascimento¹, Marcos Nóbrega II², Francisco de Assis Matos de Abreu³ y Daiane Flora Hammes⁴

Palabras clave: aguas subterráneas, nitrato, krigeado, Porto Velho

Resumen

En este trabajo se desarrolló un mapa del riesgo de contaminación de Porto Velho - Rondônia - región amazónica - las aguas subterráneas de Brasil por nitrato, en 2012. En la elaboración del mapa se utilizaron los siguientes métodos: krigeado ordinario y el krigeado indicador. La investigación llegó a la conclusión de que existe un riesgo inminente de contaminación del acuífero Porto Velho, en particular en la parte norte de la ciudad, donde la mayoría de las familias con bajos ingresos están concentradas y la red de saneamiento es ineficiente, lo que sólo demuestra la falta de atención propuesta en la gestión pública en el área de los recursos hídricos.

Introducción

La combinación del crecimiento poblacional y el tipo de ocupación y uso del suelo urbano, junto con la necesidad de concretar las crecientes demandas sociales, son los factores que contribuyeron para que Porto Velho con un

¹ Universidad Federal de Rondônia (UNIR), Avenida Tancredo Neves 3450, Setor Institucional, Código 76 872 – 862, Ariquemes, Rondônia, Brasil. geresonfn@unir.br

² Compañía de Investigación de Recursos Minerales (CPRM), Avenida Lauro Sodré 2561, São Sebastião, Código 78 904 - 300, Porto Velho, Rondônia, Brasil. marcos.nobrega@cprm.gov.br

³ Universidad Federal del Pará (UFPA), Ciudad Universitaria José da Silveira, Apartado de correos 1611, Código 66 075 - 900, Belém, Pará, Brasil. famatos@ufpa.br

⁴ Compañía de Investigación de Recursos Minerales (CPRM), Avenida Lauro Sodré 2561, São Sebastião, Código 78 904 - 300, Porto Velho, Rondônia, Brasil. daiane.hammes@cprm.gov.br

estimado de 500.000 habitantes, se pusiera en una lista de ciudades con una baja oferta de agua potable.

En tal contexto, la generación y la aplicación de los conocimientos científicos y tecnológicos sobre la calidad del agua se han convertido en esenciales para los gerentes en sectores públicos y privados, a la hora de tomar decisiones que estén implicadas directa o indirectamente con los recursos hídricos. Por tanto, con el fin de brindar aportes positivos, sobre todo en la gestión de los recursos hídricos, en este trabajo se desarrolló un mapa del riesgo de contaminación de Porto Velho - Rondonia - región amazónica - las aguas subterráneas de Brasil por nitrato (NO_3^-), en 2012.

El nitrato se produce de forma natural en el agua subterránea, pero el aumento de su concentración es el resultado de actividades antropogénicas, particularmente por el uso en el sistema de saneamiento in situ. Además, el nitrato es muy soluble en agua y puede viajar fácilmente a través del acuífero, contaminándolo desde una larga distancia, a partir de la fuente de contaminación, debido a su persistencia y habilidad para moverse con facilidad (Freeze y Cherry, 1979).

Material y métodos

Se recogieron 142 muestras de agua de pozo durante el ciclo de inundación o en el pico de la precipitación de 2012. El análisis de laboratorio se realizó de acuerdo a la APHA (1990). Después de la descripción estadística y el análisis del patrón, el mapa fue elaborado utilizando krigeado ordinario y el indicador krigeado (Landim, 2003). Los valores de corte adoptados para el krigeado indicador fueron los valores de los datos promedio 4,71 mg/L e; 10 mg/L, teniendo en cuenta que el nitrato en el agua para consumo humano debe mantenerse por debajo de 10 mg/L (Brasil, 2011). La transformación de los números indicadores se estableció por la siguiente ecuación

$$I(x, Z_c) = \begin{cases} 0, & \text{if } Z_x > Z_c \\ 1, & \text{if } Z_x \leq Z_c \end{cases} \quad (1)$$

donde Z_x es el valor observado y Z_c es el valor de corte.

Resultados

Los pozos muestreados se encuentran en el área urbana de Porto Velho (Figura 1). Los niveles de nitrato presentan la siguiente distribución de valores: 0,00 hasta 50,34 mg/L (Figura 1), pero con un isovalores predominantes por debajo de 10 mg/L en 106 pozos. En este caso, el valor medio (4,71 mg/L) también se utiliza como un nivel de corte.

Con un valor de corte de 10 mg/L se encontró un efecto pepita. Para el valor de corte de 4,71 mg/L que ajustado el nivel gaussino con los siguientes parámetros: Efecto de pepita=0,118, meseta=0,134 y el alcance=470. De acuerdo con el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas por nitratos mapa de probabilidad (Figura 2), con una nivel de corte de 4,71 mg / L, se observó la pluma de contaminación en la zona norte de la ciudad, identificado por el riesgo de la clase de probabilidad con una variación de 0,05 a 0,5.

Discusión

Plan de muestreo

Para el muestreo por agua, se consideró la profundidad del perímetro urbano de Porto Velho, ya que un muestreo estratificado por barrio, no solo presenta una mejora de la precisión de resultados, sino que también tiene un impacto directo en el aumento de los costos de la investigación.

Acciones antropogénicas

La cuenca del Igarapé Grande se encuentra en la parte sur de Porto Velho del perímetro urbano e incluye 12 barrios que surgieron debido a la expansión urbana, tanto en una zona de laderas y el borde de los canales. En esta cuenca, el 60% de los residentes de la zona de riesgo consumen agua de pozo, el 50% de las aguas residuales generadas y el 8% de la basura producida se disponen directamente en los canales, ríos y arroyos (Imprensa de Popular, 2014). Estos registros reflejan la cantidad de acciones antropogénicas que contribuyen a la producción de nitrato en las aguas subterráneas del Porto Velho. La figura 3 muestra una reunión de los residentes en las laderas de Tucumanzal, en la cuenca del Igarapé Grande se encuentra en Porto Velho y la figura 4 muestra

una reunión de residentes a orillas del Igarapé, Santa Bárbara, en Mocambo, que es una parte de Icarapé Grande (Gazeta de Rondônia).

Acciones de la naturaleza

Los picos de precipitaciones en Porto Velho se producen entre octubre y abril. Este muestreo se realizó una investigación durante este tiempo, teniendo en cuenta la oferta de servicios sanitarios de bajo y la utilización de agua de pozo ineficiente, junto con la influencia lluvias, los niveles de nitrato son fácilmente diseminadas y elevado.

Conclusiones

En este trabajo, se concluye que las aguas subterráneas, en los sitios estudiados, están parcialmente contaminada por nitratos, especialmente en la parte norte de la ciudad, donde hay una fuerte concentración de familias con ingresos bajos y un sistema de saneamiento ineficiente, lo que caracteriza a una brecha en la gestión pública de los recursos hídricos. En este caso, la acción antropogénica fue la principal fuente de contaminación debido a la inexistencia de un sistema de saneamiento in situ y la difusión de los tanques y fosas sépticas.

Acerca de la gestión de los recursos hídricos de Porto Velho, la implementación de un aparato tecnológico y la expansión del sistema de saneamiento público no es suficiente, es necesario planificar y ejecutar acciones que son capaces de mejorar el uso de la infraestructura pública.

Tabla 1. Descripción estadística de muestras de nitrato

Estadística	Valores
Número de valores	142
Promedio	7,13
Desviación estándar	7,22
Coefficiente de variación	1,01
Máximo	50,34
Tercer cuartil	10,31
Mediana	4,71
Primer cuartil	1,85
Mínimo	0,00

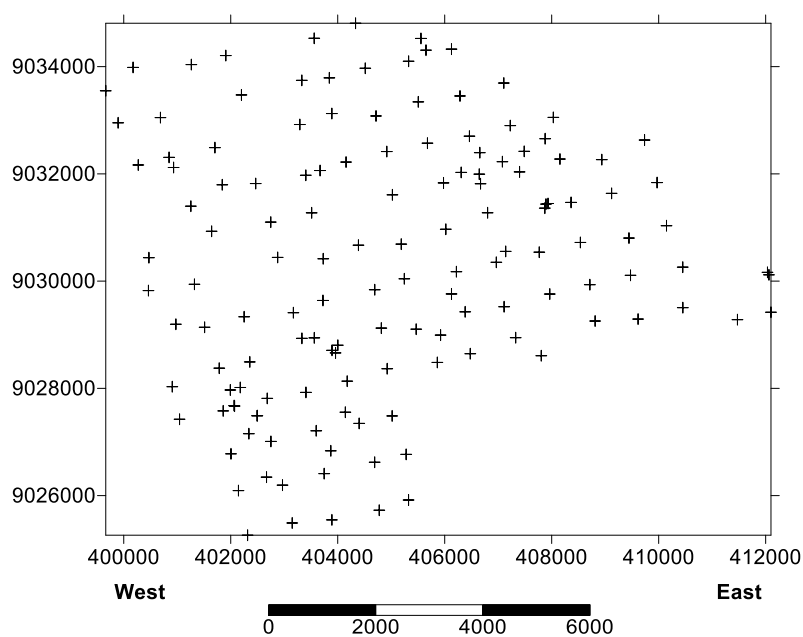


Figura 1. Lugar de trabajo

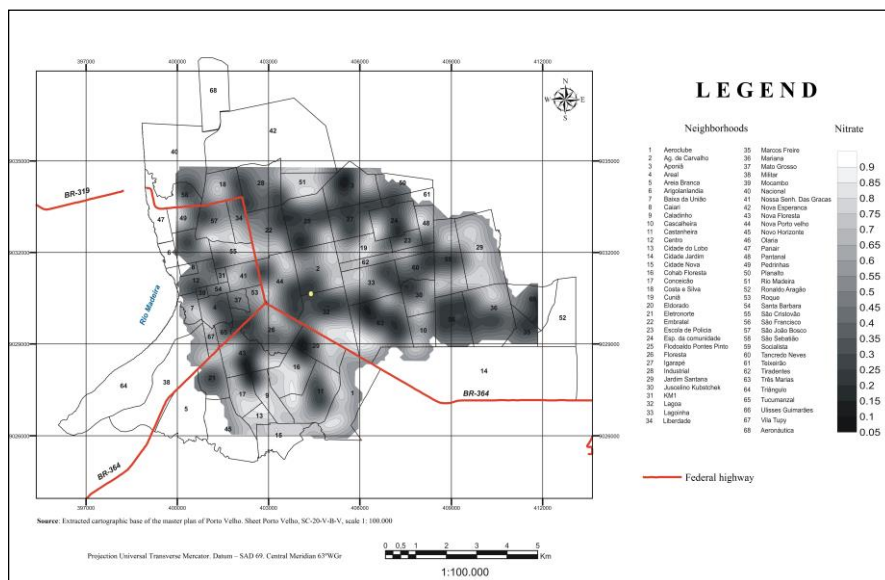


Figura 2. Mapa de probabilidade de risco de contaminação com nitrato.



Figura 3. Casas em zona de Mocambo em Porto Velho.



Figura 4. Casas en zona de Mocambo en Porto Velho

Bibliografía

APHA – American Public Health Association. (1990), *Standard methods for the examination of water and wastewater*. Washington, D.C.

Brasil. (2011), Portaria MS Nº 2.914/2011. Brasília: Ministério da Saúde. Secretaria de Vigilância em Saúde. Coordenação-Geral de Vigilância em Saúde Ambiental.

Freeze, R. A. and Cherry, J. A. (1979). *Groundwater contamination*. New Jersey: Prentice Hall.

Gazeta de Rondônia (2014) Bairro Mocambo. Disponível em: < <http://www.agazetaderondonia.net/noticias.asp?view=resumao-confirma,retrospectiva,das,denuncias,que,repercutiram,no,giro,nos,bairros&cd=5410> >. Acesso em: 22 maio 2014.

Imprensa Popular. (2014). Bairro Tucumanzal. Disponível em: < <http://www.imprensapopular.com/see.asp?codnews=4294&categoria=cidades&chamada=Moradores+do+Tucumanzal+est%C3%A3o+aflitos+com+amea%C3%A7a+de+perderem+suas+casas> >. Acesso em: 22 maio 2014.

Landim, P. M. B. (2003), *Análise estatística de dados geológicos*. São Paulo: Unesp.

Caracterización hidrogeológica y modelización hidrodinámica del emplazamiento monitorizado de Òdena (Barcelona)

Albert Folch Sancho¹, Gemma Pijuán¹, Diana Rodríguez Fernández², Mònica Rosell², Cristina Domènech², Daniel Fernández-García¹, Albert Soler²

Palabras clave: medio fracturado, DNAPLs, doble permeabilidad

Resumen

El emplazamiento de Òdena (Barcelona) fue desarrollado conjuntamente por l'Agència Catalana de Residus (ARC), l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA) y el grupo de Mineralogia Aplicada i Medi Ambient (MAiMA) de la Universitat de Barcelona (UB).

Este emplazamiento tiene como objetivo la investigación in situ de nuevas técnicas de remediación de la contaminación por DNAPLs. Se trata de un acuífero contaminado principalmente por cloroetenos, clorometanos, cloroetanos y clorobencenos, con trazas de BTEXs y pesticidas emplazado en un medio fracturado no confinado constituido por una serie sedimentaria Eocena de calizas, margas y algunas intercalaciones de areniscas y microconglomerados cementados que configuran una formación geológica de doble permeabilidad con conductividad hidráulica a través de fracturas y fisuras y en menor orden a través de la porosidad interconectada de la matriz.

El origen de la contaminación se encontró en las infiltraciones de un tanque de almacenaje de residuos subterráneo y una balsa localizada fuera de una antigua fábrica de productos fitosanitarios y textil (1978-1985). En julio de 2006 se realizaron las primeras tareas de remediación mediante la extracción de las fuentes de contaminación y de 2000 t de suelo contaminado de sus

¹ Grup d'Hidrogeologia UPC-CSIC, Departament d'Enginyeria del Terreny i Cartogràfica, Escola de Camins, Universitat Politècnica de Catalunya

² Grup de Mineralogia Aplicada i Medi Ambient, Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Fac. Geologia, Universitat de Barcelona

proximidades y en su lugar, se pusieron residuos de construcción formando dos zanjas de intercepción del agua de recarga en la zona no saturada para su descontaminación mediante hidrólisis alcalina (Torrentó *et al.*, 2014).

Asimismo, se construyeron 10 multipiezómetros en el acuífero propiamente que permiten disponer de 220 puntos de muestreo con los que seguir la evolución y atenuación natural de la pluma de contaminación en profundidad (Palau *et al.*, 2014). Sin embargo, la aplicación de futuras estrategias de remediación para ciertos compuestos organoclorados mediante ISCO (In Situ Chemical Oxidation) y bioremediación inducida utilizando CSIA (Compound Specific Isotope Analysis) para el seguimiento de su eficacia, hacía necesario una mejor caracterización hidrogeológica y una modelización del flujo y del transporte de los contaminantes en este emplazamiento lo cuál es el objetivo del presente trabajo.

La caracterización hidrogeológica se llevo a cabo en dos fases. En una primera fase se tomaron medidas puntuales de permeabilidad a través de ensayos de corta duración tipo slug tests en parte de los piezómetros de la zona. Los resultados de dichos ensayos permitieron analizar la variabilidad espacial de la permeabilidad.

En una fase siguiente, se realizó un ensayo de bombeo de larga duración en uno de los pozos de gran diámetro de la zona. Las observaciones de descensos medidos en el tiempo mediante divers con mucha frecuencia de muestreo e inducidos por el bombeo en piezómetros cercanos permitieron estimar la transmisividad efectiva del macizo y establecer la conectividad hidráulica entre varios puntos de la zona. Dicha información se utilizó para desarrollar un modelo de flujo.

Caracterización y modelización hidrogeológica para la planta piloto de bioremediación in situ de agua subterránea con nitratos. Proyecto Insirate

Jordi Font¹, Ester Vilanova¹, Carlota Viñas¹, Montse Calderer², Roser Grau³, Irene Jubany²

Palabras clave: nitratos, bioremediación, modelización, Sant Andreu de Llavaneres

Resumen

El proyecto Insirate (Life12 ENV/ES/000651) demuestra a escala de planta piloto la viabilidad de la tecnología de bioremediación in-situ para la eliminación de los nitratos del agua subterránea. La Directiva Marco del Agua puso de manifiesto que el principal problema de las aguas subterráneas en Cataluña y en Europa es la concentración por nitratos. Actualmente, en Cataluña existen numerosos pozos de abastecimiento municipal que están cerrados y no se utilizan debido a esta problemática y este proyecto pretende ofrecer una tecnología innovadora a estos numerosos municipios.

Otros objetivos de este proyecto son desarrollar una herramienta basada en la modelización matemática para el diseño de la planta piloto de bioremediación aplicable en diferentes tipologías de acuífero y que permita diseñar la estrategia de remediación más óptima para cada emplazamiento. Asimismo se analizan los aspectos sociales que pueden frenar la implementación de la tecnología, los aspectos económicos que pueden limitar su aplicación y los aspectos ambientales que pueden comprometer su implantación.

¹ Amphos 21 Consulting S.L.

² CTM Centre Tecnològic

³ Catalana de Perforacions S.A.

Este proyecto se está llevando a cabo en el acuífero aluvial de Sant Andreu de Llavaneras (Cataluña) donde la contaminación por nitratos llevó al abandono de 4 pozos de abastecimiento. La tarea hidrogeológica, cuyo objetivo final es el correcto diseño de la planta piloto, ha incluido la caracterización del medio para el desarrollo del modelo conceptual y numérico del acuífero.

Se han determinado los parámetros hidráulicos y de transporte que condicionan el flujo y el transporte de solutos en la zona de la planta piloto mediante pruebas de bombeo y ensayos de trazadores. Se han obtenido valores de transmisividad de entre 600 y 1.000 m²/d, una permeabilidad de 70/100 m/d, una porosidad entorno de 0,1 y de difusividad de 0,5 m.

La integración de esta información ha permitido la construcción de un modelo conceptual de funcionamiento del medio hidrogeológico y un modelo numérico de flujo y transporte. Se ha construido un modelo de flujo 3D en Comsol Multiphysics que reproduce los niveles monitorizados y los ensayos de bombeo y de trazadores.

La evaluación del proceso de bioremediación se ha llevado a cabo en PHREEQC. Ambos modelos han permitido estimar los parámetros de diseño y funcionamiento de la planta como la distancia entre pozos, los caudales y periodos de inyección, los caudales de extracción y la masa y tipología de sustrato.

Red de seguimiento de las aguas subterráneas en el ámbito de actuación de la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ)

Miguel A. Gandía¹, Esther Herrero¹, Oriol Navarro¹, Susana Fernández², Marta Mañá²

Palabras clave: Directiva Marco, monitorización, nitratos

Resumen

La Directiva Marco del Agua, 2000/60/CE, obliga en su artículo 6 y Anexo V a los estados miembros a implementar una Red de Control de Seguimiento del Estado Químico de las aguas subterráneas. Como un paso más de la estrategia de protección de la calidad de las aguas subterráneas se aprobó la Directiva 2006/118/CE, relativa a la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro.

Siguiendo las directrices establecidas en las diferentes legislaciones y apoyándose en los documentos Guía de la Estrategia Común de implantación de la DMA, en 2009 se definió la Red de Control de Seguimiento del Estado Químico en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ).

Dicha Red de Seguimiento está compuesta por tres programas de control repartidos en 276 puntos, 50 de los cuales son manantiales y 226 pozos: el Programa de Vigilancia (218 estaciones), el Programa Operativo (74 estaciones) y el Programa de Zonas Protegidas (82 estaciones).

Durante el periodo 2010-2012 se llevó a cabo la explotación de la Red para evaluar el estado químico de las aguas subterráneas en el ámbito de la CHJ con los criterios y procedimientos establecidos en la Directiva 2006/118/CE en sus artículos 3 (anexo I y II) y 4 (anexo III). De este trabajo se determinó que el 30% de las 90 masas de agua subterráneas que componen la CHJ se encuentran en

¹ Técnica y Proyectos S.A., C/Botiguers,5-5ª, 46980 Paterna, Spain

² Comisaría de Aguas. Confederación Hidrográfica del Júcar, Avda. Blasco Ibañez 48, 46010 Valencia, Spain

mal estado químico, en la mayoría de los casos por concentraciones de nitratos superiores a la norma de calidad (50 mg NO₃/L).

Comportamiento hidrodinámico e hidroquímico en una experiencia de recarga artificial como medida de lucha contra la intrusión salina de un acuífero costero Plana de Castellón, España

Olga García¹, Alejandra Renau-Llorens², Ignacio Morell Evangelista³, Bruno J. Ballesteros Navarro⁴, Arianna Renau-Pruñonosa⁵ y Silvia Rosado⁶

Palabras clave: recarga artificial, intrusión marina, hidrogeoquímica, Plana de Castellón

Resumen

La mitad meridional del acuífero de la Plana de Castellón, localizado en la costa mediterránea española, está afectado por un significativo proceso de intrusión marina cuya consecuencia más visible ha sido la formación de un domo salino (*upconing*). En esta zona se está desarrollando un proyecto de recarga artificial que contempla dos experiencias: recarga con aguas de escorrentía superficial y recarga con aguas residuales regeneradas. Se exponen aquí los resultados de la primera de ellas, que ha tenido una duración de 175 días, con un caudal de

¹ Unidad de Investigación de Acuíferos Costeros, Universitat Jaume I-Instituto Geológico y Minero de España, o.garcia@igme.es

² Unidad de Investigación de Acuíferos Costeros, Universitat Jaume I-Instituto Geológico y Minero de España, erenau@quest.uji.es

³ Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas, Universitat Jaume I, Avda. Sos Baynat s/n, 12071 Castellón, Spain, morell@camn.uji.es

⁴ Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Valencia, c/ Cirilo Amorós 42, entreplanta, 46004 Valencia, Spain, b.ballesteros@igme.es

⁵ Unidad de Investigación de Acuíferos Costeros, Universitat Jaume I-Instituto Geológico y Minero de España, ariannarenau@yahoo.es

⁶ Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Valencia, c/ Cirilo Amorós 42, entreplanta, 46004 Valencia, Spain, s.rosado@igme.es

inyección promedio de 21 L/s, lo que ha supuesto un volumen total recargado de 0,3 hm³. El agua de recarga se caracteriza por tener una mineralización muy baja, con conductividad eléctrica (CE) entre 300 y 350 μ S/cm y entre 18 y 34 mg/L de cloruros.

El efecto hidrodinámico de la recarga tuvo lugar de forma inmediata, con un ascenso del nivel de agua en 24 h de 0,2 m en el piezómetro P1, situado a casi 200 m del Pozo de Recarga Oeste (PRO), y de 0,26 m en el P2 situado a 80 m. Al cabo de una semana estos valores fueron de 0,77 y 0,8 m, respectivamente, mientras que las variaciones máximas se detectaron a los 80 días con 3,07 m en ambos casos.

En cuanto a la hidroquímica, el proceso de inyección ha inducido una pluma de dilución que ha mejorado sustancialmente la calidad del agua subterránea, con un descenso significativo de todos los iones mayoritarios. En concreto, la concentración del ión cloruro, que inicialmente era de 525 mg/L, ha alcanzado unos mínimos de 24 mg/L (P2) y 54 mg/L (P1).

Durante la experiencia no se registraron lluvias significativas por lo que los efectos constatados se pueden atribuir, prácticamente en su totalidad, al proceso de recarga.

Introducción

En este trabajo se recoge una parte de los resultados obtenidos dentro del proyecto *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water*. La idea esencial del proyecto es establecer una metodología apropiada para realizar un proyecto piloto de recarga artificial con aguas residuales regeneradas como medida de lucha contra la intrusión marina y así contribuir a la recuperación de acuíferos costeros salinizados.

El ámbito geográfico del proyecto es la Comunidad Valenciana, en la que existen numerosos acuíferos costeros, generalmente sobreexplotados, que requieren cambios importantes en su modelo de gestión para intentar recuperar la calidad del agua subterránea. En la primera fase de la actividad (septiembre de 2011 a septiembre de 2012) se actualizaron datos sobre las características hidrogeológicas de los acuíferos costeros de la Comunidad, especialmente en relación con los procesos de intrusión marina, así como de la información sobre la depuración de aguas urbanas en la zona costera. Todo ello se sintetizó en

unas fichas de masas de aguas subterráneas (Morell *et al.*, 2012), que constituyeron el elemento de referencia fundamental que permitió el estudio comparativo de las diferentes zonas y, por tanto, la selección del área de investigación. De este modo, y tomando en cuenta diversos criterios tales como las características hidrogeológicas, las condiciones de las EDAR, la infraestructura hidrogeológica existente, la situación local y los costes económicos requeridos, se eligió la partida de la Rambleta en el término municipal de Vall de Uxó (Castellón) para desarrollar el proyecto de recarga.

A lo largo del proyecto se ha realizado una detallada caracterización geológica, hidrogeológica e hidrogeoquímica del área piloto, incluyendo un exhaustivo inventario de puntos de agua así como de puntos contaminantes, el estudio de las columnas litológicas de los sondeos, tres campañas de prospección geofísica por tomografía eléctrica, testificación geofísica de los pozos de recarga y de tres piezómetros de control, además de campañas piezométricas, de calidad y de perfiles verticales de conductividad eléctrica y temperatura desde abril de 2012 hasta la actualidad (Morell *et al.*, 2012; Morell *et al.*, 2013). También, se realizó una prueba de recarga piloto de dos semanas en abril de 2013, con un volumen total recargado de 15.500 m³.

En este trabajo se exponen los resultados de la experiencia de recarga artificial realizada entre los meses de noviembre de 2013 y mayo de 2014, en la que los recursos excedentarios del río Belcaire, almacenados en una balsa de gran capacidad (2 hm³), son inyectados en el acuífero a través de dos pozos de recarga distanciados entre sí 100 m. Finalmente, en una última fase, todavía por ejecutar, está previsto recargar con aguas regeneradas provenientes de la EDAR de Vall de Uxó.

Caracterización geológica e hidrogeológica del área piloto

La experiencia de recarga se ha realizado en la partida de la Rambleta en el término municipal de Vall de Uxó (Castellón), situada en la mitad meridional del acuífero de la Plana de Castellón (MASub 080.127) (Figura 1). Las formaciones geológicas existentes corresponden a depósitos aluviales y coluviales pliocuaternarios dispuestos sobre sedimentos miocenos continentales, mixtos y de plataforma somera, bajo los que se encuentra un sustrato mesozoico de naturaleza variable.

El conocimiento pormenorizado del área de la Rambleta se ha basado en un exhaustivo inventario de pozos y sondeos y sus respectivas columnas litológicas, y la realización de tres campañas de prospección geofísica por tomografía eléctrica, con un total de 9 perfiles y 9900 m. De este modo, se ha podido establecer el esquema tectosedimentario del área investigada, en el que se diferencian cuatro conjuntos litológicos.

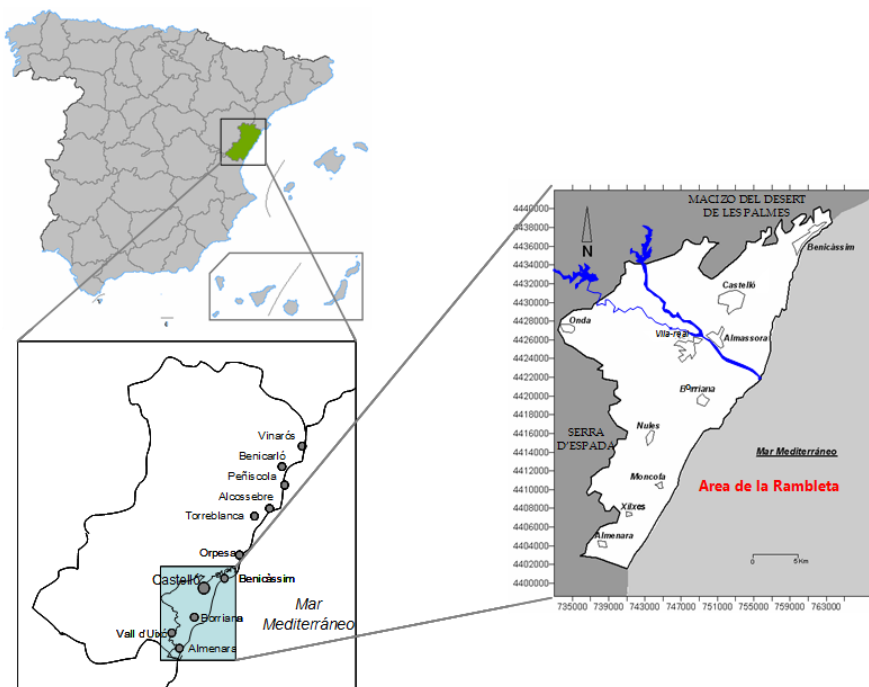


Figura 1. Mapa de situación del área piloto seleccionada (en rojo).

Formación detrítica superior

Se trata de un conjunto de materiales de edad pliocuaternaria y origen continental formado por gravas de carácter poligénico, arcillas, arenas y areniscas, de unos 60-100 m de espesor, y que constituyen el *tramo acuífero detrítico superior*. Se trata de un acuífero de tipo multicapa con permeabilidad por porosidad, de unos 85 m de potencia media. Este tramo es el que presenta las mejores cualidades hidrodinámicas, con transmisividades comprendidas entre 100 y 1.000 m²/día, y valores de porosidad eficaz entre el 2 y el 8%.

Nivel de arcillas con cantos

En la base del conjunto descrito, y con su misma edad, se diferencia en la mayor parte del área de estudio un horizonte de arcillas con cantos. Su espesor máximo es de 20 m, con una media de unos 12 m, y un acuñamiento hacia el sur y oeste por cambio lateral de facies, donde pasa gradualmente a areniscas, e incluso llega a desaparecer en las áreas más cercanas a los relieves occidentales. Su naturaleza permite una cierta desconexión hídrica entre el tramo acuífero detrítico superior y el inferior.

Formación detrítica inferior

Bajo las litologías anteriores, en disposición subhorizontal y mediante superficie erosiva, se encuentra una formación atribuida al Mioceno compuesta por limolitas y arcillas con niveles de areniscas y conglomerados poligénicos. Su espesor, creciente hacia la costa, está entre los 50 y 100 m, aunque puede llegar a estar ausente en la zona meridional por efecto de la elevación del substrato mesozoico en este sector, y conforman el *tramo acuífero detrítico inferior*, que presenta permeabilidad por porosidad sólo en los tramos arenosos y conglomeráticos, por lo que su interés hidrogeológico es menor que el de la formación detrítica superior. Este conjunto de materiales, debido a la presencia de limolitas y margas, especialmente en su zona más elevada, constituye, junto con el nivel de arcillas con cantos, el impermeable de base de la formación detrítica superior.

Materiales mesozoicos

Infrayacente a todas las anteriores formaciones, y también mediante contacto erosivo, se localizan materiales de diferente naturaleza y edad mesozoica sometidos a intenso plegamiento y fracturación. Suelen corresponder a formaciones triásicas: calizas, margas y dolomías de la facies Muschelkalk, areniscas ortocuarcíticas y limolitas del Buntsandstein, y margas con yesos de facies Keuper. En menor medida se detectan formaciones jurásicas y cretácicas, integradas en este caso esencialmente por calizas dolomías y margas. Estas formaciones se encuentran a profundidad creciente en dirección a la costa, y van desde cotas próximas al nivel del mar en el borde occidental del área de estudio hasta los -200 msnm. Este conjunto litológico puede constituir acuíferos

cuando dichas formaciones son permeables. Esto sucede con las de edad triásica correspondientes a las calizas y dolomías del Muschelkalk, así como a las areniscas ortocuarcíticas del Buntsandstein. En estos casos existe conexión hidráulica con las formaciones permeables superiores. Cuando las formaciones son de carácter arcilloso: margas del Keuper y arcillitas del Buntsandstein, éstas hacen de substrato impermeable de los tramos acuíferos superiores (Figura 2).

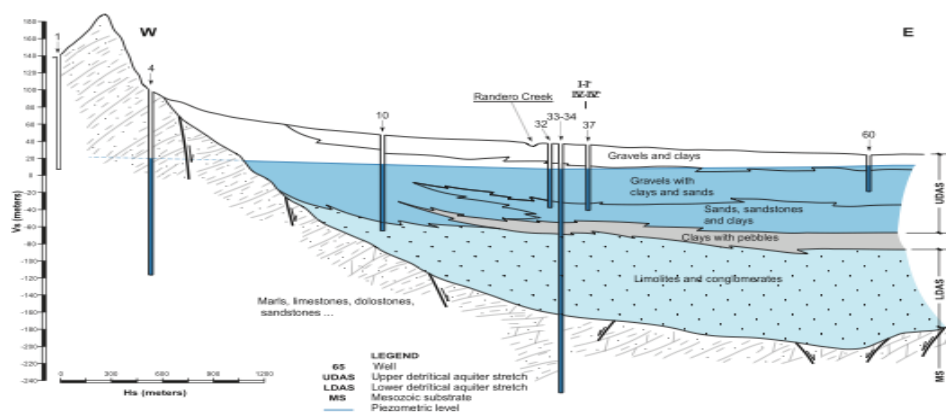


Figura 2. Perfil hidrogeológico Oeste-Este

Caracterización del dispositivo de recarga

El agua utilizada para la recarga proviene del río Belcaire que, a su vez y en su mayor parte, corresponde al drenaje del manantial de Sant Josep, y cuyos excedentes son derivados, a través de un azud construido en su cauce, hacia una balsa de almacenamiento próxima a la población de Vall de Uxó (Figura 3). El agua es conducida mediante una tubería hacia dos pozos de recarga, denominados Recarga Este (PRE) y Recarga Oeste (PRO).

La balsa tiene una capacidad de 2 hm³, una altura de 12 m y una superficie de 20 ha. Por su parte, los sondeos de recarga son dos perforaciones gemelas de 100 m de profundidad, 500 mm de diámetro de perforación y ranuradas entre los 50 y los 95 metros. En cuanto a su capacidad de admisión, el desarrollo

de los pozos permitió establecerlo en al menos 15 L/s en el PRO y en 6 L/s en el PRE, que corresponden a los caudales óptimos de bombeo de cada sondeo.



Figura 3. Esquema general de las instalaciones de recarga

Metodología

Para el estudio general de la zona de la Rambleta se ha establecido una red de control de 33 puntos (Figura 4), con campañas bimestrales de medidas piezométricas y de toma de muestras para análisis de cloruros y, desde junio de 2013, para nitratos. Además, desde octubre de 2013 se realizan perfiles verticales de (CE) y temperatura (T) cada dos meses. Semestralmente, se toman muestras de agua para realizar determinaciones analíticas más completas (iones mayoritarios y ciertos iones minoritarios –bromuros, estroncio, litio, fluor, boro,

arsénico, cromo y mercurio). En todas las campañas se determina in situ la CE, el pH, el potencial redox (Eh) y la T. Las muestras se toman a una profundidad de 5 m bajo la superficie del agua.

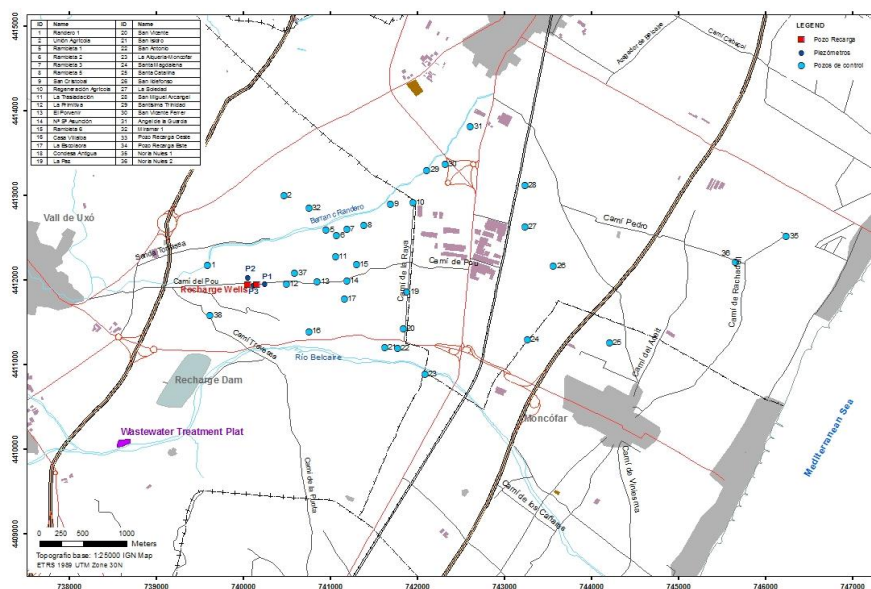


Figura 4. Red de control

Para el seguimiento detallado del efecto de la recarga se cuenta con una red de control específica constituida por tres piezómetros (P1, P2 y P3 en figura 4) construidos específicamente para el proyecto. El P1 se sitúa a 95 m del PRE, el P2 a 80 m del PRO y el P3 se ubica entre los dos pozos de recarga. En ellos el control ha sido diario durante las primeras 96 horas y semanal durante el resto de la experiencia, y ha consistido en la medida de niveles piezométricos, toma de muestras para análisis de iones mayoritarios e isótopos estables (deuterio y O_{18} del agua) y realización de perfiles verticales de CE y T. Asimismo, los piezómetros están equipados con divers capaces de registrar en continuo la CE y el nivel piezométrico. Completando esta red se realizan los mismos controles pero con periodicidad mensual en los pozos Primitiva (12), Garrofera (37), Rambleta 6 (15) y Rambleta 2 (6) (Figura 4).

Las determinaciones analíticas de las muestras procedentes de los piezómetros de control han sido realizadas en los laboratorios del Instituto

Universitario de Plaguicidas y Aguas (IUPA), utilizándose en algunos casos equipamiento instrumental del Servicio Central de Instrumentación Científica (SCIC) de la Universitat Jaume I de Castellón

Para la determinación del cloruro se ha utilizado el método volumétrico con AgNO_3 . El resto de elementos, mayoritarios y minoritarios, se han analizado con un equipo de espectrometría de plasma acoplado inductivamente con detector de masas, ICP-MS modelo 4500 de Agilent equipado con un nebulizador tipo Babington.

Resultados y discusión

La recarga se ha llevado a cabo entre el 18 de noviembre de 2013 y el 12 de mayo de 2014, estando en funcionamiento durante 175 días. En un primer momento se utilizó únicamente el PRO, entrando los dos pozos en funcionamiento el 9 de diciembre de 2013.

El caudal de recarga del PRO se estabilizó rápidamente en 16 L/s, cuando empezaron a funcionar los dos pozos el caudal conjunto ascendió a 34 L/s si bien a lo largo de la experiencia se ha observado un paulatino descenso del caudal hasta estabilizarse en 18 L/s (Figura 5).

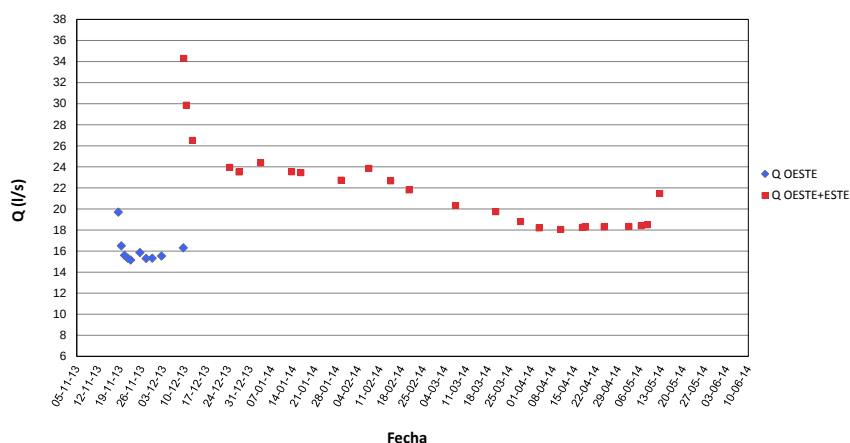


Figura 5. Evolución del caudal durante la prueba de recarga

El volumen total recargado ha sido de 314.163 m³ con un caudal instantáneo medio conjunto (PRO y PRE) de 20,78 L/s. No obstante el caudal medio desde que se pusieron en funcionamiento ambos pozos de recarga es de 21,46 L/s, con un máximo de 34,30 L/s y un mínimo de 18,04 L/s.

Caracterización cualitativa del efluente

El agua de recarga se caracteriza por tener una mineralización muy baja, con una conductividad eléctrica entre 300 y 350 µS/cm y facies bicarbonatadas cálcicas o cálcico magnésicas (Figura 6). Por su parte, la concentración promedio de cloruros es de 27 mg/L, con un valor mínimo de 17 mg/L en abril de 2013 y un máximo de 35 mg/L en febrero de 2013.

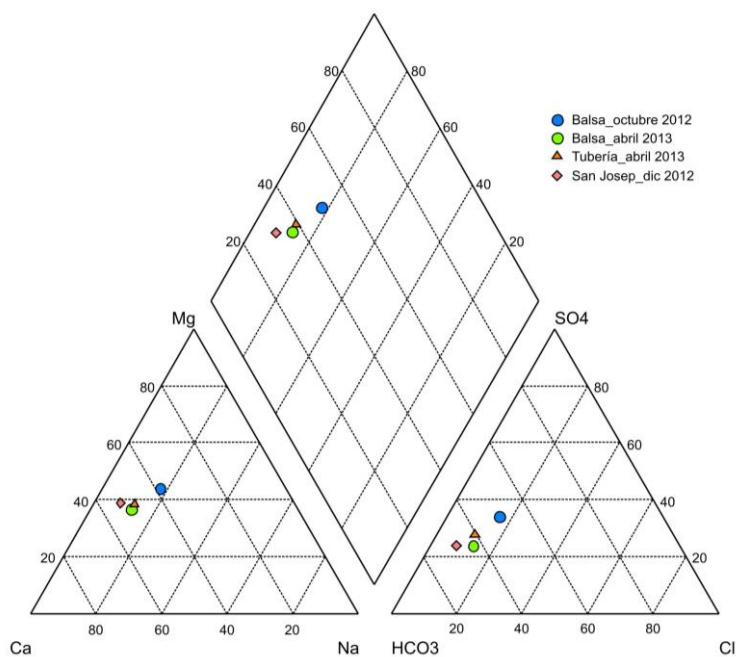


Figura 6. Diagrama de Piper de las aguas de recarga (octubre 2012 y abril 2013) y del manantial Cova de San Josep (diciembre 2012)

Los resultados obtenidos de las determinaciones de iones mayoritarios (octubre de 2012 y abril de 2013), minoritarios y parámetros microbiológicos (octubre de 2012), permiten calificar al agua de recarga como de excelente calidad (Tabla 1).

Tabla 1. Resultados analíticos del agua de recarga

<i>Parámetros</i>	<i>Balsa Recarga</i>	<i>Balsa Recarga</i>	<i>Tubería pozos</i>	<i>Unidades</i>
<i>Fecha</i>	03/10/2012	02/04/2013	09/04/2013	
Cloruros *	18	14	14	mg/L
Bicarbonatos *	96	115	122	mg/L
Sulfatos *	52	34	44	mg/L
Nitratos *	2	5	6	mg/L
Nitritos *	< 0,05	0,66	< 0,05	mg/L
Calcio *	23	32	34	mg/L
Magnesio *	16	14	16	mg/L
Sodio *	12	9	10	mg/L
Potasio *	3	2	3	mg/L
Amonio *	< 0,05	< 0,05	< 0,05	mg/L
Fósforo *	<0,05	0,23	<0,05	mg/L
Litio **	6,6			mg/L
Boro **	87,9			mg/L
Estroncio **	221			mg/L
Sólidos en suspensión ***	6			mg/L
Turbidez ***	3,2			NTU
Mercurio ***	<1			mg/L
N total ***	1,5			mg/L
Cromo VI ***	<0,05			mg/L
Cromo total ***	<0,05			mg/L
E. Coli ***	0			ufc/100 mL
Helmintos ***				

* Análisis realizados por el Instituto Geológico y Minero de España

** Análisis realizados por el IUPA (Universitat Jaume I)

*** Análisis realizados por Inresma S.L

Registros continuos. Evolución de la piezometría y de la conductividad eléctrica

Los piezómetros de control están equipados con divers que miden cada hora el nivel piezométrico, la CE y la temperatura. A continuación, se exponen los datos de los divers del P1 y del P2, instalados a una profundidad desde la boca del sondeo de 44 m (1,58 msnm) y 50 m (-1,47 msnm), respectivamente.

La respuesta en los niveles piezométricos debido al inicio de la recarga fue muy rápida en ambos piezómetros. Así en el P1 (Figura 7), que presentaba un nivel inicial de 3,47 msnm, ascendió a 3,67 msnm en 24 h y a 3,83 msnm en 48 h, lo que constituye variaciones de 0,2 m y de 0,15 m, respectivamente. El ascenso desde el inicio de la recarga con el PRO (18 de noviembre) hasta que se abrió el PRE (9 de diciembre de 2013) fue de 1,37 m. Una vez abiertos los dos pozos de recarga el incremento de los niveles fue aún más rápido, aumentando en un solo día (del 9 al 10 de diciembre) 0,57 m. Se observa que las variaciones de piezometría están fuertemente relacionadas con el caudal (Figura 7); así, el momento de la apertura del segundo pozo de recarga, se corresponde con la máxima variación piezométrica.

Los niveles piezométricos más elevados tienen lugar con un caudal entre 22,5 y 25 L/s; cuando el caudal descendió por debajo de este rango, los niveles igualmente comienzan a bajar. La cota piezométrica más alta se obtuvo el 5 de febrero de 2014, 6,55 msnm, lo que supone un ascenso total de 3,07 m.

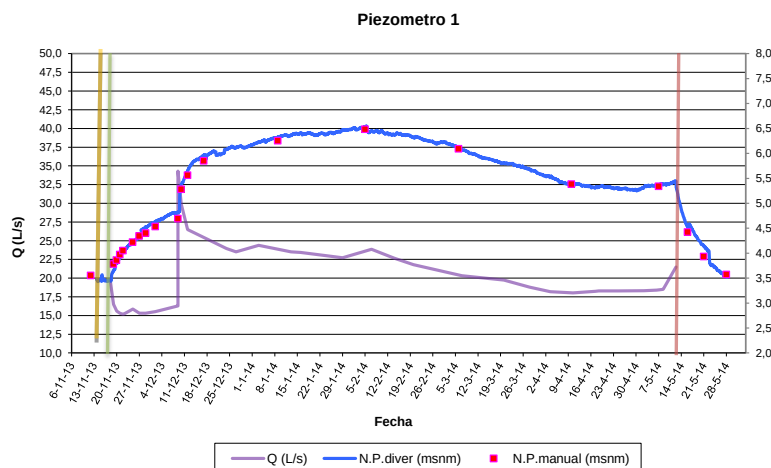


Figura 7. Evolución del caudal de recarga y del nivel piezométrico en el P1. Inicio de la recarga con PRO (línea verde), inicio recarga con PRO y PRE (línea naranja) y finalización de la recarga (línea rosa)

Durante la recarga las precipitaciones han sido escasas y no parece que hayan influido en la evolución piezométrica. En la figura 8 se observa que los episodios lluviosos acaecidos en el periodo de recarga no han tenido influencia sobre las variaciones en los niveles.

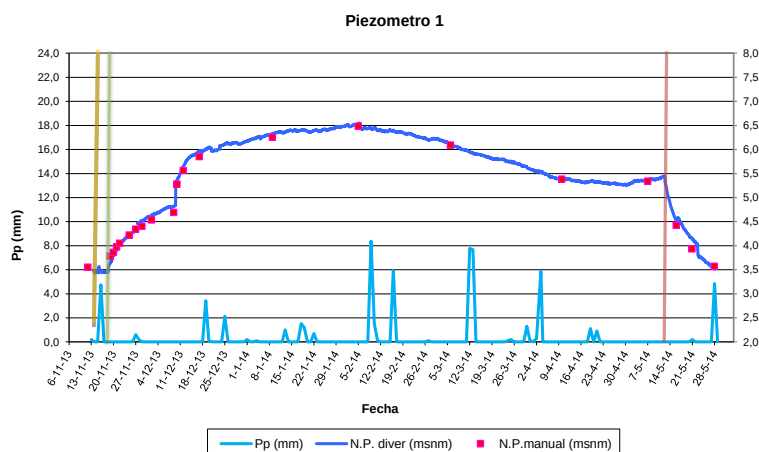


Figura 8. Evolución de las precipitaciones y del nivel piezométrico en el P1

La evolución piezométrica en el P2 es muy similar al P1 (Figura 9); sin embargo, no se observa el salto tan brusco cuando entraron en funcionamiento ambos pozos de recarga, lo que pone de manifiesto que la respuesta hidrodinámica en este piezómetro es más lenta, pero en el resto del periodo las líneas de evolución varían de forma prácticamente paralela. Igualmente, se alcanza la máxima cota piezométrica el 5 de febrero de 2014, lo que supone un ascenso respecto al valor previo de la recarga de 3,07 m.

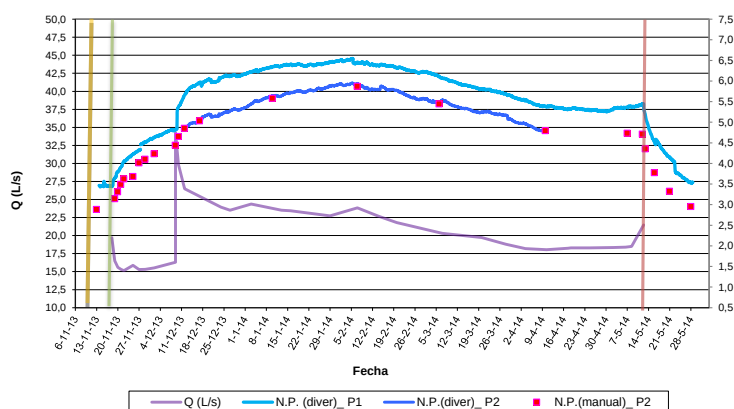


Figura 9. Evolución del caudal de recarga y del nivel piezométrico en el P1 y P2

Respecto a la CE, se aprecian importantes descensos debido al proceso de recarga. En el P2, el efecto de la recarga se observa casi de inmediato, registrándose CE menores a las iniciales tres días después de iniciada la recarga, descendiendo de los 3.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ iniciales a 2.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A partir de ese momento y hasta el día 8 de diciembre, tiene lugar un descenso diario de la CE de aproximadamente 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Figura 10). Entre el 9 al 11 de diciembre se detectan ligeros aumentos, siempre en un rango menor a 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Desde el 12 de diciembre, la CE vuelve a disminuir de forma significativa pasando de 1.200 a 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en tres días y se llegan a conseguir valores por debajo de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ el 19 de enero. Posteriormente, las variaciones son menores ya que prácticamente se ha alcanzado la CE característica de la balsa de recarga y así, desde el 8 de mayo los valores se sitúan entre 350 y 365 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Una vez cesada la recarga, no se han observado apenas variaciones en la CE en las dos primeras semanas.

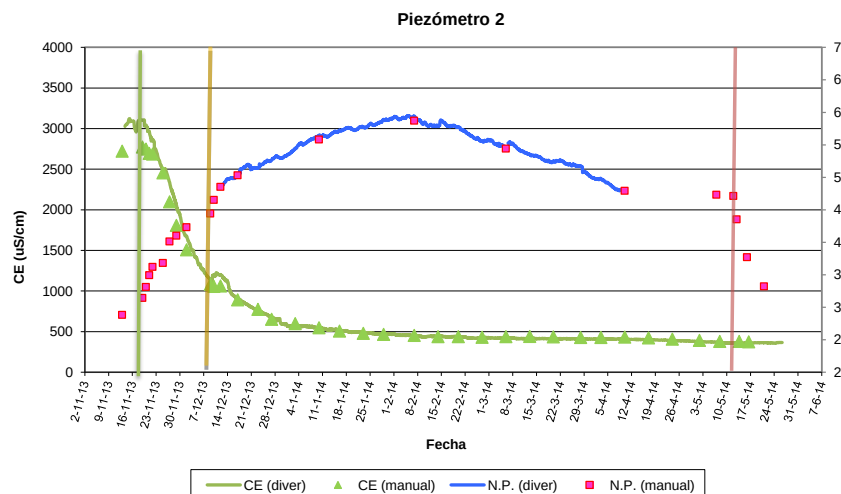


Figura 10. Evolución del nivel piezométrico y de la CE en el P2

Finalmente y respecto a la figura 10, las diferencias que se pueden observar entre las medida manuales y las registradas por el diver se deben a la distinta de profundidad donde ambas se toman ya que la medida manual corresponde con la toma de muestras que se realiza siempre a 5 m por debajo de lámina de agua, mientras que el diver está situado a una profundidad fija de 50 m (-1,47 msnm); esto no supone diferencias en la mayoría de los casos pero, como veremos en el próximo apartado de perfiles verticales, en algunos da lugar a que se puedan tomar CE de cada uno de los dos tramos con diferente CE que caracterizan los perfiles verticales del P2.

La evolución de la CE en el P1 muestra ciertos cambios respecto al P2. Quizás el fundamental es que un vez iniciada la recarga no se hacen patentes los efectos hasta 28 días después, manteniéndose la CE estable en valores entre 2.650 y 2.750 $\mu\text{S/cm}$ hasta el 16 de diciembre. En ese momento y en 24 h los valores descienden 590 $\mu\text{S/cm}$, iniciándose una evolución descendente muy importante y casi ininterrumpida hasta el fin de la recarga (Figura 11), cuando empieza a incrementarse. No obstante, y del mismo modo que en el inicio, las variaciones en la CE no son tan patentes como en la piezometría.

En el periodo de recarga se ha verificado una variación de los valores de la CE desde 2.650 $\mu\text{S/cm}$ hasta 450 $\mu\text{S/cm}$, lo que supone un descenso de 2.200 $\mu\text{S/cm}$.

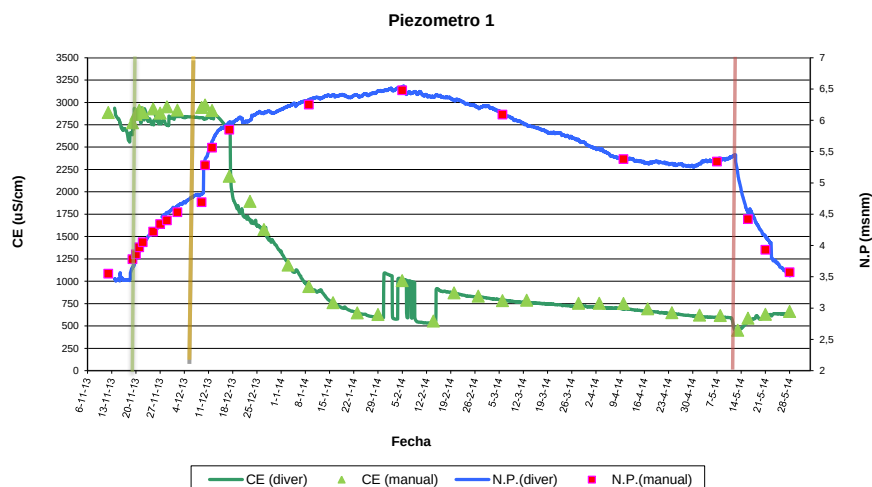


Figura 11. Evolución del nivel piezométrico y de la CE en el P1

Finalmente, respecto a la evolución de la CE en el P1 hay que comentar el periodo del 27 de enero al 20 de febrero de 2014, en el que tras muchas oscilaciones la CE registrada en el diver asciende 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Esto se debe como se indica en el siguiente apartado a la distribución en vertical de la CE, que en este periodo pasa de tener dos tramos bien diferenciados, con la parte superior, dónde se situaba el diver, de menor CE, a presentar un perfil cada vez más uniforme y, si bien la CE sigue descendiendo en el tramo inferior, aumenta en el superior. El diver se sitúa justamente, en este periodo, en el tramo superior o en la zona de cambio entre ambos tramos y tienen lugar oscilaciones significativas en la CE (Figura 12).

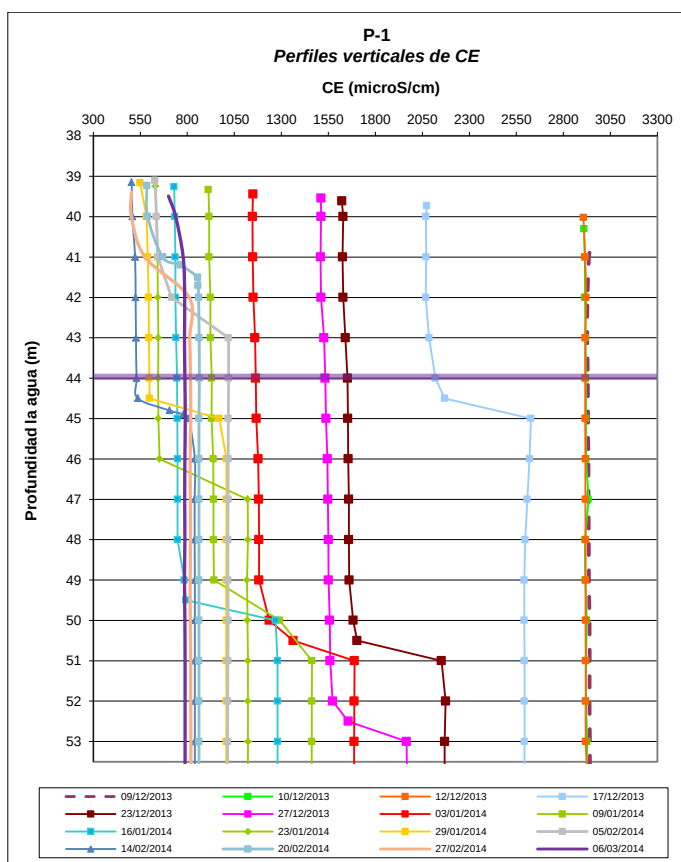


Figura 12. Perfiles verticales de CE del P1 entre el 9 de diciembre de 2013 y el 6 de marzo de 2014. Se señala con una línea morada la posición del diver

Perfiles verticales de la conductividad eléctrica

Se han realizado perfiles verticales de CE y T en los piezómetros de control. La cadencia ha sido idéntica en todos los piezómetros y ha consistido en un perfil previo al inicio de la recarga (12 o 13 de noviembre de 2014), diario durante las primeras 96 horas (desde el 19 al 22 de noviembre) y cada 2-3 días hasta el 2 de diciembre. El 9 de diciembre se abrió el segundo pozo de recarga (PRE) y se realizaron perfiles ese mismo día, a las 24h (10 de diciembre), dos días después

(12 de diciembre), cada 5 días desde el 12 al 27 de diciembre, y a partir de dicho día se realizaron controles semanales.

En los siguientes párrafos se comentará la evolución de los perfiles en el P1 y P2, y se mostrarán una serie de perfiles seleccionados, 25 del total de 39 realizados entre el 12 de noviembre de 2013 y el 28 de mayo de 2014.

En el P1, el perfil de CE previo al inicio de la recarga (12 de noviembre de 2013) es muy homogéneo con una variación de apenas 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ entre el valor superficial (más bajo) y el correspondiente al metro 60 (fondo del sondeo); el valor para todo el perfil se puede tomar como 3.150 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Figura 13).

Entre el 19 y el 22 de noviembre se siguen observando perfiles homogéneos con ligeras variaciones en la CE tanto ascendentes como descendentes y siempre menores de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A partir de este periodo se aprecia un descenso lento pero continuado de la CE hasta el día 12 de diciembre, tres días después de iniciar la recarga conjunta en los dos pozos (PRO y PRE), cuando se constatan descensos mucho más significativos de la CE y más acentuados en los metros superficiales. Así, en cinco días, desde el 12 al 17 de diciembre, se observa un descenso de aproximadamente 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en los primeros 4 m, situándose la CE en 2.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y de unos 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ desde la profundidad de 45 m hasta el fondo, con valores de conductividad alrededor de 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

En los siguientes perfiles la CE sigue descendiendo de forma importante y continuada hasta el 13 de mayo de 2014, un día después de haber parado la recarga. En este periodo, del 17 de diciembre de 2013 al 13 de mayo del 2014, se aprecia que la profundidad en la que tiene lugar el cambio de CE varía, siendo cada vez más cercano a la superficie piezométrica hasta volver a dibujar un perfil homogéneo el 6 de marzo de 2014.

La CE más baja que se ha registrado corresponde como se ha comentado al perfil del 13 de mayo, con una valor promedio para todo el perfil de 458 $\mu\text{S}/\text{cm}$, lo que supone un significativo descenso respecto al perfil previo a la recarga de 2.700 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Una vez finalizada la recarga se observa una respuesta rápida en la inversión de la evolución puesto que se comprueban ascensos en la CE en los perfiles del 16 al 28 de mayo, si bien este aumento es muy ligero, situándose la CE en el último perfil que se muestra (28 de mayo) en 640 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

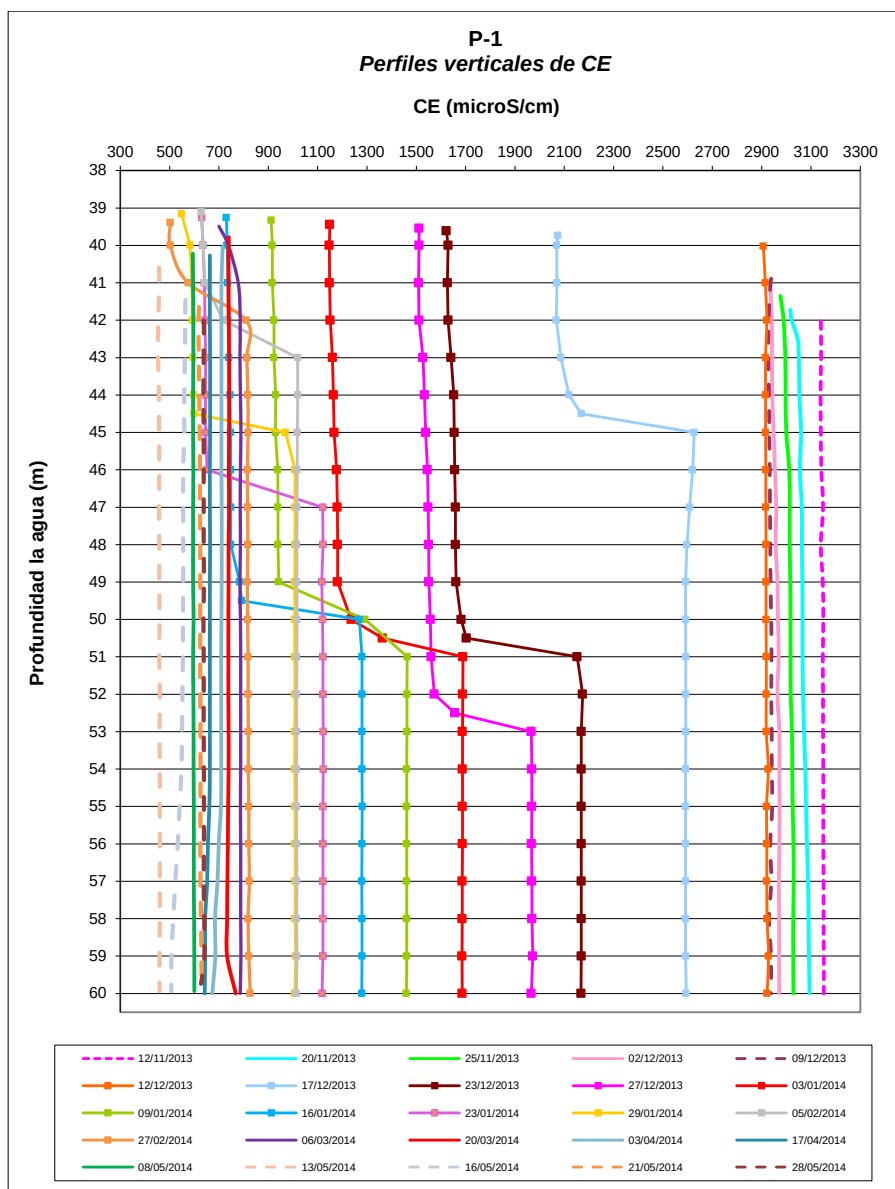


Figura 13. Perfiles verticales de CE del P1

En cuanto al P2, el perfil previo al inicio de la recarga del 13 de noviembre de 2013 muestra un valor de la CE entre los metros 45,65 y 50 de 2.930 $\mu\text{S/cm}$, y de

3.025 $\mu\text{S}/\text{cm}$ del metro 50 al 59 (profundidad de la perforación). Los perfiles realizados el 19 y 20 de noviembre (un día y dos días después, respectivamente, del inicio de la recarga) muestran CE levemente superiores, de aproximadamente 25 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En este momento empieza a descender la CE, con variaciones muy importantes en un breve espacio temporal (Figura 14). Así, considerando el valor promedio para todo el perfil se aprecian CE por debajo de 2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ el 25 de noviembre, de 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ el 29 de noviembre y, finalmente, menores de 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ el 17 de diciembre de 2012. Por tanto, los efectos de la recarga se constatan de forma más rápida en el P2 que en el P1, donde se alcanzaban estas CE entre 25-40 días después (Figura 15).

Estas variaciones, como se ha comentado, corresponden al promedio de todo el perfil; no obstante, en la morfología de los perfiles se observan dos tramos con CE ligeramente diferentes, apreciándose en la parte superior valores menores. En los perfiles del 21 y 22 de noviembre, el salto es más acentuado, con diferencias entre el tramo superior e inferior de 170 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y de 190 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente, y tiene lugar entre los metros 51 y 53 (Figura 14). En los siguientes perfiles se estabiliza el cambio entre el metro 50 y 52, y la diferencia de CE es menor, siendo cada vez más homogéneos, a partir del perfil del 10 de enero de 2014 los perfiles son prácticamente rectos.

Sin embargo, en los perfiles del 16, 21 y 28 de mayo y a pesar de que las variaciones son mínimas, se vislumbra una inversión en la morfología del perfil, disminuyendo el valor de la CE a medida que se desciende en profundidad. Se trata, en todo caso, de variaciones mínimas, de aproximadamente 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pero pueden indicar que el ascenso en la CE se va a producir más rápidamente en el tramo superior.

Finalmente, dos semanas después de haber parado la recarga, la CE en este piezómetro apenas ha sufrido variaciones y continúa en valores de 365 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (promedio del perfil del 28 de mayo de 2014).

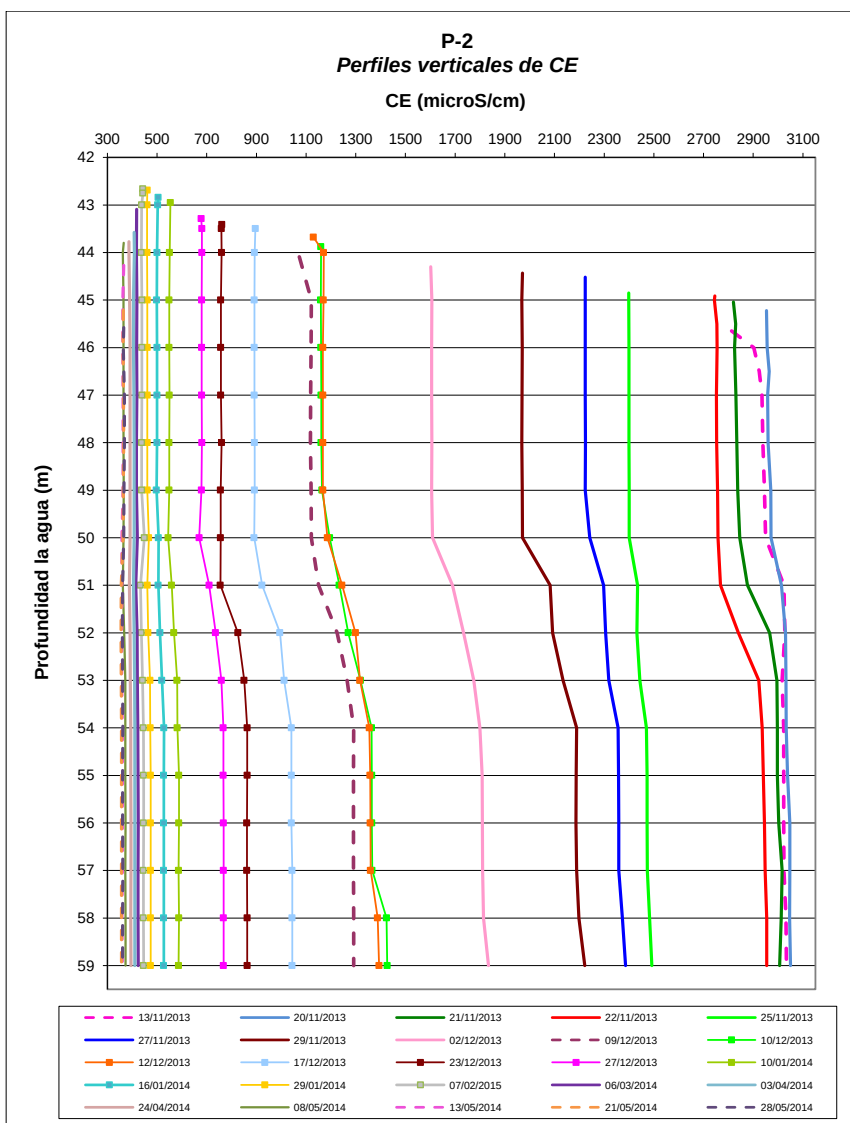


Figura 14. Perfiles verticales de CE del P2

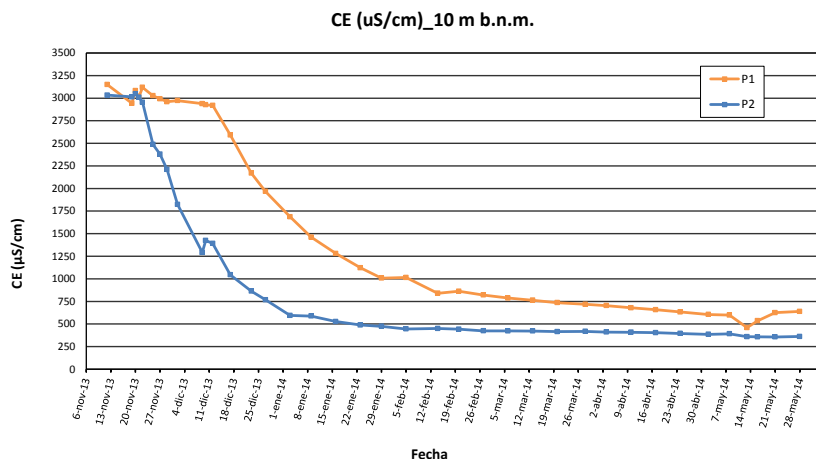


Figura 15. Conductividad eléctrica en el P1 y P2 a 10 mbnm

Comportamiento hidroquímico

En la figura 16 se muestra la evolución temporal de la CE medida *in situ* y de los resultados obtenidos de la determinación de cloruros en las muestras tomadas a 5 metros bajo el nivel del agua, para el P1 (a) y el P2 (b). En ambos casos se observa un gran descenso en los valores de conductividad, desde valores cercanos a 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta alcanzar valores alrededor de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Así mismo, la concentración de cloruros muestra un descenso desde más de 500 mg/L antes de comenzar la recarga hasta menos de 100 mg/L al finalizar.

En el P1 se observa que la conductividad y la concentración de cloruros permanecen estables hasta que se inicia la recarga en el segundo de los pozos (PRE); a partir de ese momento las dos variables descienden rápidamente hasta el día 95 de recarga, momento en el cual los valores tienden a estabilizarse. También se observa, entre los días 75 y 95, una gran variación de los valores, esto se debe a que en esos días la profundidad de muestreo se sitúa en una estrecha franja de cambio brusco de CE, donde existe una gran variación de los perfiles de conductividad vertical, como ya se ha explicado anteriormente en lo relativo a la figura 12.

En el P2, tanto la concentración de cloruros como la conductividad descienden desde el momento en que se inicia la recarga en el primero de los

pozos (PRO), no acusándose demasiado la puesta en marcha del segundo de los pozos (PRE). Este descenso continúa hasta el día 60 de recarga, momento a partir del cual ambos parámetros se mantienen estables hasta el final de la recarga.

Cuando finaliza el periodo de recarga las variables determinadas en los dos piezómetros muestran diferente comportamiento; mientras que en el P1 aumentan ligeramente tanto la conductividad como la concentración de cloruros, en el P2 los valores se mantienen estables.

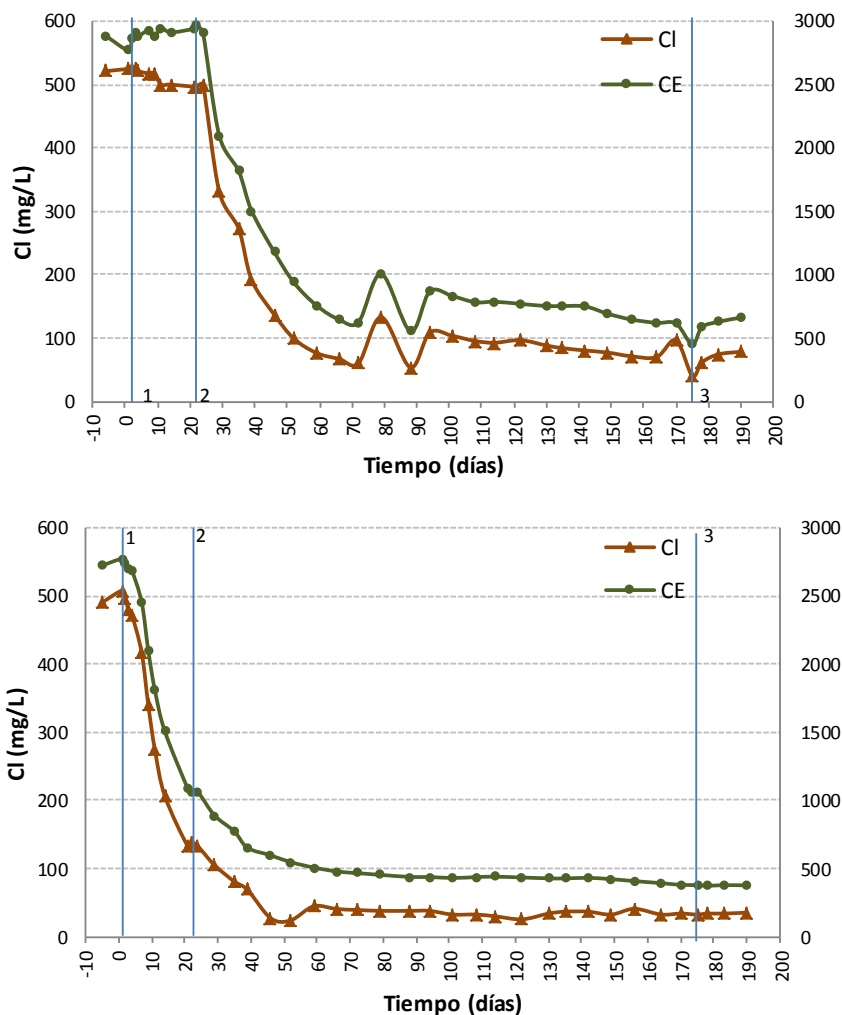


Figura 16. Evolución de CE y Cl^- con el tiempo para a) piezómetro 1 y b) piezómetro 2. 1: inicio recarga en PRO; 2: comienzo recarga en PRO y PRE; 3: final periodo de recarga

Las figuras 17 y 18 muestran la evolución de los cationes mayoritarios. Al igual que la concentración de cloruros y la conductividad eléctrica, se puede observar que en el P1 la concentración de cationes no comienza a disminuir hasta que no se inicia la recarga en los dos pozos (PRO y PRE), mientras que en el P2 la concentración de todos los cationes disminuye desde que se inicia la

recarga en el pozo oeste (PRO). En las gráficas de los cationes también se refleja como en el caso del P1, durante los días de recarga 75 al 95, existe grandes variaciones en las concentraciones. A partir de ese momento las concentraciones de calcio y magnesio se estabilizan, mientras que el sodio y el potasio siguen descendiendo a lo largo de todo el periodo de recarga, siendo este descenso más suave conforme el proceso de recarga llega a su fin. En el P2, las concentraciones de todos los cationes disminuyen considerablemente durante los primeros 60 días de recarga, momento a partir del cual comienzan a estabilizarse, mostrando mínimas variaciones hasta el final del periodo de recarga.

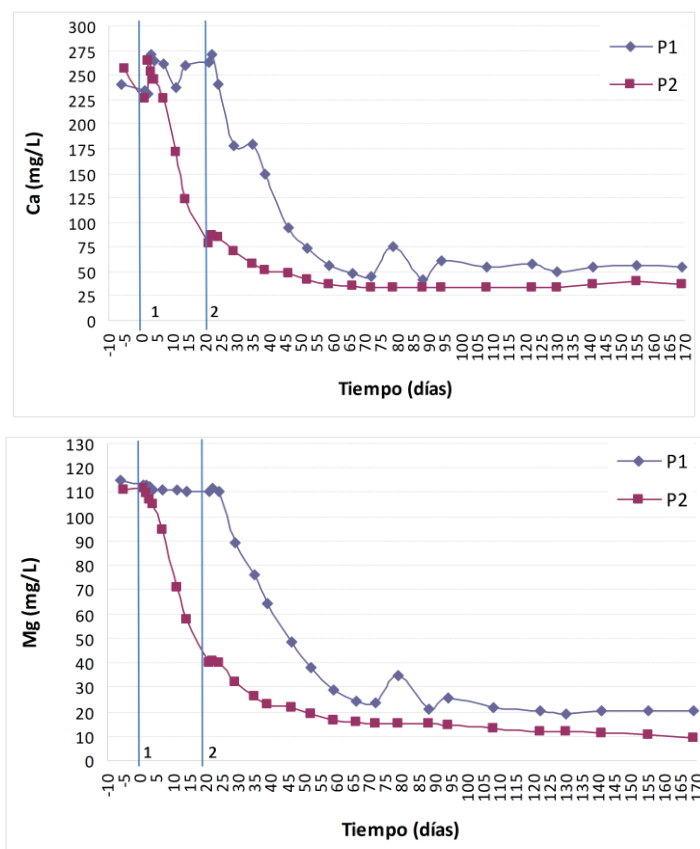


Figura 17. Evolución temporal de calcio y magnesio en ambos piezómetros. 1: inicio recarga en PRO; 2: comienzo recarga en PRO y PRE

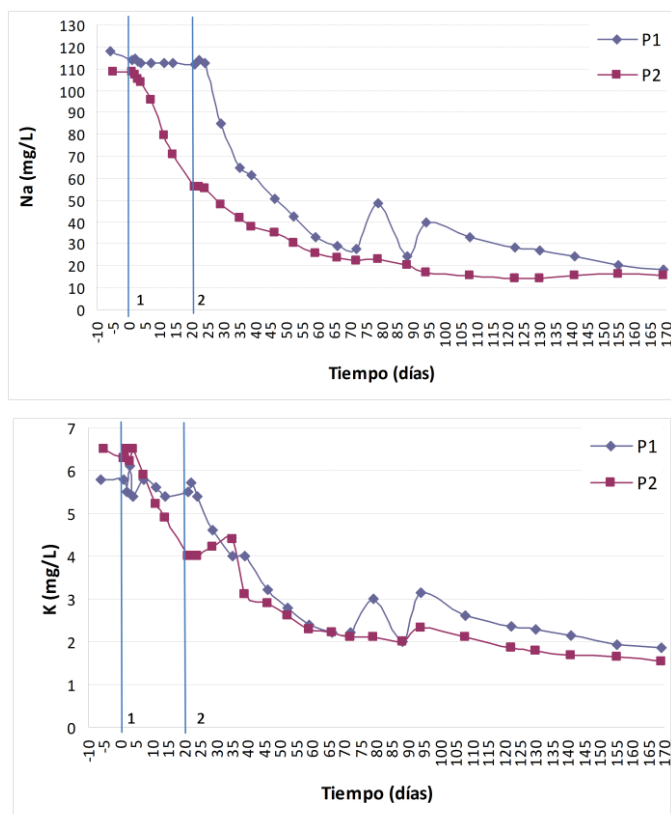


Figura 18. Evolución temporal de sodio y potasio en ambos piezómetros. 1: inicio recarga en PRO; 2: comienzo recarga en PRO y PRE

La evolución temporal de la concentración de sulfato (Figura 19) sigue el mismo patrón que los cationes y el cloruro. Asimismo, también se pueden observar en el P1 las variaciones en la concentración de sulfato entre los días 75 y 95 de recarga, a partir de ese momento los valores tienden a estabilizarse, alcanzando valores inferiores a 100 mg/L. En el P2 la concentración de sulfato disminuye rápidamente desde el inicio de la recarga, estabilizándose alrededor del día 60, llegando a concentraciones de 50 mg/L, considerablemente inferior a los más de 300 mg/L determinados antes de la recarga.

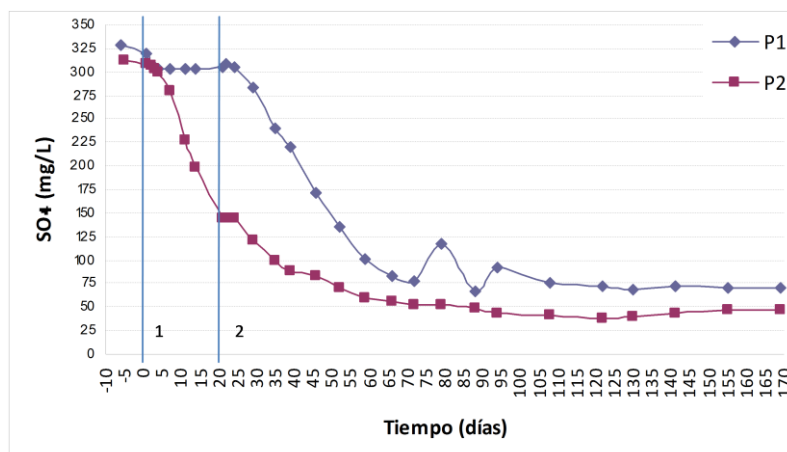


Figura 19. Evolución temporal de la concentración de sulfato en ambos piezómetros. 1: inicio recarga en PRO; 2: comienzo recarga en PRO y PRE

Comparando los resultados obtenidos, se observa que en ambos piezómetros las concentraciones iniciales son similares para cada uno de los iones. Una vez iniciada la recarga en el pozo PRO, el P2 muestra una respuesta inmediata a la recarga observándose un descenso en todos los parámetros determinados, mientras que el P1 solo muestra descensos en los valores determinados a partir de que el pozo PRE entra en funcionamiento.

La evolución temporal de todos los parámetros determinados muestra un patrón similar, con descensos en las concentraciones conforme avanza el proceso de recarga, poniendo de manifiesto que la campana de recarga ha desplazado el agua del acuífero, con procesos de mezcla y dilución durante los primeros 90 días, al cabo de los cuales el agua que circula en el sector del acuífero estudiado corresponde prácticamente a las características del agua de recarga.

Conclusiones

El efecto hidrodinámico de la recarga ha tenido lugar de forma casi inmediata, registrándose ascensos en los niveles piezométricos de forma muy rápida. Además se aprecia que la evolución del nivel piezométrico es similar en los diferentes piezómetros y que está fuertemente relacionada con el caudal de

recarga, manteniéndose una evolución ascendente con caudales entre los 23 y 25 L/s. Durante la recarga las precipitaciones han sido escasas y no han influido en las respuestas registradas.

Los ascensos máximos alcanzados durante la recarga han sido muy significativos, superando los 3 m.

En relación con los parámetros hidroquímicos se observa una importante mejoría en todos los parámetros estudiados. Así, la CE desciende desde valores cercanos a 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a valores alrededor de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mientras que los cloruros pasan de más de 500 mg/L a menos de 100 mg/L. La evolución de los todos los parámetros hidroquímicos estudiados muestra un patrón similar, con descensos en las concentraciones conforme avanza el proceso de recarga, afectando por igual a todos los parámetros analizados.

No obstante y a diferencia de la piezometría, sí se observan comportamientos diferentes en los distintos piezómetros de control. Una vez iniciada la recarga, con el PRO, el P2 muestra una respuesta inmediata, con descensos en todos los parámetros químicos, mientras que en el P1 se observa a partir de que el PRE entra en funcionamiento.

Esto nos permite inferir direcciones preferenciales de flujo y zonas con mayores permeabilidades. Se constata como aguas de mezcla acuífero-balsa con CE de 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y concentraciones de cloruros de aproximadamente 300 mg/L alcanzan una distancia de unos 100 m en dirección norte (P2) en pocos días mientras que en dirección este no alcanzan una distancia de unos 200 m (P1) hasta trascurridos 28 días.

Igualmente se ha observado que la llegada del agua de recarga no es homogénea en un mismo punto, distinguiéndose diferentes tramos de permeabilidad considerando el comportamiento de la CE en los perfiles verticales de dicho parámetro.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water*, financiado por The Coca-Cola Foundation (Atlanta, USA). También agradecemos el apoyo de Acuamed, la Confederación Hidrográfica del Júcar y Aqualogic, y la colaboración de las comunidades de regantes de Vall de Uxó, Nules y Moncófar.

Bibliografía

Morell, I., Ballesteros, B.J., Renau-Llorens, A., y García, O. Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Phase I). (2012). *Fondo documental del IGME*.

Morell, I., Ballesteros, B.J., Renau-Llorens, A., y García, O. Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Phase II). (2013). *Fondo documental del IGME*.

Impacto térmico de las crecidas del río Ebro en los sistemas geotérmicos de baja entalpía en el acuífero aluvial urbano de Zaragoza

Alejandro García-Gil¹, Enric Vázquez-Suñé², José Á. Sánchez Navarro¹, Eduardo Garrido Schneider³

Palabras clave: geotermia somera, hidrogeología urbana, crecidas

Resumen

La implantación de forma extensiva de bombas de calor geotérmicas en acuíferos urbanos es un tema importante relacionado con la calidad de las aguas subterráneas y de viabilidad económica de instalaciones geotérmicas existentes. Aunque muchas ciudades se encuentran en las inmediaciones de grandes ríos, se sabe poco acerca de la interacción río-acuífero desde un punto de vista térmico a una escala kilométrica.

En este trabajo se ha evaluado el impacto térmico de las explotaciones geotérmicas existentes en el acuífero aluvial urbano de Zaragoza y se ha reconstruido el régimen térmico del acuífero teniendo en cuenta la las crecidas del río Ebro.

Para ello se utilizado la modelación matemática de flujo y transporte de calor en el margen derecho del río Ebro incluyendo 27 instalaciones geotérmicas de baja entalpía provistas con bombas de calor en sistema abierto. Mediante los resultados del modelo numérico se ha evaluado la distribución espacial y evolución temporal de los impactos térmicos generados por las crecidas frías para la mejora de la gestión energética del acuífero aluvial urbano de Zaragoza.

Los resultados muestran un impacto térmico directo variable de entre 0 y 6 °C dependiendo de la relación río-acuífero a lo largo de la trayectoria río. Las

¹ Dpt. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza. Plaza S. Francisco, s/n, 50006 Zaragoza. Grupo Hidrología Subterránea IDÆA (CSIC)-UPC. c/Jordi Girona, 18, 08034, Barcelona

² Grupo Hidrología Subterránea IDÆA (CSIC)-UPC. c/Jordi Girona, 18, 08034, Barcelona

³ Instituto Geológico y Minero de España. Unidad de Zaragoza. c/Manuel Lasala 44, 9ºB

plumas térmicas alejadas del cauce también presentan menores impactos térmicos indirectos debido a las variaciones del gradiente hidráulico durante las crecidas.

Acoplamiento hidromecánico en la caracterización de acuíferos salinos profundos para el almacenamiento geológico de CO₂

Berta María Gómez Castro¹, Jesús Carrera Ramírez¹, Lurdes Martínez-Landa¹, Silvia De Simone¹, Joaquim Soler¹, Sheila Fernández López¹

Resumen

En el contexto del almacenamiento geológico de CO₂ es importante la caracterización previa del acuífero objetivo para estimar sus parámetros más significativos, es decir, la transmisividad del medio y la presión alcanzada para un cierto caudal de fluido. Para ello, se realizan ensayos de inyección o de bombeo a caudal constante o variable con el tiempo y se miden los niveles y/o las presiones obtenidas.

En un medio en el que las deformaciones mecánicas no son importantes, el aumento de caudal es proporcional al aumento de presión generado y por tanto la transmisividad se puede calcular de forma analítica directamente, mientras que en medios fracturados, al inyectar se pueden abrir fracturas y obtener transmisividades variables con el tiempo que son más difíciles de estimar. En este caso, para caracterizar un futuro reservorio de CO₂ se han realizado ensayos hidráulicos de inyección de salmuera con caudales y tiempos de inyección variables.

Debido a que el medio está fracturado, el aumento de presión es menor del esperado para el caudal inyectado, y la transmisividad durante el periodo de inyección resulta mayor que en el periodo de recuperación. Estas variaciones de transmisividad se deben a que la red de fracturas se abre durante la inyección a causa del aumento de presión, mientras que durante la recuperación, la presión disminuye y las fracturas se cierran.

¹ GHS, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA-CSIC). GHS, Universidad Politécnica de Cataluña (UPC).

Como la presión natural del acuífero se alcanza siempre tras la recuperación, se deduce que los efectos mecánicos son elásticos. En consecuencia, los modelos hidromecánicos son necesarios para obtener la evolución de transmisividades según el caudal inyectado y, por tanto, para caracterizar correctamente el acuífero objetivo.

El fin de este trabajo consiste en analizar la importancia de los efectos mecánicos a la hora de estimar de manera fidedigna la transmisividad y evolución de presión en un acuífero fracturado, y para ello se modela y se interpreta la campaña de ensayos de inyección de salmuera llevada a cabo.

Modelización y caracterización hidrogravimétrica de un acuífero no confinado con anisotropía horizontal

Andrés González-Quirós¹, David Rubio-Melendí² y José Paulino Fernández-Álvarez³

Palabras clave: anisotropía, gravimetría, hidrogeofísica, ensayo de bombeo

Resumen

El uso de gravimetría durante ensayos de bombeo ha sido sugerido para la estimación de parámetros hidrogeológicos. La necesidad de utilizar formas simples, como por ejemplo cilindros, para representar el volumen del cono de depresión restringía su uso a medios isótropos con descensos simétricos. Por medio de un programa de simulación numérica que permite el acoplamiento de ambas físicas es posible calcular la anomalía gravimétrica producida en un acuífero no confinado con anisotropía horizontal en la conductividad hidráulica.

La identificación de anisotropía horizontal con medidas de piezometría mediante ensayos de bombeo requiere de, al menos, dos pozos de observación. El uso de gravimetría permitiría reducir el número de pozos. Cuenta además con la ventaja de ser no intrusiva, más barata y más flexible espacialmente. Las anomalías gravimétricas sintéticas generadas por medio de simulaciones han sido estudiadas utilizando el método de la transformada de Hough sobre

¹ Hydro-Geophysics and NDT Modelling Unit, Escuela Politécnica de Mieres, Universidad de Oviedo, C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós S/N, 33600, Mieres, Spain.
andres@hydrogeophysicsndt.com

² Hydro-Geophysics and NDT Modelling Unit, Escuela Politécnica de Mieres, Universidad de Oviedo, C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós S/N, 33600, Mieres, Spain.
david@hydrogeophysicsndt.com

³ Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Universidad de Oviedo, C/ Independencia 13, 33004, Oviedo, Spain.
pauli@uniovi.es

imágenes de mapas de contorno. El resultado final es la automatización del proceso de identificación de las direcciones principales con elevada precisión.

Introducción

La anisotropía es la variación direccional en un punto de una propiedad física. Su presencia, aun cuando se ignora en muchos estudios hidrogeológicos, es común en los medios geológicos ya que su formación y propiedades texturales están condicionadas por procesos con marcado carácter direccional (p.ej. flujos de agua o viento, esfuerzos tectónicos, etc.).

La respuesta un bombeo en un medio heterogéneo es complicada (ver por ejemplo Wu *et al.*, 2005) pero, en ocasiones, un acuífero de este tipo puede ser conceptualizado como un medio homogéneo y anisótropo (p.ej. intercalaciones de capas delgadas buzantes con distinta conductividad hidráulica). Cuando se realiza un bombeo en un medio homogéneo que presenta anisotropía horizontal en la conductividad hidráulica el flujo deja de ser radial hacia el pozo para convertirse en elíptico (Kucuk y Brigham, 1979) y las isopiezas ya no pueden ser vistas como círculos concéntricos sino como elipses con el eje mayor apuntando hacia la dirección de máxima conductividad hidráulica.

La identificación de la existencia anisotropía mediante el uso de pozos de observación requiere de al menos dos pozos adicionales al de bombeo. Más aún, la estimación de los parámetros hidrogeológicos requiere de tres pozos de observación (cuatro incluyendo el de bombeo) si no se conoce la orientación de las direcciones principales o de dos si esta es conocida (Papadopoulos, 1965; Hantush, 1966a, 1966b; Hantush y Thomas, 1966; Mutch, 2005; Heiweil y Hsieh, 2006; Fitts, 2006). Neuman, Walter, Bentley, Ward y Gonzalez (1984) propusieron un método en el que utilizan únicamente tres pozos desde los que, en al menos dos, pueda realizarse un bombeo. Hsieh y Neuman (1985) y Hsieh, Neuman, Stiles y Simpson (1985) desarrollaron un método de bombeo/inyección por tramos entre pozos (cross-hole testing) para determinar el tensor tridimensional de anisotropía.

El presente trabajo propone el uso durante un ensayo de bombeo de una técnica geofísica, la gravimetría, para la identificación y determinación de las direcciones principales de anisotropía horizontal en la conductividad hidráulica en un acuífero no confinado.

El uso de la gravimetría durante un ensayo de bombeo fue sugerido por vez primera por Poeter (1990) con el objetivo de delinear heterogeneidades texturales. En los últimos años Damiata y Lee (2006), Blainey, Ferré y Cordova (2007), Leirião, He, Christiansen, Andersen y Bauer-Gottwein (2009) y Herckenrath, Auken, Christiansen, Behroozmand y Bauer-Gottwein (2012) realizaron diversos estudios sintéticos orientados a analizar y discutir las posibilidades de esta técnica geofísica durante ensayos de bombeo para estimar parámetros hidrogeológicos. Si bien los resultados son prometedores y se espera una mejoría ligada al avance tecnológico de los aparatos de medida, ninguno de ellos realizó ningún estudio en el que se tuvieran en consideración la presencia de anisotropía horizontal en la conductividad hidráulica.

Este resumen extendido presenta los resultados preliminares de una nueva técnica de determinación de las direcciones principales de anisotropía basado en la aplicación de la transformada de Hough sobre medidas sintéticas de anomalía gravimétrica. Dichas medidas han sido obtenidas mediante la simulación acoplada de un modelo hidrogeológico y uno de gravimetría utilizando COMSOL Multiphysics® (COMSOL, 2013).

Materiales y Métodos

Teoría y modelación numérica

El modelo hidrogeológico desarrollado consiste en un acuífero no confinado con anisotropía horizontal en la conductividad hidráulica en el cual se produce un bombeo en su punto central.

El modelo se desarrolló en estado estacionario implementando el pozo de bombeo mediante la opción point mass (ver Kitanidis, 2008). Los valores del tensor de conductividades hidráulicas cuando las direcciones principales no coinciden con los ejes cartesianos pueden calcularse de la forma:

$$\begin{aligned}
 K_{ij} &= \begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} \\ K_{21} & K_{22} \end{pmatrix} \\
 &= \begin{pmatrix} \cos \phi & -\sin \phi \\ \sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} K_{max} & 0 \\ 0 & K_{min} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \phi & \sin \phi \\ -\sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix} \quad (1)
 \end{aligned}$$

Donde ϕ es el ángulo entre la dirección de máxima conductividad hidráulica y el eje x. Los valores del modelo numérico de flujo se recogen en la siguiente tabla:

Tabla 1. Valores del modelo hidrogeológico

Parámetro	Valor	Unidad
Cond. Hidr. Máx, $K_{\max}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
Cond. Hidr. Min, $K_{\min}$	$[1 \cdot 10^{-5}, 2 \cdot 10^{-5}, 5 \cdot 10^{-5}]$	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
Ratios de anisotropía, α	[10, 5, 2]	-
Caudal de bombeo, Q	0,04	$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
Specific yield, S_y	0,25	-
Ángulo de rotación, ϕ	25	grados

La solución numérica se comprobó satisfactoriamente frente a la solución analítica de Dupuit (1863) realizando previamente una transformación de coordenadas (p.ej. Freeze y Cherry, 1979) en la que el medio anisótropo puede ser convertido en un medio isótropo equivalente cambiando la escala en la dirección de $K_{\max}$ empleando el factor $\sqrt{K_{\max}/K_{\min}}$ y utilizando en los cálculos una conductividad hidráulica equivalente de $K_{\text{eq}} = \sqrt{K_{\max} K_{\min}}$.

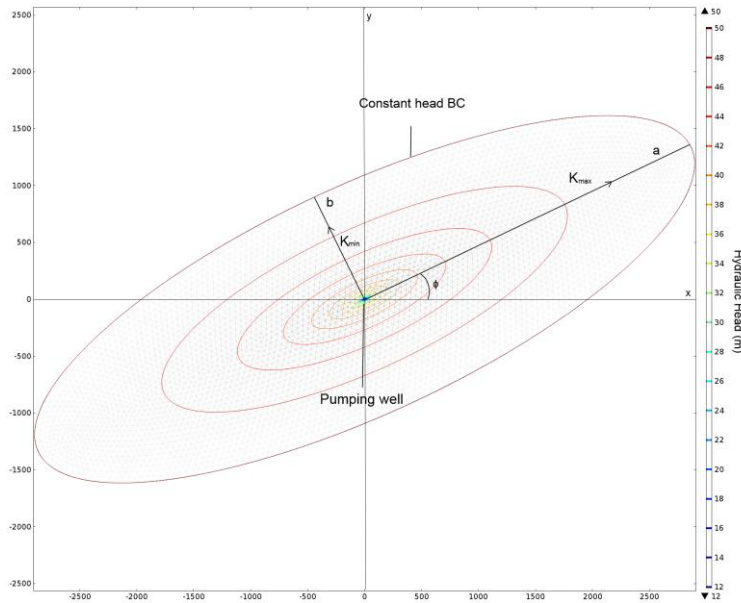


Figura 1. Vista del modelo hidrogeológico elíptico donde se indican las direcciones de mayor y menor conductividad hidráulica.

Debe mencionarse que para evitar deformación de las elipses de isopiezas debido a las condiciones de contorno se utilizó un dominio elíptico resultante de la transformación de coordenadas mencionada anteriormente. De esta manera los semiejes de la elipse a y b (ver Figura 1) tienen dimensiones:

$$a = R \cdot \sqrt{K_{max}/K_{min}} \quad b = R \quad (2)$$

El modelo hidrogeológico bidimensional es posteriormente acoplado con un modelo gravimétrico 3D que permite calcular la anomalía gravimétrica asociada a la extracción de masa (agua) del acuífero y el descenso de los niveles. La metodología de acoplamiento está recogida en González-Quirós y Fernández-Álvarez (2014). En este caso se empleó una versión mejorada que emplea elementos infinitos en los límites del modelo lo que permite reducir las dimensiones totales del mismo y el tiempo de cómputo.

Cabe destacar, de cara a su aplicación práctica y al análisis de los resultados posteriores, que las capacidades de los gravímetros relativos actuales con

resoluciones y precisiones de 1 y 5 μGal el gravímetro Scintrex CG-5, y 0,1 y 1 μGal el Micro/LaCoste gPhone, respectivamente.

Generación de las medidas sintéticas

Sobre el modelo numérico acoplado se han obtenido una serie de datos correspondientes a hipotéticas estaciones de medición gravimétrica (con dos configuraciones en malla y perfiles radiales) situadas en la superficie sobre el acuífero a las que se ha añadido un ruido gaussiano de media cero.

Basado en estudios previos, que reportaron errores de medida de σ_{GRAV} 2-3 μGal (Christiansen *et al.*, 2011) o 1,2-2,4 μGal (Jacob *et al.*, 2009) para el gravímetro Scintrex CG-5, se han propuesto tres escenarios denominados de ruido bajo ($\sigma_{\text{GRAV}}=2\mu\text{Gal}$), medio ($\sigma_{\text{GRAV}}=3.5\mu\text{Gal}$) y alto ($\sigma_{\text{GRAV}}=5\mu\text{Gal}$).

Determinación de las direcciones principales

La determinación de las direcciones principales de anisotropía se realiza sobre imágenes de mapas de contornos (obtenidas mediante interpolación de los valores de anomalía gravimétrica) sobre los que se aplica la técnica de la transformada de Hough (Figura 2).

La transformada de Hough es un poderoso método de detección de líneas propuesta por Hough (1962) mejorado posteriormente por Duda y Hart (1972) que convierte una imagen a un nuevo espacio (espacio de Hough), asociando una curva a cada punto de la imagen original. Los valores asignados a los diferentes puntos de la curva vienen dados por el promedio de los valores sobre las rectas radiales a cada punto de la imagen original. Las rectas radiales al punto del pozo de bombeo intersectan un valor mínimo de curvas de nivel en las direcciones principales de anisotropía.

Resultados, Discusión y Conclusiones

A partir de las diferentes situaciones planteadas se han generado modelos para obtener las medidas discretas de anomalía gravimétrica las cuales, una vez añadido ruido e interpolado para obtener mapas de contorno, se han utilizado para determinar las direcciones principales de anisotropía horizontal mediante la utilización de la transformada de Hough.

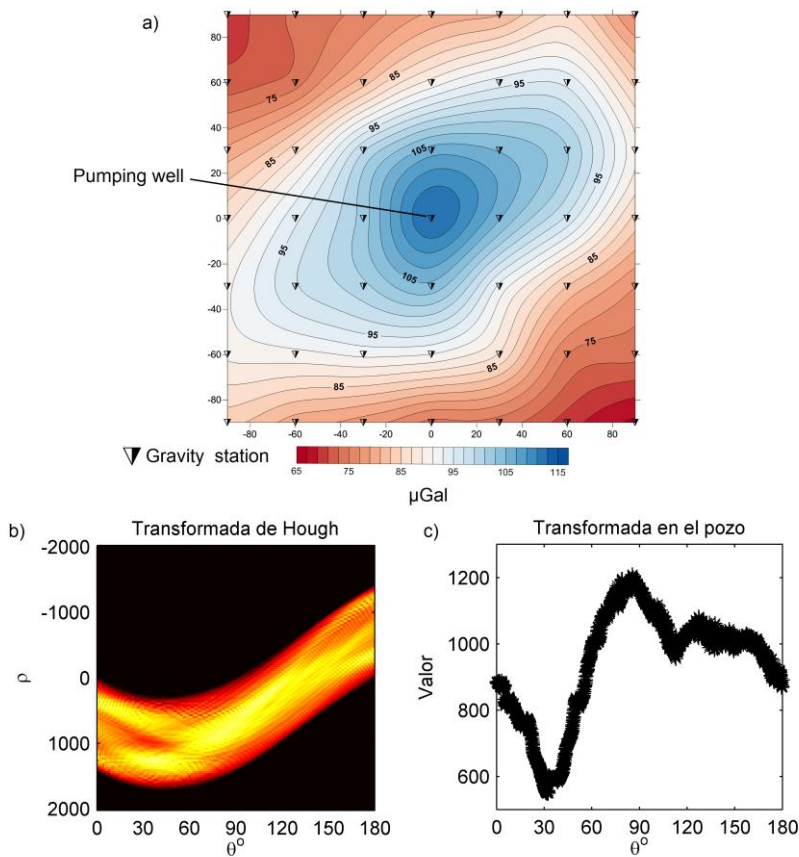


Figura 2. a) Mapa de contornos de anomalía gravimétrica para un acuífero no confinado con anisotropía horizontal de ratio 5 y ruido medio ($\sigma_{\text{GRAV}}=3.5\mu\text{Gal}$). Datos tomados a 15 metros sobre el nivel freático inicial. b) Transformada de Hough de la imagen, y c) Transformada de Hough en el pozo de bombeo. El mínimo absoluto se corresponde con la dirección de máxima conductividad hidráulica.

El modelo acoplado es lo suficientemente flexible para adaptarse a cualquier tipo de anisotropía sin necesidad de requerir que las direcciones principales del tensor de conductividades hidráulicas estén alineadas con los ejes cartesianos, como ocurre por ejemplo en algunos códigos de diferencias finitas. Esto es una clara ventaja sobre otros modelos, como por ejemplo el propuesto por Leirião *et al.* (2009), que utilizaron para el cálculo gravimétrico un algoritmo diseñado en MATLAB® sobre datos de niveles piezométricos obtenidos en MODFLOW (Harbaugh, Banta, Hill, McDonald, 2000). Permite además abordar situaciones de aún mayor complejidad que serán el objetivo de futuras investigaciones.

Por otro lado, se ha propuesto un algoritmo de identificación de las direcciones principales de anisotropía basado en la transformada de Hough que proporciona buenos resultados.

Bibliografía

Blainey, J.B., Ferré, T.P.A., y Cordova, J.T. (2007). Assessing the likely value of gravity and drawdown measurements to constrain estimates of hydraulic conductivity and specific yield during unconfined aquifer testing. *Water Resources Research*, 43(12), W12408, doi:10.1029/2006 WR005678.

COMSOL, (2013). COMSOL Multiphysics user's guide, 1356 pp.

Christiansen, L., Lund, S., Andersen, O.B., Binning, P.J., Rosbjerg, D. y Bauer-Gottwein, P., (2011). Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions. *Journal of Hydrology*, 402(1-2), 60–70, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.03.004

Damiata, B. N., y Lee, T.C. (2006). Simulated gravitational response to hydraulic testing of unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, 318(1-4), 348–359.

Duda, R. O. y Hart, P. E., (1972). Use of the Hough Transformation to Detect Lines and Curves in Pictures. *Comm. ACM*, Vol. 15, pp. 11– 15.

Dupuit, J., (1863). Etudes théoriques et pratiques sur les mouvement de eaux dans les cannaux decouverts et a travers les terrains perméables. 2nd ed., Dunod, Paris, 304 pp.

Fitts, C.R., (2006). Exact solution for two-dimensional flow to a well in an anisotropic domain. *Ground Water*, 44 (1), 99-101, doi: 10.1111/j.1745-6584.2005.00082.x

Freeze, R.A., y J.A. Cherry. (1979). Groundwater. Prentice-Hall Inc, Englewood Cliffs, New Jersey.

González-Quirós, A., y Fernández-Álvarez, J. P. (2014). Simultaneous solving of three-dimensional gravity anomalies caused by pumping tests in unconfined aquifers. *Mathematical Geosciences*, in press.

Hantush, M.S. (1966a). Wells in homogeneous anisotropic aquifers. *Water Resources Research* 2, no. 2: 273–279.

Hantush, M.S., (1966b). Analysis of data from pumping tests in anisotropic aquifers. *Journal of Geophysical Research* 71, no. 2: 421–426.

Hantush, M.S. y Thomas, R.G. (1966). A method for analyzing a drawdown test in anisotropic aquifers. *Water Resources Research* 2, no. 2: 281–285.

Harbaugh, A. W., Banta, E. R., Hill, M. C. y McDonald, M. G., (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model. U.S. Geological Survey, Branch of Information Services, Reston, VA, Denver, CO, 121pp.

Heilweil, V. M. y Hsieh, P. A., (2006). Determining anisotropic transmissivity using a simplified Papadopoulos method. *Ground Water*, 44(5), 749–753, doi:10.1111/j.1745-6584.2006.00210.x

Herckenrath, D., Auken, E., Christiansen, L., Behroozmand, A.A. y Bauer-Gottwein, P., (2012). Coupled hydrogeophysical inversion using time-lapse magnetic resonance sounding and time-lapse gravity data for hydraulic aquifer testing: Will it work in practice?. *Water Resources Research*, 48, W01539, doi:10.1029/2011WR010411.

Hough, P.V.C., (1962). Method and means for recognizing complex patterns. U. S. Patent 3, 069 654, December 18 , 1962.

Hsieh, P. A. y Neuman, S.P., (1985). Field determination of the three-dimensional hydraulic conductivity tensor of anisotropic media: 1. Theory. *Water Resources Research*, 21(11), 1655–1665, doi:10.1029/wr021i011p01655.

Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P., Vernant, P. y Boudin, F., (2009). Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International*, 177(2), 347–360, doi:10.1111/j.1365-246x.2009.04118.x

Kitanidis, P.K. (2008). Depth-averaged modeling of groundwater flow and transport. COMSOL Conf. Boston

Kucuk, F. y Brigham, W.E., (1979). Transient flow in elliptical systems. Soc. Pet. Eng. J., 19, 401–410, doi:10.2118/7488-PA.

Leirião, S., He, X., Christiansen, L., Andersen, O. B. y Bauer-Gottwein, P., (2009). Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers. *Journal of Hydrology*, 365(3-4), 302–309, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.040

Mutch, R.D., (2005). A distance-drawdown aquifer test method for aquifers with areal anisotropy. *Ground Water*, 43(6), 935-938, doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00105.x

Neuman, S.P., Walter, G.R., Bentley, H.W., Ward, J.J. y Gonzalez, D.D., (1984). Determination of horizontal aquifer anisotropy with three wells. *Ground Water*, 22(1), 66-72, doi:10.1111/j.1745-6584.1984.tb01477.x

Papadopoulos, I.S., (1965). Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer. Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Proc Dubrounik *Symposium of the Hydrology of Fractured Rocks*, 21-31.

Poeter, E.P., (1990). A new tool: delineation of textural heterogeneities in unconfined aquifers, using microgravity surveys during pumping. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 27, 315-325.

Wu, C.M., T.C.J. Yeh, J.F. Zhu, T.H. Lee, N.S. Hsu, C.H. Chen, y A.F. Sancho (2005). Traditional analysis of aquifer tests: comparing apples to oranges? *Water Resources Research* 41, no. 9: doi: 10.1029/2004WR003717

Investigación hidrogeológica y gestión del agua subterránea en acuíferos kársticos complejos intensamente explotados. Acuífero de Bedmar-Jódar (Jaén, S de España)

Antonio González Ramón¹, Sergio Martos Rosillo¹

Palabras clave: control de extracciones, explotación intensiva, piezometría, regadío de olivar

Resumen

En el límite S de la provincia de Jaén hay un conjunto de acuíferos kársticos subbéticos y prebéticos, en general de pequeñas dimensiones y alta permeabilidad. El continuo incremento de la presión a sus recursos para el regadío de olivar, junto con la presencia de poblaciones importantes en sus bordes que también utilizan estos recursos, ha ocasionado en algunos casos un desequilibrio en sus balances.

Esto ha provocado, en primera instancia, la desaparición de los manantiales y, posteriormente, descensos continuados en los niveles freáticos que ponen en riesgo la sostenibilidad de los abastecimientos. El caso más paradigmático es el acuífero de Bedmar-Jódar, que sostiene el abastecimiento de estas dos poblaciones, aunque es especialmente importante para la segunda (12.100 habitantes), pues es su única fuente de suministro.

El control sistemático de la evolución del nivel piezométrico se inició en 1994, cuando hacía casi dos décadas que los manantiales habían desaparecido. A partir de 2013 se han instalado sensores en tres puntos con los que se controlan todos los sectores importantes del acuífero. Los datos demuestran que entre 1998 y 2009 se produjo un descenso continuado de 5 m/año, con un descenso acumulado de unos 46 m.

¹ Instituto Geológico y Minero de España

La explotación para abastecimiento comenzó en el año 1963 y los manantiales principales desaparecieron en 1977. En 1998, el descenso existente con respecto a la información aportada por los primeros sondeos era de más de 60 m; el descenso máximo se alcanzó en 2009 y fue de 107 m. Los últimos años han sido muy húmedos, lo que ha permitido una recuperación parcial de unos 30 m.

Gracias al control que se está llevando a cabo mediante sensores se ha podido conocer y evaluar el régimen de extracciones para regadío, concentrado en el sector de la Golondrina, que supera ampliamente el volumen de concesiones otorgadas.

Comparación de dos zeolitas naturales para la recuperación de acuíferos contaminados por zinc mediante su uso en barreras reactivas permeables

Juan A. González Romero¹, Aurora Seco Torrecillas² y José Ferrer Polo³

Palabras clave: zeolitas naturales, zinc, barrera reactiva permeable

Resumen

El zinc es uno de los metales pesados preponderante en la contaminación de las aguas subterráneas. La instalación de barreras reactivas permeables es una de las tecnologías más apropiadas para la remediación de acuíferos contaminados por zinc. Este trabajo investiga la aplicabilidad de dos minerales, ricos en las zeolitas naturales clinoptilolita y filipsita, para su uso como material de relleno en barreras reactivas.

Los resultados obtenidos demuestran una alta capacidad de ambas zeolitas para la retención de zinc, observada a través de ensayos de laboratorio tanto en discontinuo como en columna de lecho fijo. Se ha determinado el coeficiente de distribución para un amplio intervalo de pHs y distintas concentraciones de zeolita, observándose una notable influencia de estas variables sobre el proceso de retención de zinc. Los resultados cinéticos obtenidos se ajustan bien con el modelo cinético de pseudo-segundo orden. Se ha observado un efecto competitivo entre los iones Zn^{2+} y H^+ hacia la zeolita, a la vez que se sugiere la existencia de múltiples mecanismos controlantes del proceso (adsorción, cambio iónico y precipitación superficial). Los resultados en columna

¹ Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain, juagonr1@hma.upv.es

² Departament d'Enginyeria Química, Universitat de València, Avinguda de la Universitat s/n, 46100 Burjassot, Valencia, Spain, aurora.seco@uv.es

³ Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain, jferrer@hma.upv.es

determinan un elevado número de volúmenes de lecho tratables y un alto valor del coeficiente de retardo del zinc por parte de ambas zeolitas.

Introducción

La presencia de metales pesados expone a las aguas subterráneas a una constante degradación. La preservación de este recurso hídrico es cada vez más necesaria ante el incremento de su demanda para consumo humano. Por tanto, la presencia de metales pesados en las aguas subterráneas debe evitarse para preservar la calidad ambiental y la salud pública. El origen la contaminación por zinc (Zn) de las aguas subterráneas está asociado, principalmente, a actividades industriales o mineras. El zinc está ampliamente presente en las aguas residuales industriales procedentes de la industria metalmecánica y química. Además, también es posible encontrar un origen agrícola o asociado a procesos naturales.

Si bien son bastantes los mecanismos de remediación disponibles, muchos de ellos presentan inconvenientes: como elevados costes, alta cantidad de residuos originados o dificultades para su control. Por ello, el uso de barreras reactivas permeables (BRP) supone una alternativa a estos problemas. En esta técnica, la atenuación del contaminante tiene lugar mediante su transporte y su interacción físico-química con el material que constituye la barrera. En el caso de los metales pesados los procesos de adsorción, intercambio iónico, oxidación o precipitación constituyen los principales mecanismos de eliminación. En este sentido, las zeolitas naturales constituyen un material de relleno para las BRP de bajo coste que resulta muy apropiado para eliminar contaminantes tóxicos (Thiruvengkatachari *et al.*, 2008). Así, algunos estudios muestran la capacidad de zeolitas para la eliminación de diferentes metales pesados (Wang y Peng, 2010) y elementos radiactivos (Dyer *et al.*, 1991). La idoneidad de las zeolitas naturales como material de relleno de BRP se atribuye a su fuerte reactividad y propiedades catalíticas (Roehl *et al.*, 2005). Los principales procesos que facilitan la fijación del contaminante al material reactivo obedecen a mecanismos de formación de complejos superficiales, intercambio iónico, precipitación superficial o partición hidrofóbica (Dzombak y Morel, 1990).

Para que esta técnica sea efectiva existen factores importantes, como la selección del material o las condiciones operacionales, que deberán

considerarse en función de cuál sea el metal a eliminar. Este trabajo estudia y compara las propiedades de dos zeolitas naturales, ricas en clinoptilolita y filipsita respectivamente, para su uso como material de relleno de BRP destinadas a la recuperación de acuíferos contaminados por zinc. Se han realizado ensayos en discontinuo y en columna para determinar la capacidad de eliminación de zinc por parte de cada zeolita y la simulación del proceso en continuo, a escala de laboratorio.

Material y métodos

Zeolitas naturales

Para este estudio se han seleccionado dos minerales ricos en zeolita natural (ZN1 y ZN2). La muestra ZN1, procedente de la región de Nápoles (Italia), contiene un 64% de la zeolita natural filipsita, mientras que la muestra ZN2 procede de la región de Las Tunas (Cuba) y presenta un 77% de la zeolita clinoptilolita. El mineral, previamente triturado y tamizado hasta un tamaño de grano de 1,5-2,0 mm, se ha lavado con agua doble destilada MilliQ y secado a 60 °C sin ser sometido a ningún proceso de activación previo a su utilización. Las muestras ZN1 y ZN2 presentan una capacidad de intercambio catiónico (CEC) de 2,0 y 1,6 mmol/g y un área superficial específica de 40 y 30 m²/g, respectivamente.

Ensayos en discontinuo

Para la determinación del equilibrio químico se ha contactado un volumen de 50 ml de solución de zinc con distintas cantidades de zeolita natural en un matraz Erlenmeyer de vidrio Pyrex de 100 ml con tapón enroscado. Se ha utilizado la sal ZnSO₄·7H₂O (Aldrich) para preparar un agua artificialmente contaminada por Zn, en una concentración inicial de 6,5 mg/L. Las muestras de mineral se han pesado para obtener una concentración de 5 y 60 g/L de zeolita natural. Con anterioridad a la adición de la zeolita, se ha ajustado el pH inicial mediante la adición de NaOH o HCl, 0,1N o 1N, y la fuerza iónica a 0,01 N con

NaCl. Las muestras se han agitado a 180 rpm durante 120 horas a 20°C para asegurar las condiciones de equilibrio. Posteriormente, se ha medido el pH en el líquido sobrenadante. La concentración de zinc residual en la solución, previamente filtrada a 0,2 µm y centrifugada, se ha analizado mediante espectrofotometría de absorción atómica, utilizando un equipo marca Varian modelo 220.

A partir de los resultados experimentales se ha calculado la cantidad de Zn retenido por masa de zeolita, para cualquier instante (q_t , mg/g) y para condiciones de equilibrio (q_e , mg/g), así como el coeficiente de distribución (K_d , L/g), según recogen las ecuaciones 1 a 3:

$$q_t = \frac{C_0 - C_t}{m} \quad (1)$$

$$q_e = \frac{C_0 - C_e}{m} \quad (2)$$

$$K_d = \frac{q_e}{C_e} \quad (3)$$

donde C_0 , C_t , C_e (en mg/L) son la concentración de zinc en la solución líquida en el instante inicial, en cualquier instante y en equilibrio; m es la concentración de zeolita (g/L).

En la determinación de la cinética del proceso de retención, se ha utilizado el procedimiento descrito pero utilizando múltiples réplicas y seleccionado los tiempos de agitación convenientemente. El pH inicial se ha ajustado a 2.2 para obtener un pH de equilibrio en el intervalo 5-6. El ensayo se ha realizado utilizando una concentración inicial de Zn^{2+} de 7 mg/L y una concentración de zeolita de 20 g/L. En paralelo, se ha realizado un ensayo en blanco, sin presencia de Zn en el agua.

Para el análisis de los resultados cinéticos se ha considerado los modelos de primer orden, difusión interna, modelo de Elovich, pseudo-primer orden y pseudo-segundo orden por ser los más ampliamente utilizados (Malamis y Katsou, 2013). El modelo que ha presentado una mejor correspondencia ha sido el de pseudo-segundo orden, representado en su forma diferencial y linealizada por las ecuaciones 4 y 5:

$$\frac{dq_t}{dt} = K \cdot (q_t - q_e)^2 \quad (4)$$

$$\frac{t}{q_t} = \frac{1}{K \cdot q_e^2} + \frac{1}{q_e} \cdot t \quad (5)$$

donde K (g/mg h) es la constante de velocidad de pseudo-segundo orden y $K \cdot q_e^2$ (mg/g h) la velocidad en el instante inicial.

Ensayos en columna

Para representar las condiciones de campo se han realizado ensayos en columna de lecho fijo. El material con un tamaño de partícula de 1,5-2,0 mm se ha empaquetado en una columna de vidrio de 2,5 cm de diámetro interno y 18 cm de longitud. El lecho de zeolita ha presentado una densidad aparente de 819 y 1.064, así como una porosidad de 0,54 y 0,57, respectivamente para ZN1 y ZN2. En la base de la columna se ha instalado un filtro de vidrio para asegurar una óptima distribución del flujo. La columna se ha alimentado con un flujo ascendente mediante una bomba peristáltica. Para imitar las condiciones de flujo del acuífero se ha ajustado el caudal a $8,3 \cdot 10^{-8}$ m³/s para obtener una conductividad hidráulica constante de $3 \cdot 10^{-4}$ m/s. Para determinar la capacidad de retención de metal por parte de la zeolita, se ha alimentado la columna con una solución de Zn de 6,5 mg/L. Previamente, se ha ajustado el pH de la columna hasta un valor próximo a 6 mediante el flujo de una solución acuosa. Durante los experimentos se ha mantenido una temperatura de 18-22 °C y una fuerza iónica de 0,01 N de NaCl en la solución influente. Fracciones del efluente fueron recogidas en distintos tiempos y acidificadas hasta un pH inferior a 2 con ácido nítrico para su conservación. El análisis químico del zinc presente en el efluente se ha realizado mediante espectrofotometría de absorción atómica.

A partir del valor de K_d estimado tras el agotamiento de la columna y de las propiedades físicas del lecho, densidad de zeolita (ρ en g/L) y porosidad (ε), se ha estimado el coeficiente de retardo (R_d) según la ecuación 6, a efectos de evaluar la capacidad de retención de zinc por parte de la barrera reactiva.

$$R_d = 1 + \frac{\rho}{\varepsilon} \cdot K_d \quad (6)$$

Resultados

Equilibrio químico

La influencia del pH y concentración de zeolita sobre el equilibrio químico resultante entre el agua contaminada por Zn^{2+} y la zeolita natural, se ha investigado para cada uno de los minerales seleccionados. Se ha estudiado una concentración de Zn^{2+} de 6,5 mg/L y concentraciones de sólido de 5 y 60 g/L, con fuerza iónica 0,01 N en NaCl, para distintos pHs iniciales. La figura 1 muestra los resultados del coeficiente de distribución o partición K_d , calculado según la ecuación 3, en función del pH de equilibrio (pH_e) para las zeolitas naturales ZN1 y ZN2.

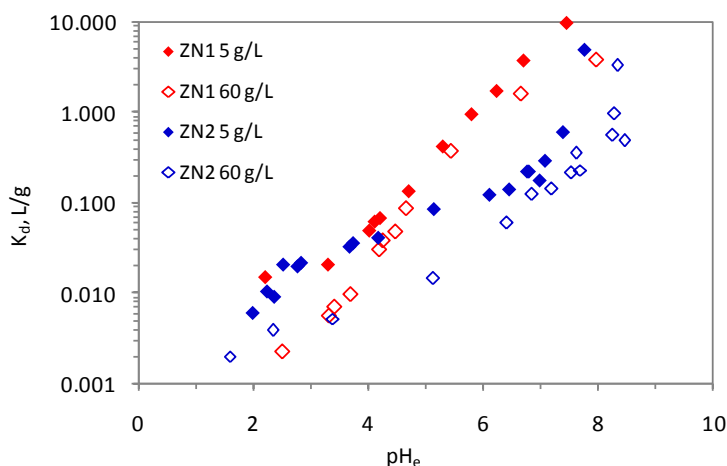


Figura 1. Variación del coeficiente de distribución K_d con el pH y la concentración de zeolita ZN1 o ZN2.

En general, los valores de K_d obtenidos a un pH dado son ligeramente superiores para la zeolita ZN1. Esto indica una mayor retención de zinc por parte de ZN1 en las mismas condiciones de pH. Por otra parte, al aumentar la concentración de zeolita se observa en ambos casos un descenso de los valores de K_d , coincidiendo con lo observado en otros estudios (Oren y Kaya, 2006). En relación a la influencia del pH, se observa un importante incremento de K_d con

el pH, lo que señala una elevada influencia del pH sobre los procesos de retención de metal. Así, para una concentración de 5 (60) g/L de zeolita y en un rango de pH 2-8, el valor de K_d en la muestra ZN1 se incrementa 3,9 (4,4) veces por unidad de pH. La muestra ZN2 presenta una tendencia similar incrementándose 2,0 (2,6) veces por unidad de pH para pHs inferiores a 7, ligeramente inferior en comparación con ZN1. En el intervalo de pH 7-9, el incremento observado en ZN2 es más acentuado. Oren y Kaya (2006) atribuyen la influencia del pH a la competencia entre el protón y metal por los centros activos de las zeolitas ($\equiv O^-$). Además, se considera la existencia de carga negativa por parte de la zeolita también en pHs ácidos (Obiri *et al.*, 2014). Así, el proceso de adsorción se ajustaría a la reacción superficial del tipo:



Cinética

En los ensayos cinéticos, se ha alcanzado el estado final de equilibrio tras un tiempo de contacto de 100 h. Los valores finales obtenidos para K_d y pH_e han sido, respectivamente, 0,08 L/g y 5,0 en la muestra con zeolita ZN1, y 0,06 L/g y 5,8 en la muestra con zeolita ZN2. El pH se ha incrementado debido a la adsorción de los protones presentes en el agua ácida por parte de la zeolita. Se ha determinado la cinética de retención de los iones Zn^{2+} y H^+ , estimando la variación de zinc y pH en la solución, respecto a su valor inicial (ecuación 1). El modelo de pseudo-segundo orden ha mostrado un mejor ajuste a los datos experimentales que el resto de los modelos considerados (primer orden, pseudo-primer orden, Elovich y difusión interna). La figura 2 muestra el ajuste del modelo (ecuación 5) a los resultados experimentales para cada zeolita. Para las zeolitas ZN1 y ZN2, la constante cinética obtenida (K , en g/mg·h) ha sido, respectivamente, de 0,9 y 13,1 en la retención de Zn y de 9,9 y 25,3 en la adsorción de protones. Asimismo, la velocidad inicial del proceso ($K \cdot q_e^2$, en mg/g·h) ha sido de 0,04 y 0,9 en la retención de metal, y de 0,4 y 2,5 en la retención de protones, para las muestras ZN1 y ZN2. En consecuencia, se observa un proceso de retención ligeramente más rápido al usar el mineral rico en la zeolita clinoptilolita (ZN2).

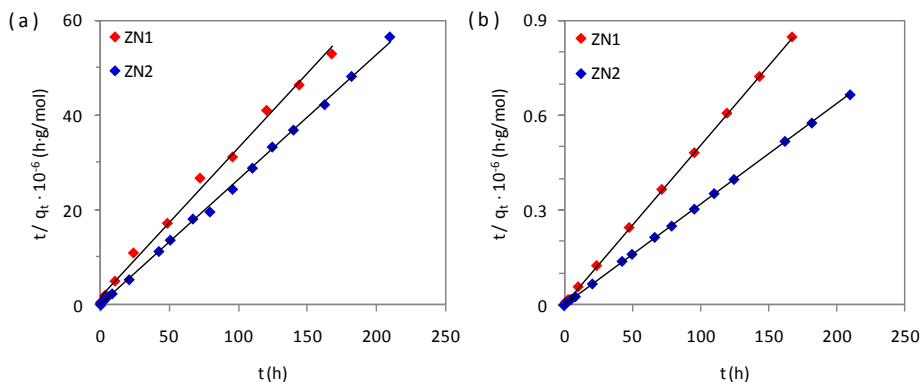


Figura 2. Ajuste del modelo cinético de pseudo-segundo orden para la adsorción de iones Zn^{2+} (a) y H^+ (b) sobre las zeolitas ZN1 y ZN2 ($r^2 > 0,9999$).

La realización de un ensayo cinético en blanco (sin Zn), ha permitido determinar la diferencia existente en la cantidad de protones retenidos por la zeolita, en comparación con la observada en presencia de Zn. Se ha observado una menor retención de protones en presencia de metal. Esta menor captación de iones H^+ puede asociarse al intercambio, durante la adsorción, entre los iones Zn^{2+} y los protones contenidos por la zeolita (ecuación 7) y al efecto competitivo por los centros activos de la zeolita. En la figura 3 se ha representado, frente al pH, la relación entre los iones Zn^{2+} retenidos por la zeolita y los protones desplazados durante el proceso de retención (relación $\text{Zn}^{2+}/\text{H}^+$). Se observa una importante variación de esta relación en función del pH, lo que sugiere la existencia de distintos mecanismos que gobiernan el proceso de eliminación del metal. El comportamiento de ambas zeolitas es similar para pHs superiores a 4, mientras que en pHs ácidos, inferiores a 4, la relación $\text{Zn}^{2+}/\text{H}^+$ es ligeramente inferior para la zeolita ZN1. Oren y Kaya (2006) sugieren que en condiciones ácidas se acentúa el intercambio de cationes presentes en la zeolita (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) con los iones Zn^{2+} y H^+ , de modo que el proceso estaría controlado por el intercambio iónico, resultando así en una baja relación metal/protón intercambiado. En este sentido, la zeolita ZN1 presenta una mayor CEC que justificaría su menor relación de intercambio metal/protón. Por otra parte, al incrementar el pH, la adsorción pasaría a ser el proceso controlante, incrementándose la relación de intercambio metal/protón. Por último, en pHs más elevados, la precipitación de zinc sobre la superficie de la zeolita podría ser un mecanismo presente que conllevaría un incrementando

del metal eliminado no asociado a una liberación de protones por parte de la zeolita.

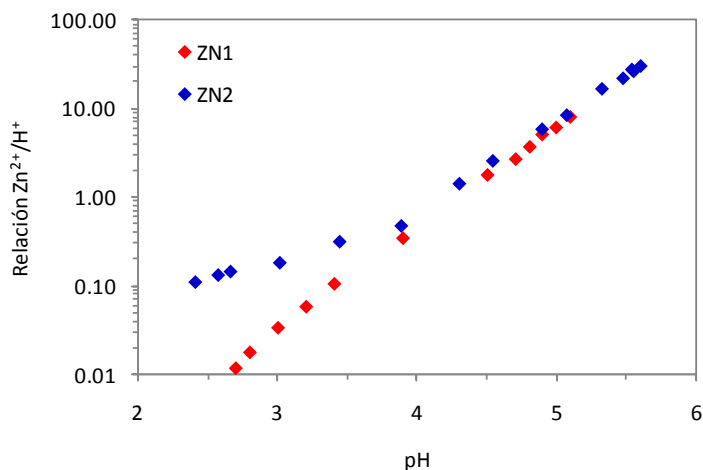


Figura 3. Relación competitiva entre iones Zn^{2+} y H^{+} en su retención sobre las zeolitas ZN1 y ZN2.

Tratamiento en continuo

Se ha obtenido la curva de ruptura de zinc en cada una de las zeolitas para un valor del pH de entrada de 6.0 (ZN1) y 5.6 (ZN2). La figura 4 muestra los resultados experimentales obtenidos.

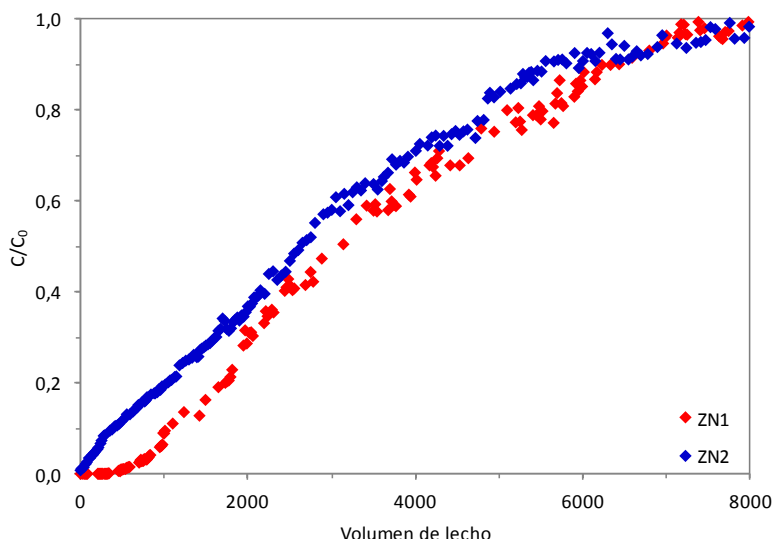


Figura 4. Curva de ruptura de la eliminación Zn mediante las zeolitas ZN1 y ZN2

Puede observarse, en ambos casos, una alta capacidad de retención de Zn por parte de la barrera reactiva. Se observa un punto de ruptura temprano y una tendencia progresiva de la curva ruptura. El punto de agotamiento, 95% de la concentración influente (Nuic *et al.*, 2013), se ha alcanzado alrededor de los 7.000 volúmenes de lecho (tras 1.167 horas de operación). La cantidad de zinc retenida tras la operación ha sido ligeramente superior al utilizar la zeolita ZN1. En concreto, se ha retenido 14,2 y 10,3 mg/g por las zeolitas ZN1 y ZN2. Considerando el equilibrio establecido tras la finalización de la curva de ruptura, el valor de K_d estimado es de 2,24 y 1,59 L/g para las zeolitas ZN1 y ZN2, lo que muestra un incremento de la capacidad de adsorción respecto a los ensayos en discontinuo. Ello puede ser atribuible a la superior concentración de zeolita presente en la columna, así como a las condiciones cinéticas del proceso en condiciones continuas. Considerando el valor de K_d obtenido, se ha estimado el coeficiente de retardo según la ecuación 6. Los elevados valores de R_d obtenidos, 3.406 (ZN1) y 2.986 (ZN2), demuestran la alta capacidad de ambas barreras reactivas para la retención de zinc. Estos valores son similares a los estimados por Vukojevic *et al.* (2013) en el uso de zeolita natural como barrera reactiva para la eliminación de Pb.

Conclusiones

Las dos zeolitas naturales utilizadas resultan efectivas como barreras reactivas para la eliminación de zinc. Los resultados obtenidos, tanto en los ensayos en discontinuo como en columna, muestran una alta capacidad por parte de ambas zeolitas para la retención del contaminante. La zeolita ZN1 presenta una capacidad de retención de zinc algo superior, especialmente en condiciones de pH 4-8, mientras que la zeolita ZN2 presenta una cinética ligeramente más rápida. La capacidad de retención de zinc está altamente influenciada por el pH y por la concentración de zeolita y gobernada, en función de las condiciones de pH, por la adsorción, el cambio iónico o la precipitación superficial como principales mecanismos de eliminación. El proceso cinético puede representarse adecuadamente mediante un modelo de pseudo-segundo orden.

Bibliografía

Dyer, A., Abdel Gawad, A.S., Mikhail, M., Enamy, H., y Afshang, M. (1991). The natural zeolite, laumontite, as a potential material for the treatment of aqueous nuclear wastes. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 4, 265–276.

Dzombak, D.A. y Morel, F.M.M. (1990). *Surface Complexation Modeling, Hydrous Ferric Oxide*. Wiley-Interscience, New York.

Malamis, S. y Katsou, E. (2013). A review on zinc and nickel adsorption on natural and modified zeolite, bentonite and vermiculite: Examination of process parameters, kinetics and isotherms. *J. Hazard. Mater.*, 252–253, 428–461.

Nuic, I., Trgo, M., Peric, J. y Vukojevic Medvidovic, N. (2013). Analysis of breakthrough curves of Pb and Zn sorption from binary solutions on natural clinoptilolite. *Microporous and Mesoporous Materials*, 167, 55–61.

Obiri, F., Grajales, S.J. y Malina, G. (2014). An overview of permeable reactive barriers for in situ sustainable groundwater remediation. *Chemosphere*, 111, 243–259.

Oren, A.H. y Kaya, A. (2006). Factors affecting adsorption characteristics of Zn^{2+} on two natural zeolites. *J. Hazard. Mater.*, 131, 59–65.

Roehl, K.E., Meggyes, T., Simon, F.G., y Stewart, D.I. (2005). *Long-term Performance of Permeable Reactive Barriers*. Elsevier Publishers, Amsterdam.

Thiruvengkatachari, R., Vigneswaran, S. y Naidu, R. (2008). Permeable reactive barrier for groundwater remediation. *Journal of Industrial and Engineering Chemistry*, 14, 145–156.

Vukojevic Medvidovic, N., Peric, J., Trgo, M., y Nuic, I. (2013). Natural zeolite as a permeable reactive barrier - Prediction of lead concentration profile through zeolite barrier. En:N. Rajik (Ed.), *Proceedings of the 5th Serbian-Croatian-Slovenian Symposium on Zeolites* (pp 11-14), Belgrado.

Wang, S. y Peng, Y. (2010). Natural zeolites as effective adsorbents in water and wastewater treatment. *Chemical Engineering Journal*, 156, 11–24.

Estudio de la eficiencia de una zeolita natural para el tratamiento de aguas subterráneas ácidas

Juan Andrés González Romero¹, Aurora Seco Torrecillas², José Ferrer Polo¹

Palabras clave: aguas subterráneas ácidas, zeolitas naturales, barrera reactiva permeable

Resumen

La presencia de aguas subterráneas ácidas constituye uno de los principales problemas de contaminación. Generalmente, la acidez del agua puede estar motivada por procesos de oxidación de sulfuros, drenajes ácidos de mina, o por procesos de lixiviación de residuos o vertederos. La neutralización del pH mediante el uso de barreras reactivas permeables constituye una de las soluciones técnicas utilizadas para la recuperación y protección de acuíferos. En este trabajo se ha estudiado la capacidad de una zeolita natural, rica en clinoptilolita, para su incorporación como relleno en barreras reactivas permeables.

La zeolita estudiada muestra un comportamiento ácido-base ligeramente alcalino. Se han realizado ensayos a escala de laboratorio tanto en batch como en columna para estudiar la eficiencia de la zeolita en la neutralización del pH del agua. Se ha estudiado la influencia del pH inicial en el intervalo 2-7. La contribución del intercambio catiónico entre la zeolita y el agua sobre la capacidad de neutralización se ha mostrado como un proceso que contribuye significativamente, especialmente el intercambio de calcio, magnesio y potasio. Por último, se ha simulado experimentalmente, en columna de laboratorio, las condiciones de flujo de una pluma ácida a través de la barrera reactiva. Los resultados muestran que es posible neutralizar las aguas ácidas mediante barreras reactivas de zeolita durante largos períodos de tiempo.

¹ Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València

² Departament d'Enginyeria Química, Universitat de València

Estimación de conductividades hidráulicas mediante filtros de Kalman de conjuntos para la predicción de niveles piezométricos

Julio Gutiérrez-Esparza¹, J. Jaime Gómez-Hernández¹

Palabras clave: modelos inversos, filtro de Kalman, modelos estocásticos

Resumen

Se ha desarrollado un filtro de Kalman de conjuntos para su aplicación en un acuífero en el sur de España. A partir de un modelo determinista existente, se ha construido un modelo estocástico de partida que se ha mejorado con la asimilación de datos de piezometría a lo largo de más de 20 años.

El resultado final es un conjunto de campos de conductividad que reproducen aceptablemente las alturas piezométricas observadas y que proporciona una medida de la incertidumbre sobre los valores de conductividad estimados, identificando aquellas zonas que deberían ser objeto de una caracterización más detallada.

¹ Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València

ASR en Barcelona: Nuevo régimen de operación para hacer frente a nuevos escenarios

Marta Hernández¹, Pere Camproví¹, Xavier Bernat¹, Jordi Castelló²

Palabras clave: Aquifer Storage and Recovery (ASR), recarga, Llobregat, Barcelona

Resumen

La potabilizadora de Sant Joan Despí, con una capacidad nominal de 5,3 m³/s, produce el 48% del agua potable para abastecer al Área Metropolitana de Barcelona. Más de 3 millones de habitantes, agricultores e industrias en la zona necesitan agua potable para desarrollar su actividad. La producción anual de agua está alrededor de 115 hm³/año, con una contribución de agua subterránea de 27 hm³/año, lo que supone que el 25% de los recursos provienen del acuífero profundo del Delta del Llobregat.

En 1969 el sistema de bombeo fue adaptado para crear el sistema de recarga por inyección más grande de España. El sistema ASR (Aquifer Storage and Recovery) es un sistema dual de inyección y recuperación por bombeo que consiste en 11 pozos, con una capacidad total de recarga de 75.000 m³/día.

Durante la década de los noventa, el rango de volumen inyectado osciló entre 5 y 15 hm³/año. A pesar de la idoneidad del acuífero aluvial (valores medios de transmisividad de 30.000 m²/d) y los buenos resultados de la inyección, el sistema de inyección ha sido utilizado cada vez menos.

En 2009, la última gran ampliación de la planta potabilizadora supuso la incorporación de una línea de ultrafiltración y ósmosis, ha supuesto una mejora en la calidad de agua tratada, pero un encarecimiento de los costes de producción. Actualmente el sistema ASR de recarga no opera debido a los elevados costes del agua potable a inyectar, y lo poco sostenible (entendiendo

¹ CETaqua, Centro Tecnológico del Agua

² Aigües de Barcelona

el término sostenible en un amplio sentido) del sistema ASR pensado para recargar agua potable. En las últimas décadas se han publicado numerosas experiencias de éxito de ASR usando agua no-potable como agua depurada, aguas de escorrentía (Dillon *et al.*, 2001).

En esta línea, Aguas de Barcelona, la empresa operadora del sistema de ASR en Barcelona, ha comenzado un proyecto para evaluar los impactos de la inyección de agua pre-potable para incrementar los recursos subterráneos a nivel local. Este estudio permitirá asegurar el abastecimiento al área metropolitana en épocas de sequía.

Las referencias revisadas sugieren un gran número de parámetros de control en la recarga, tanto regulativos (WBMWD, 2008) como recomendaciones (Fernández Escalante, 2006; Pérez-Paricio, 2001). La colmatación (o clogging en inglés) física parece ser el fenómeno que se puede prevenir más fácilmente, ya que se correlaciona con parámetros individuales como la turbidez, los sólidos en suspensión o el índice MFI (Modified Fouling Index).

Los parámetros más controvertidos son los que miden el potencial clogging biológico, que normalmente son una combinación de nutrientes, fuente de carbón orgánico disponible, temperatura, etc. Durante el proyecto DESSIN (2014 – 2017) se evalúa la técnica ASR teniendo en cuenta un análisis multidisciplinar. Se aplicará el modelo numérico para cuantificar el impacto en el nivel freático de la recarga.

Se evaluará el impacto hidrogeoquímico de la interacción entre el agua recargada y la nativa del acuífero. Finalmente, la técnica ASR y su aplicación en Sant Joan Despí será evaluada utilizando el marco socio-económico de los servicios ambientales (Ecosystem Services), para llegar a cuantificar los beneficios de la recarga desde una perspectiva integrada.

Aporte a la gestión conjunta de recursos hídricos: implementación de un modelo de flujo subterráneo de parámetros aleatorios, acoplando aguas superficiales y aguas subterráneas

Mario A. Hernández Hernández¹, Wolfgang Nowak², Abel Solera Solera³

Palabras clave: gestión conjunta, parámetros aleatorios, modelo de acuífero, relación río-acuífero

Resumen

En este trabajo se ha aplicado la metodología GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation), en un modelo de flujo subterráneo (acoplable a un modelo de gestión conjunta de recursos hídricos) en la Cuenca del Río Duero, España. El enfoque se centra en la creación de campos de conductividad y almacenamiento aleatorios, basada en funciones de distribución uniforme, así como la evaluación de múltiples realizaciones haciendo uso del módulo de simulación del flujo subterráneo por Autovalores (AQUIVAL 2.0). Actualmente, este módulo realiza la simulación de condiciones de contorno no nulas (conexiones tipo río) y es directamente acoplable al modelo de gestión de recursos hídricos conocido como AQUATOOL DMA.

La interacción entre la metodología GLUE y el módulo subterráneo AQUIVAL 2.0, fue desarrollada mediante un código escrito en MATLAB (Versión R2012a). Dicho código permite la creación, escritura y guardado de campos de conductividad y almacenamiento con valores aleatorios, de acuerdo a una

¹ Doctorado en Ingeniería del Agua y Medio Ambiental, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain, malbher@upv.es

² Institut für Wasser und Umweltsystemmodellierung, Universität Stuttgart, Pfaffenwaldring 61, 70569 Stuttgart, Deutschland, wolfgang.nowak@iws.uni-stuttgart.de

³ Departamento de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain, asolera@upv.es

función de distribución previamente asignada, relacionada con el tipo de material presente en las distintas zonas y estratos del acuífero modelado. Una vez fijados los campos de parámetros aleatorios y escritos en un archivo de extensión *.txt, se ejecuta el módulo de simulación del flujo subterráneo y sus resultados son guardados y comparados con los valores observados (niveles piezométricos y caudal de descarga en zonas con conexión río-acuífero). Este tipo de condición de contorno ha sido recientemente incorporada al módulo subterráneo en términos de la metodología de Autovalores. Tras múltiples simulaciones del módulo subterráneo, son rechazadas aleatoriamente ciertas realizaciones y se escoge de entre ellas las que mayor eficiencia (medida por el índice de Nash) o similitud tienen entre los valores observados y simulados, en base a la función objetivo impuesta al modelo de flujo y sus realizaciones.

Los valores obtenidos para los conjuntos de parámetros evaluados en el modelo de flujo subterráneo muestran la particularidad del fenómeno de equifinalidad. Por tanto, es difícil decidir objetivamente sobre el mejor conjunto de parámetros para los cuales se tenga la mejor eficiencia del desempeño del modelo de flujo. Sin embargo, se gana en conocimiento del funcionamiento del modelo, al reducir el rango de variación de los dos parámetros principales del modelo, la conductividad y el almacenamiento.

Basado en este estudio, queda de manifiesta la heterogeneidad de los parámetros en la zona de estudio, siendo difícil identificar parámetros óptimos, lo que demuestra el cuidado que debe tenerse en la calibración de modelos de tipo conjunto, donde se presentan altas variaciones estacionales de precipitación, recarga y demanda a lo largo de un período de estudio.

Introducción

Los modelos hidrológicos superficiales y subterráneos son herramientas importantes para la gestión de cuencas y recursos hídricos, tanto para su operación o evaluación como casos de estudio (Quilbé y Rousseau, 2007; Van *et al.*, 2008; Sudheer y Lakshmi, 2011). Sin embargo, debido a la variabilidad espacial en los procesos naturales, la mayoría de los modelos físicos son altamente complejos y generalmente están caracterizados por multitud de parámetros (Xuan *et al.*, 2009). Técnicamente, la modificación de los valores de los parámetros revela un alto grado de incertidumbre y su sobreestimación

podría llevar a dedicar mayores recursos (económicos y temporales), así como al sobrediseño de la gestión de los recursos. De esta forma, para poder aplicar modelos hidrológicos de manera práctica en la investigación de recursos hídricos, se requiere de una cuidadosa calibración y un análisis de incertidumbre (Beven and Binley, 1992; Vrugt *et al.*, 2003; Yang *et al.*, 2008).

Se ha prestado mucha atención a temas de incertidumbre en la modelación hidrológica, debido a sus grandes efectos en la predicción o en la toma de decisiones (Van *et al.*, 2008; Sudheer and Lakshmi, 2011). Usualmente la incertidumbre en modelos hidrológicos es debida a la estructura de los modelos, los datos de entrada y los parámetros (Lindenschmidt *et al.*, 2007). En general, la incertidumbre estructural puede ser mejorada al comparar y modificar las diversas componentes del modelo (Hehberg y Refsguard, 2005). La incertidumbre en las entradas al modelo ocurre debido al cambio en condiciones naturales, limitaciones de las mediciones y ausencia de datos (Berk, 1987). Una forma de lidiar con estas incertidumbres es usar variables aleatorias como dato de entrada, en lugar de la forma convencional del uso de datos fijados (Yulianti *et al.*, 1999).

Los parámetros de un modelo pueden dividirse en dos grupos: de tipo conceptual y físicos (Gong *et al.*, 2011). Los parámetros conceptuales como el coeficiente de forma (β), que es un parámetro adimensional que modifica el porcentaje de filtración para un mismo grado de humedad relativa en el suelo dentro del módulo de simulación de flujo EvalHid (2012), se definen como la conceptualización de un proceso no cuantificable, que tiene que ser determinado por un proceso de calibración. En cambio, los parámetros de tipo físicos pueden ser medidos o estimados basados en las características del sistema hidrológico, si se ha recabado información con un alto grado de detalle (Vertessy *et al.*, 1993; Nandakumar y Mein, 1997). De esta forma, debido a que se desconoce la heterogeneidad espacial del área de estudio y que realizar campañas de recolección de datos resulta muy alto de costear, los parámetros físicos son determinados igualmente calibrando el modelo comparando con los datos medidos existentes (Raat *et al.*, 2004). Sin embargo, cuando el número de parámetros en un modelo es grande, al igual que un gran número de subprocesos que deben ser considerados en la calibración o en la estructura propia del modelo, el proceso de calibración se vuelve complejo y el concepto de incertidumbre aparece en ello (Rosso, 1994; Sorooshian y Gupta, 1995).

Se ha visto que la incertidumbre paramétrica es inevitable en los modelos hidrológicos y que un análisis subsecuente debe realizarse del mismo antes de

utilizar dicho modelo para predicción o en procesos de toma de decisiones. Se han realizado estudios de incertidumbre paramétrica en áreas como gestión integrada de cuencas (Zacharias *et al.*, 2005), modelos hidrológicos superficiales y subterráneos (Camacho, 2000; Cantor, 2006; Torres *et al.*, 2012, Cartwright *et al.*, 2005), previsión de flujo máximo (Jorgeson y Julien, 2005), predicción de pérdida de suelo (Cochrane y Flanagan, 2005), valoración del efecto del cambio de uso de suelo (Eckhardt *et al.*, 2003; Shen *et al.*, 2010; Xu *et al.*, 2011), evaluación del impacto del cambio climático (Kingston y Taylor, 2010), entre muchos otros más.

Sin embargo, la identificación de parámetros es un problema complejo y no lineal donde pueden ser obtenidas numerosas soluciones posibles mediante algoritmos de optimización (Nandakumar y Mein, 1997), debido a que los parámetros no pueden ser identificados de manera fácil. No obstante, diferentes conjuntos de parámetros pueden resultar en predicciones similares, lo que se conoce como fenómeno de equifinalidad (Beven y Binley, 1992). A la fecha, existen pocos estudios sobre la identificación de parámetros, basándose en análisis de incertidumbre de modelos hidrológicos.

Se han aplicado distintas técnicas de análisis de incertidumbre en otros trabajos de investigación, tales como el FOEA (*first-order error analysis*) de Melching y Yoon (1996), el Método de Monte Carlo (Kao y Hong, 1996) y el método GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) de Beven y Binley (1992). El método FOEA está basado en relaciones lineales y falla al no poder lidiar adecuadamente con modelos complejos (Melching y Yoon, 1996). El método MC requiere repetir la simulación del modelo de acuerdo al parámetro estudiado, lo que resulta en un enorme esfuerzo computacional y temporal (Gong *et al.*, 2011). Sin embargo, la metodología GLUE mejora el rendimiento del modelo, concentrándose en conjuntos de parámetros y no en parámetros individuales (Beven y Binley, 1992), tomando en cuenta también la interacción entre parámetros y su no linealidad implícita, a través de las mediciones de similitud (Vazquez *et al.*, 2009). GLUE es usado en este estudio para la identificación de parámetros en un modelo de flujo subterráneo.

La cuenca hidrográfica del Duero está situada en la porción Norte de la Península Ibérica, en España. Está compuesta principalmente de una formación acuífera profunda, el denominado “Terciario detrítico del Duero”, que suministra de agua a los distintos usos que de ella se hacen en la cuenca (urbano, agrícola, industrial, recreativo, etc.). Existe un amplio número de estudios previos en la

zona, relacionados con modelos locales de masas de agua subterráneas de interés, su interacción con las aguas superficiales y las demandas en la zona.

Distintos modelos hidrológicos han sido usados en esta región para estudiar el impacto de la gestión actual de los recursos hídricos (Jiménez, 2011; Sahuquillo *et al.*, 2010; López, 1993; Pulido-Velázquez *et al.*, 2005). En este sentido, es muy importante la investigación de incertidumbre en los modelos hidrológicos usados en esta cuenca de España, considerando el variado comportamiento hidrogeológico y de distribución heterogénea de las propiedades del suelo de los acuíferos en la zona. En este estudio se ha combinado un modelo lineal de flujo subterráneo (de tipo distribuido), con la metodología GLUE para cuantificar la incertidumbre de los parámetros hidrodinámicos del modelo y para proveer información de base para la modelación hidrológica superficial y subterránea de toda la cuenca del Duero.

El artículo está organizado de la siguiente manera: (1) se da una descripción del área de estudio, del modelo hidrológico y la metodología GLUE; (2) se analiza la incertidumbre asociada a los parámetros identificados para el modelo de flujo subterráneo, en la sección de resultados y discusión; (3) se realizan conclusiones del trabajo.

Materiales y métodos

Zona de estudio

La cuenca del Duero se encuentra al Noroeste de la península ibérica, extendiéndose por las comunidades autónomas de Castilla y León, Galicia, Cantabria, Castilla-La Mancha, Extremadura, La Rioja, Madrid y Asturias (Figura 1), con una superficie de 78,859 km².

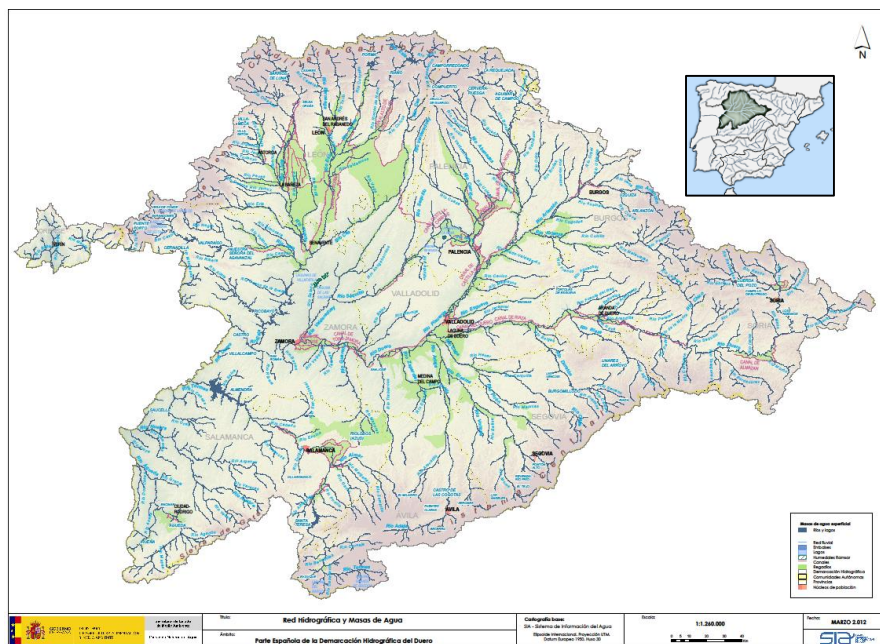


Figura 1. Localización de la cuenca del Duero, España.

Se trata de una depresión llana y elevada, bordeada por sistemas montañosos, donde la totalidad de la cuenca se encuentra por encima de los 600 m de altitud (solo un 1.9% está por debajo); el 66% de la cuenca está entre los 600 y 1.000 m; el 31% entre los 1.000 y 2.000 m y solo el 1,1% por encima de los 2.000m. La parte central tiene un relieve de llanuras escalonadas entre los 700 y 1.000m. El uso del suelo se compone de bosque 1.418.801 ha, matorral 1.165.903 ha, pastizales 785,841 ha y praderas 107,382 ha. Además, existen 3.7 millones de ha con cultivos de secano, 550.000 ha de regadío y aproximadamente 100.000 ha ocupadas por urbanizaciones. El área está caracterizada por un clima predominantemente mediterráneo, salvo la franja norte, que tiene un clima atlántico o eurosiberiano. La temperatura media corresponde a inviernos largos y fríos (media de 2°C en Enero) y veranos cortos y suaves (22°C en Julio). La precipitación media anual en la cuenca es de 612 mm, con valores mayores en zonas de montaña (>1.800 mm), valores medios en sistemas central e ibérico (1.000 m) y valores bajos en zonas del Bajo Duero, Salamanca, Zamora y Valladolid (400 mm). Existen diversas estaciones meteorológicas e hidrométricas en la zona de estudio. El presente trabajo se

centra en la restitución de aforos a régimen natural en tramos del Río Duero, que se considera con conexión al acuífero profundo "Terciario detrítico del Duero". En dichos tramos se conoce el caudal transferido en la relación río-acuífero, la cual es la base para calibrar las entradas y salidas simuladas en el modelo de acuífero presentado.

Modelo de flujo subterráneo en Autovalores

El modelo de flujo subterráneo adoptado para el análisis del funcionamiento del acuífero del Duero está compuesto por un acuífero en dos capas (Figura 2), primera capa se corresponde con las masas subterráneas más someras y de flujos más localizados en el Duero y la segunda capa está relacionada con el acuífero terciario detrítico, que describe los flujos profundos y regionales más importantes de la zona de estudio.

El modelo está compuesto por 17 columnas y 15 filas. Considera tres celdas con nivel constante (celdas en color negro), que se corresponden con las zonas que drenan agua del acuífero hacia el río Duero (parte baja y final del acuífero, en la zona Oeste). La descarga en estas celdas sirve como punto de comparación entre el diferencial de caudales aforados y restituidos entre los tramos 7-8 y 8-9 del Río Duero, hecha por Jiménez (2011). Estos tramos de río están relacionados con las estaciones de aforo 2066-Carrascal, 2062-Toro, 2054-Villamaciél y 2015-Herrera de Duero. El modelo de flujo considera parámetros hidrodinámicos medios para las distintas masas subterráneas, de acuerdo a lo que se presenta en la Tabla 1.

Tabla 1. Valores de conductividad y almacenamiento para las distintas masas subterráneas del modelo de acuífero por Autovalores del Duero.

<i>No.</i>	<i>Masa Subterránea</i>	<i>Conductividad K_{x,y} (m/día)</i>	<i>Almacenamiento (adim)</i>
1	Aranda del Duero	1,6	0,0006- 0,0012
2	Ayllón	2,0	0,0005
3	Burgos	1,5	0,0003
4	Carrión	0,9- 1,0	0,0025
5	Cuenca del Almazán	1,9	0,0005
6	Los Arenales	2,0- 2,5- 3,0	0,0007- 0,0010
7	Medina del Campo	1,1- 2,0- 3,0	0,0010- 0,0025
8	Páramo de Astudillo	1,0	0,0025
9	Riaza	1,5- 1,2	0,0006- 0,0007
10	Salamanca	0,9- 3,0	0,0025
11	Sepúlveda	1,6	0,0005
12	Tierra de Campos	1,0	0,0025- 0,0050
13	Tierra del Vino	0,9- 1,0- 1,1	0,0025
14	Tordesillas	0,5- 1,0	0,0025
15	Valdavia	1,0	0,0025
16	Villadiego	0,8- 1,0	0,0020
17	Villafáfila	1,0	0,0025
18	Terciario detrítico del Duero	1,0- 1,3- 2,5- 3,0	0,0010- 0,0025

El modelo de acuífero y la asignación de recarga para las distintas capas y masas subterráneas se muestra en la Figura 2.

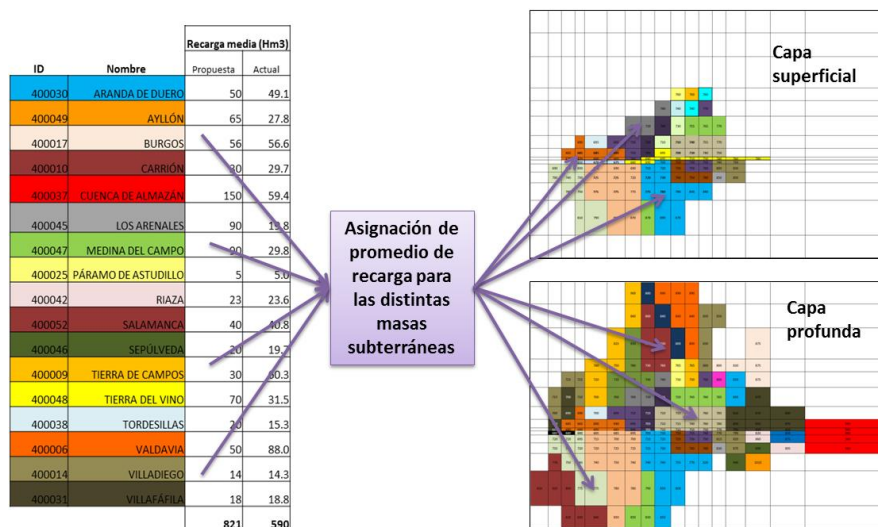


Figura 2. Modelo de acuífero por Autovalores para la simulación del flujo subterráneo

En el mismo sentido, se ha elaborado una matriz de datos con las distintas conductividades y almacenamientos, referentes a las zonas de comportamiento hidrodinámico común. Se cuenta con 13 zonas de conductividad variable, por 11 de almacenamiento, repartidas en ambas capas del modelo de acuífero, tal como se muestra en la Figura 3. Las matrices de datos de entrada se muestran en la Tabla 2.

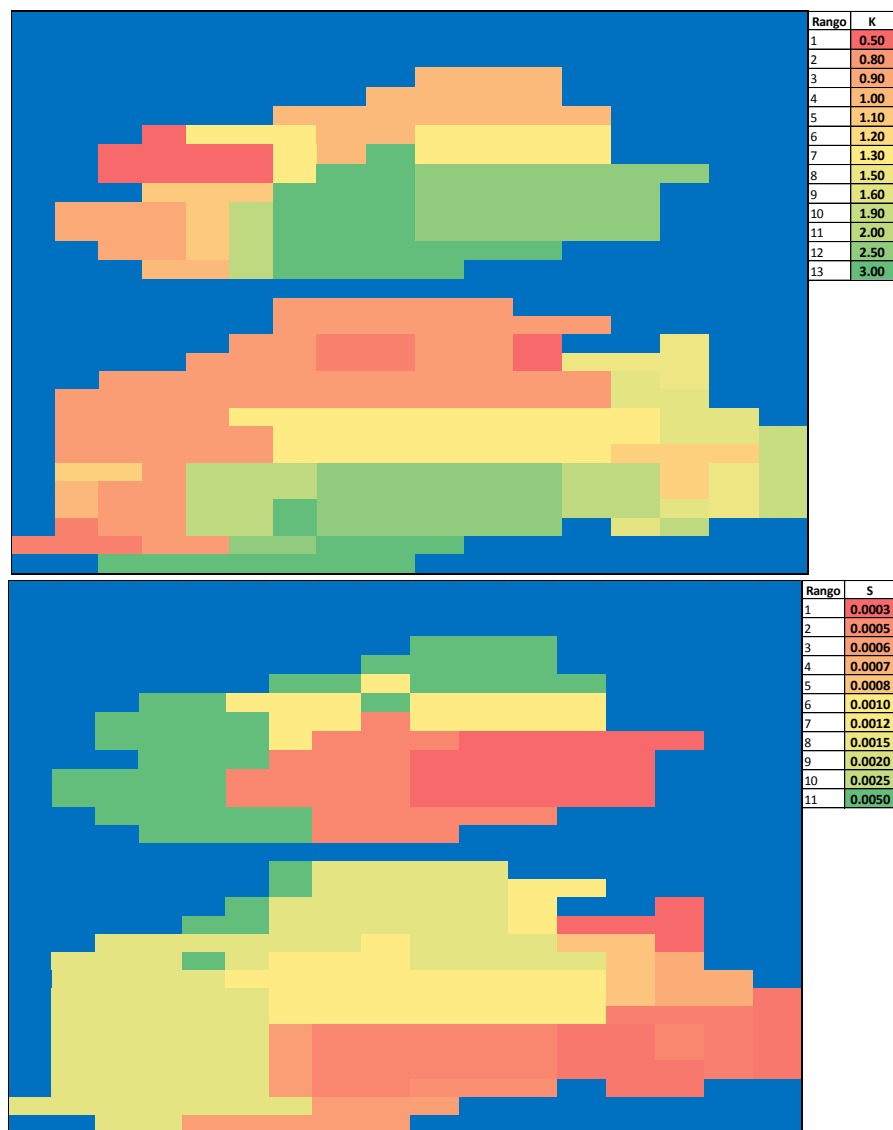


Figura 3. Mapas de conductividad y almacenamiento medios para las capas 1 y 2 del modelo de acuífero por Autovalores del Duero.

Tabla 2. Rangos mínimo y máximo utilizados para el conjunto de parámetros del modelo de acuífero del Duero.

<i>Parámetro</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>Parámetro</i>	<i>min</i>	<i>max</i>
K1	0,25	1	S1	0,0002	0,0006
K2	0,4	1,6	S2	0,0003	0,001
K3	0,45	1,8	S3	0,0003	0,0012
K4	0,5	2	S4	0,0004	0,0014
K5	0,55	2,2	S5	0,0004	0,0016
K6	0,6	2,4	S6	0,0005	0,002
K7	0,65	2,6	S7	0,0006	0,0024
K8	0,75	3	S8	0,0008	0,003
K9	0,8	3,2	S9	0,001	0,004
K10	0,95	3,8	S10	0,0013	0,005
K11	1	4	S11	0,0025	0,01
K12	1,25	5			
K13	1,5	6			

Metodología GLUE

La metodología GLUE (Beven y Binley, 1992) es una técnica de análisis de incertidumbre que considera la importancia del muestreo y el análisis de sensibilidad regional. En GLUE se consideran todas las fuentes de incertidumbre: de datos de entrada, de estructura del modelo, de los parámetros y de la respuesta del modelo. La metodología ha sido ampliamente utilizada en muchas áreas de la ciencia como una estrategia general y eficiente para calibración de modelos y estimación de incertidumbre asociada a modelos complejos (Beven y Freer, 2001). En este trabajo el proceso de análisis de la metodología GLUE consiste en los siguientes pasos:

Paso 1. Definición de la función de similitud

Se utiliza el Coeficiente (N) de Nash-Sutcliffe (Nash, 1970) como la función de similitud evaluada para los resultados de AQUIVAL 2.0 respecto de los valores observados en los tramos de río con conexión al acuífero. Se trata de la medida

de similitud más utilizada en la literatura (Beven y Freer, 2001; Freer *et al.*, 1996; Arabi *et al.*, 2007), la cual tiene la forma siguiente:

$$N = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Qsim_i - Qobs_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Qobs_i - \bar{Qobs})^2} \quad (1)$$

donde $Qobs_i$ y $Qsim_i$ son los valores medidos y simulados para la realización i , $\bar{Qobs}$ es la media de los valores observados. El rango del coeficiente es desde $-\infty$ a 1, donde 1 indica un ajuste perfecto y valores negativos indican un ajuste peor que el de la media de los valores observados.

Paso 2. Generación de conjuntos de parámetros

Debido a la falta de una función de distribución de parámetros inicial conocida, se elige una distribución uniforme, dada su simplicidad (Muleta y Nicklow, 2005; Lenhart *et al.*, 2007; Migliaccio y Chaubey, 2008). Para las 10.000 realizaciones, los parámetros del modelo fueron generados aleatoriamente siguiendo la distribución uniforme, en base a los rangos presentados en la Tabla 2. El inconveniente de la aproximación con esta metodología es la carga computacional impuesta ante la estrategia de muestreo aleatorio. Si se conoce que una función de distribución de tipo normal representa mejor el comportamiento de las variables usadas en el modelo, es preferible usar este tipo de función que la uniforme.

Se seleccionaron valores aleatorios para cada intervalo de parámetros. Si el muestreo inicial del área de parámetros no es suficientemente denso, el esquema de probabilidad de GLUE puede no ser suficientemente preciso respecto a las estadísticas inferidas de las soluciones aprobadas (Bates y Campbell, 2001). Por lo que un gran número de conjuntos de parámetros han sido muestreados (10.000 conjuntos). El tiempo total de simulación duró 1 día y 18 horas, en una computadora Intel Core Duo Quad a 2,5 GHz.

Paso 3. Definición de umbral de aceptación y análisis de resultados

Comparada con otras aplicaciones y modelos, el uso de un umbral máximo aceptable del Coeficiente de Nash (N) para las realizaciones simuladas en el estudio, con valor de 0,5 parece razonable. Si la aceptabilidad es menor a este valor subjetivo, la realización es considerada no apta y la combinación de parámetros es removida de realizaciones posteriores.

En este estudio, el modelo AQUIVAL 2.0 fue evaluado 10.000 veces con diferentes conjuntos de parámetros. Para cada resultado se analizaron gráficos de dispersión, parámetros de frecuencia acumulada y el intervalo de confianza del 95%.

Resultados y discusión

Incertidumbre y resultados obtenidos

Para comprender el grado en que cada parámetro afecta la simulación del modelo, el grado de incertidumbre de los resultados es expresado como un porcentaje de confiabilidad, conocido como 95% IC, que se refiere al 95% del intervalo de confianza o de certidumbre en el resultado obtenido. Este intervalo de confianza se muestra en la Figura 4, referente al flujo de salida del acuífero simulado y observado. La variación temporal de los caudales de entrada o salida están influenciados directamente por los valores de recarga del acuífero y las extracciones en la zona de estudio.

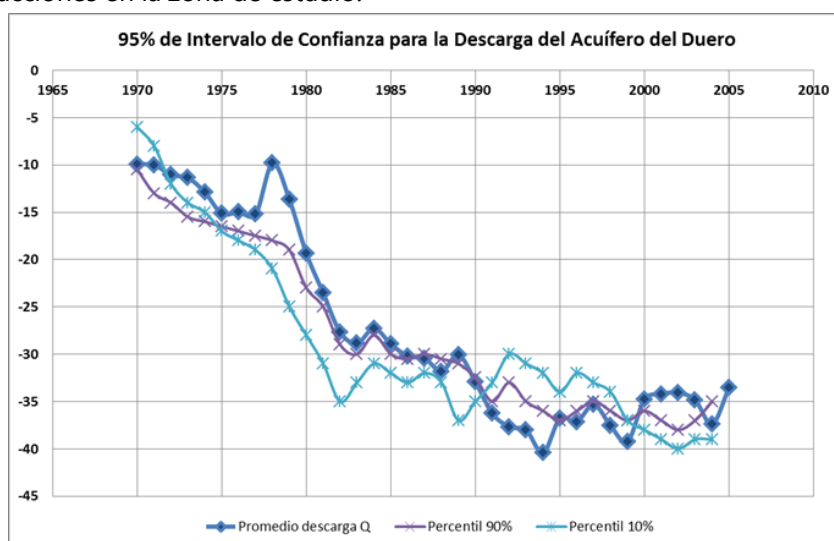


Figura 4. Caudal de descarga simulado para un intervalo de confianza del 95%, con los percentiles del 90 y del 10% y el promedio de descarga observado

En régimen estacionario para el período 1970-2005, la evolución de descarga es negativa, producto de las extracciones en la zona, mayormente marcadas en los años 1978 al 1983, del orden de 20 Hm³. Dichas extracciones generan que la condición natural de descarga del acuífero al río se invierta, generándose una pérdida en los tramos de río en contacto con el acuífero. Las pérdidas en este período son del orden de 35 Hm³.

Basados en los resultados del presente estudio, no es posible decir en qué medida los errores de entrada y de estructura del modelo contribuyen a la generación de la incertidumbre total en los resultados. Los valores de descarga anual obtenidos para la mayoría de las realizaciones no entraron en el rango del 95% del intervalo de confianza, lo que indica que el modelo (bajo las condiciones dadas) no puede simular completamente el proceso de flujo subterráneo. Por tanto, se pone de manifiesto la necesidad de mayores estudios sobre la estructura del modelo, de tal forma que sea posible tomar en cuenta la incertidumbre total de la modelación hidrológica.

Otro problema en la modelación hidrológica hecha está relacionado con la equifinalidad de los parámetros del modelo. En la Tabla 3 se muestran las múltiples combinaciones de conjuntos de parámetros para las cuales se obtuvo un número de Nash similar, al compararlo con valores observados de descarga del acuífero. La equifinalidad puede ser debida a que los parámetros obtenidos en calibración están afectados por múltiples factores, tales como las correlaciones entre parámetros, la sensibilidad, las escalas espacial y temporal y las características estadísticas de los valores residuales del modelo estocástico utilizado o la estructura propia del modelo de flujo usado. Este estudio remarca la importancia del monitoreo para determinar los parámetros físicos y obtener resultados más fidedignos que ayuden a la gestión de recursos hídricos en la zona de estudio.

Tabla 3. Combinaciones de conductividad para las 13 zonas del modelo de acuífero, con similar valor de coeficiente de Nash calculado

Zona	Conjunto de K		
	1	2	3
1	0,6483	0,4746	1,0767
2	0,7316	0,3486	0,7120
3	0,9093	1,4997	1,3522
4	0,9912	1,6132	1,0032
5	1,1245	2,5387	2,5497
6	1,5647	1,5828	0,6124
7	1,6641	1,9124	1,1144
8	1,9915	1,0459	2,4659
9	2,1873	1,7372	2,7023
10	2,3653	3,1390	1,5946
11	2,7360	3,0505	1,3102
12	3,1406	2,1474	3,0516
13	4,6145	4,5104	3,4148
Nash	0,9088	0,9079	0,9065

Incertidumbre de parámetros

La Figura 5 ilustra la variación del número de Nash (N) para la descarga del acuífero del Duero, como función de cada conjunto de parámetros evaluado en el estudio. Observando el gráfico de dispersión, es evidente que la incertidumbre asociada al flujo de descarga del acuífero está ligada en principio a la velocidad de descarga conferida por el coeficiente de conductividad (K) y limitada por el coeficiente de almacenamiento (S) adoptados para el modelo de acuífero evaluado.

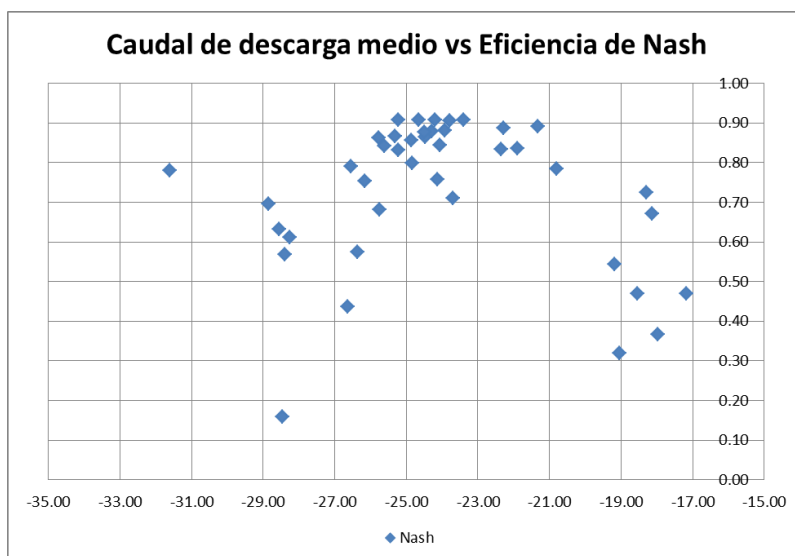


Figura 5. Comparativa de la eficiencia en el cálculo del caudal de descarga en el acuífero del Duero

Dados los dos conjuntos de parámetros (K, S), se reconoce su importancia en el cálculo del caudal de descarga del acuífero, explicado por la velocidad de movimiento del agua ante distintos materiales que componen sus estratos. En media, las realizaciones que obtuvieron una descarga anual del orden de 25 Hm^3 son las que mejor índice de eficiencia en la simulación obtuvieron.

Utilizando el método de prueba y error para la calibración manual y visual, un conjunto de parámetros que muestre un buen desempeño del modelo puede obtenerse sin mucha dificultad. Sin embargo, múltiples valores de $N > 0.90$ obtenidos en las realizaciones, indican que la estimación manual de estos parámetros puede no ser confiable, derivado nuevamente en el problema de equifinalidad.

Las Figuras 6 y 7 muestra las funciones de distribución "a priori" y "a posteriori" de los parámetros K y S respectivamente, para el modelo de flujo subterráneo adoptado, tras la aplicación de la metodología GLUE. Se puede observar que los parámetros no siguen una distribución uniforme "a priori", como se esperaba, sin embargo, sí que se observa una mejora en la distribución "a posteriori", al acotar el rango de variación de ambos parámetros. Lo anterior implica una reducción en la incertidumbre en los parámetros de entrada del

modelo, que conllevaría a obtener mejores índices de eficiencia para el caudal de descarga del modelo. A su vez, la reducción del rango de distribución de ambos parámetros implicaría que el modelo esté influenciado por el conjunto de parámetros, en lugar de un solo parámetro individual.

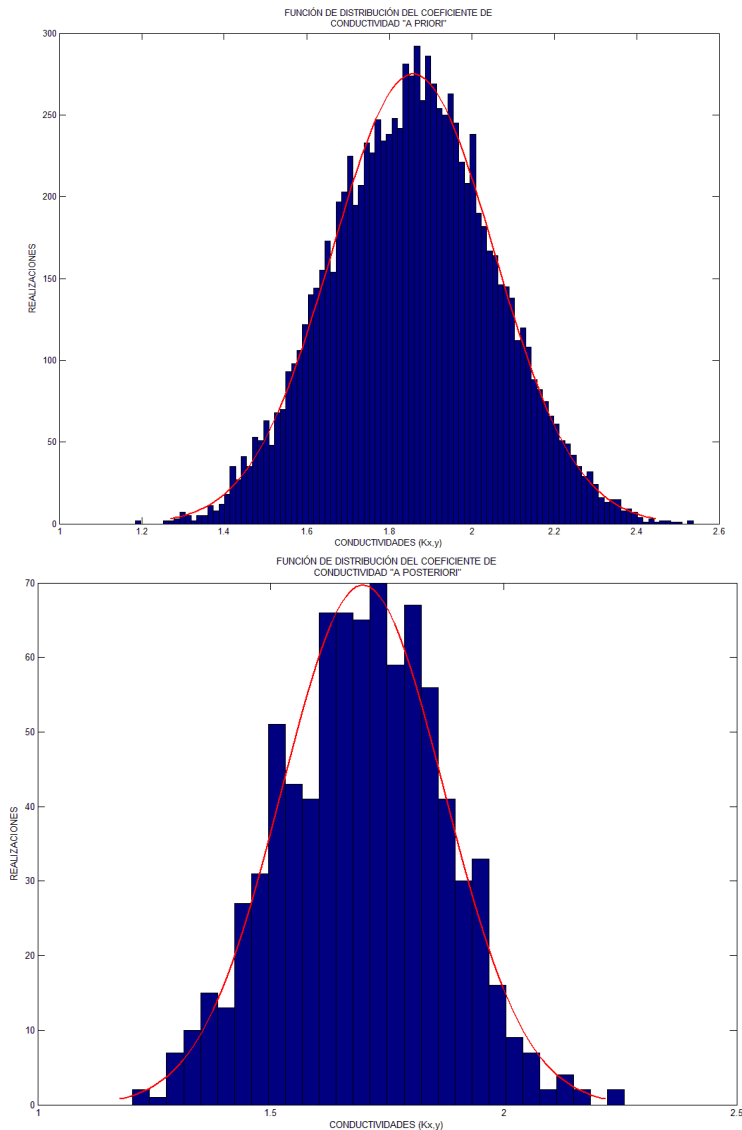


Figura 6. Función de distribución de la Conductividad (K) "a priori" y "a posteriori"

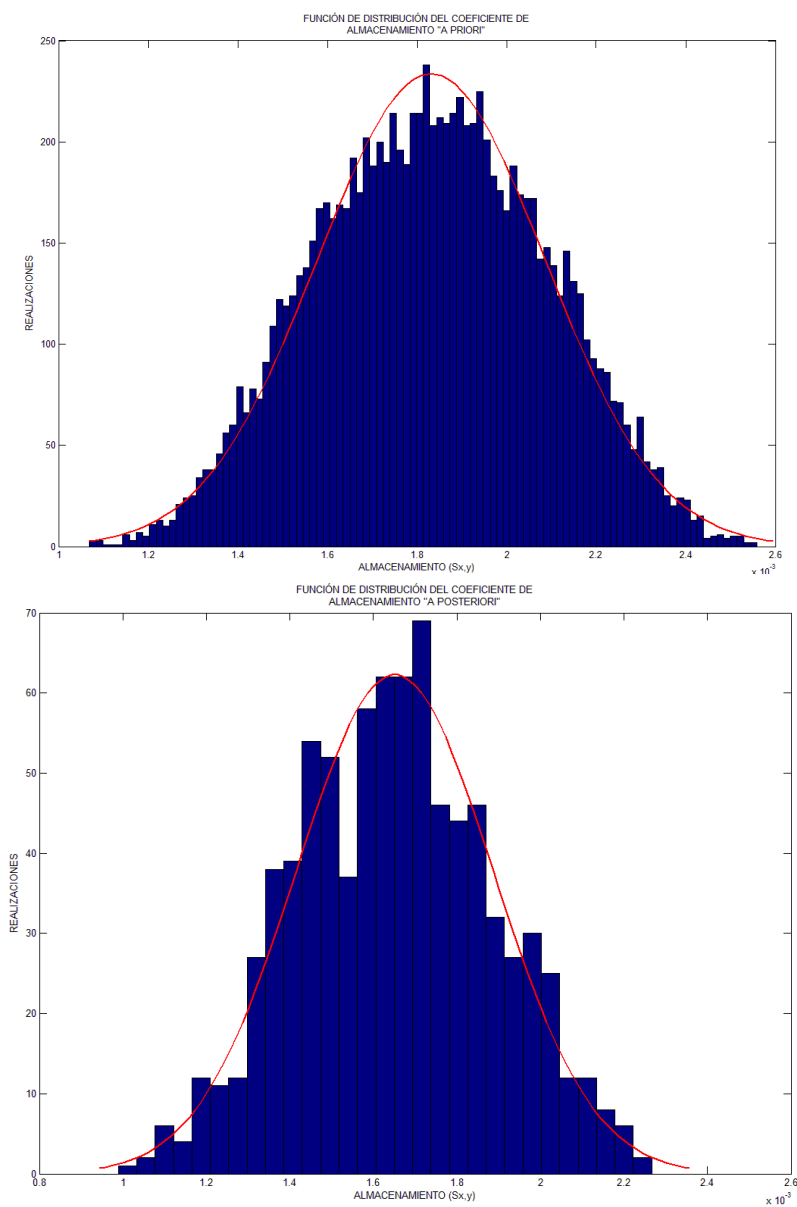


Figura 7. Función de distribución del Almacenamiento (S) "a priori" y "a posteriori"

Considerando una desviación estándar (σ) de 10 del caudal observado, las realizaciones aceptadas (Figura 8), se corresponden con valores de eficiencia de Nash mayores a 0,80. En la Figura 8 se muestran comparativamente los caudales de descarga en los tramos 8 y 9 del Duero (con conexión río-acuífero), respecto del valor simulado y aceptado tras la aplicación de la metodología GLUE.

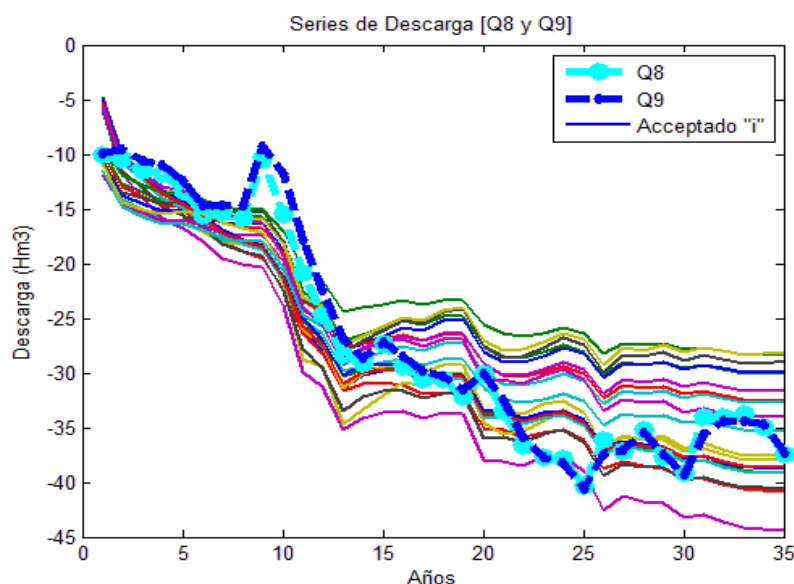


Figura 8. Simulaciones aceptadas "a posteriori", para un valor de $\sigma=10$ del caudal observado

Respecto a la frecuencia acumulada, se observó que la mayoría de las realizaciones (más del 80%) corresponden con valores de eficiencia de Nash entre 0 y 1. Este resultado mostraría que el conjunto de parámetros adoptado aleatoriamente está inmerso en el fenómeno de equifinalidad. Posteriormente se observó que alrededor del 20% de las realizaciones corresponden con un $N > 0,80$, lo que denota una estimación robusta del caudal de descarga en el modelo de flujo subterráneo.

Tras el análisis de resultados, se observó que el conjunto de parámetros fue muy denso alrededor del límite máximo, lo que posiblemente infiera mayor incertidumbre en el modelo de acuífero usado. La distribución espacial de los parámetros (K , S) se muestra en las Figuras 9 y 10 respectivamente. En estas figuras, primero se muestra la distribución de parámetros propuesta "a priori" y

la segunda representa la distribución de parámetros "a posteriori", una vez ha sido aplicada la metodología GLUE para la estimación de realizaciones aceptadas, que cumplan con el índice de eficiencia de Nash. En el caso del campo de conductividades, este no muestra un gran cambio respecto al campo original, con valores que oscilan entre los 0,5 y 3,0 m/día, coincidiendo con valores típicos de acuíferos de tipo detrítico. Por otro lado, el campo de almacenamientos sí que se modifica sustancialmente respecto al original, oscilando entre $0,5 \times 10^{-3}$ y $3,5 \times 10^{-3}$, referente a valores típicos de acuíferos con relativo potencial de explotación.

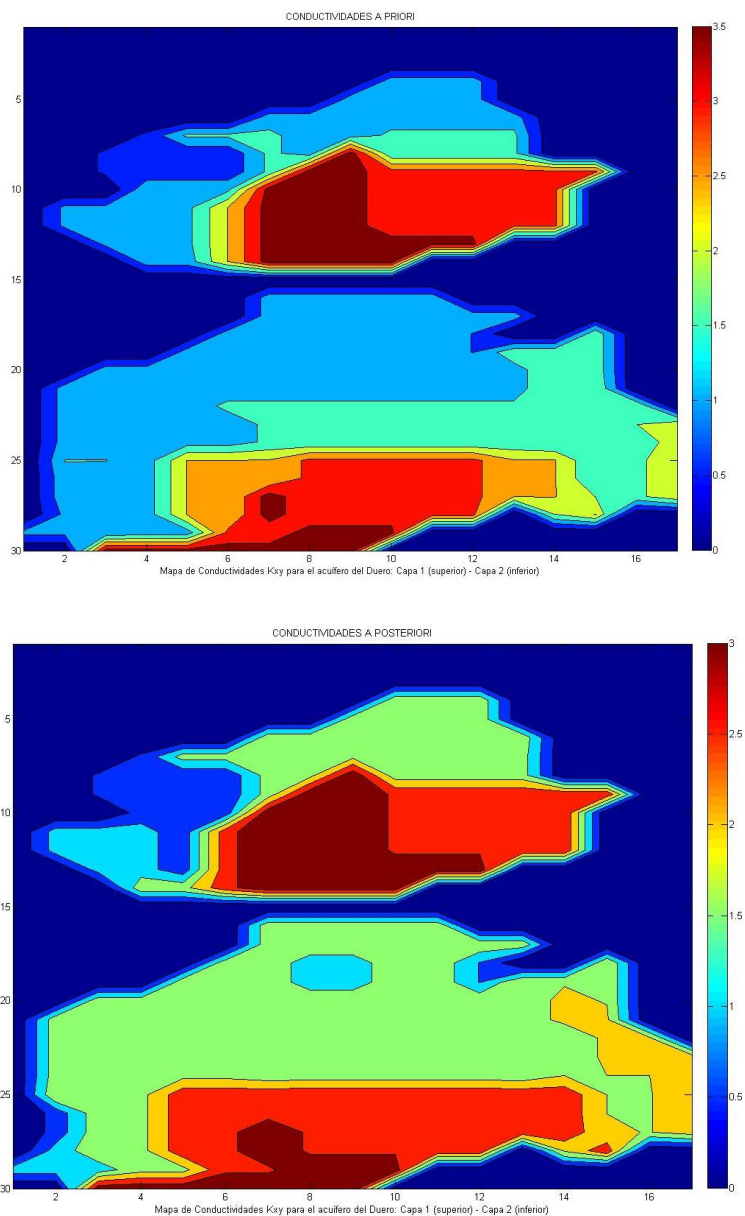


Figura 9. Campo de conductividades ($K_{x,y}$) "a priori" y "a posteriori", para el modelo de acuífero del Duero

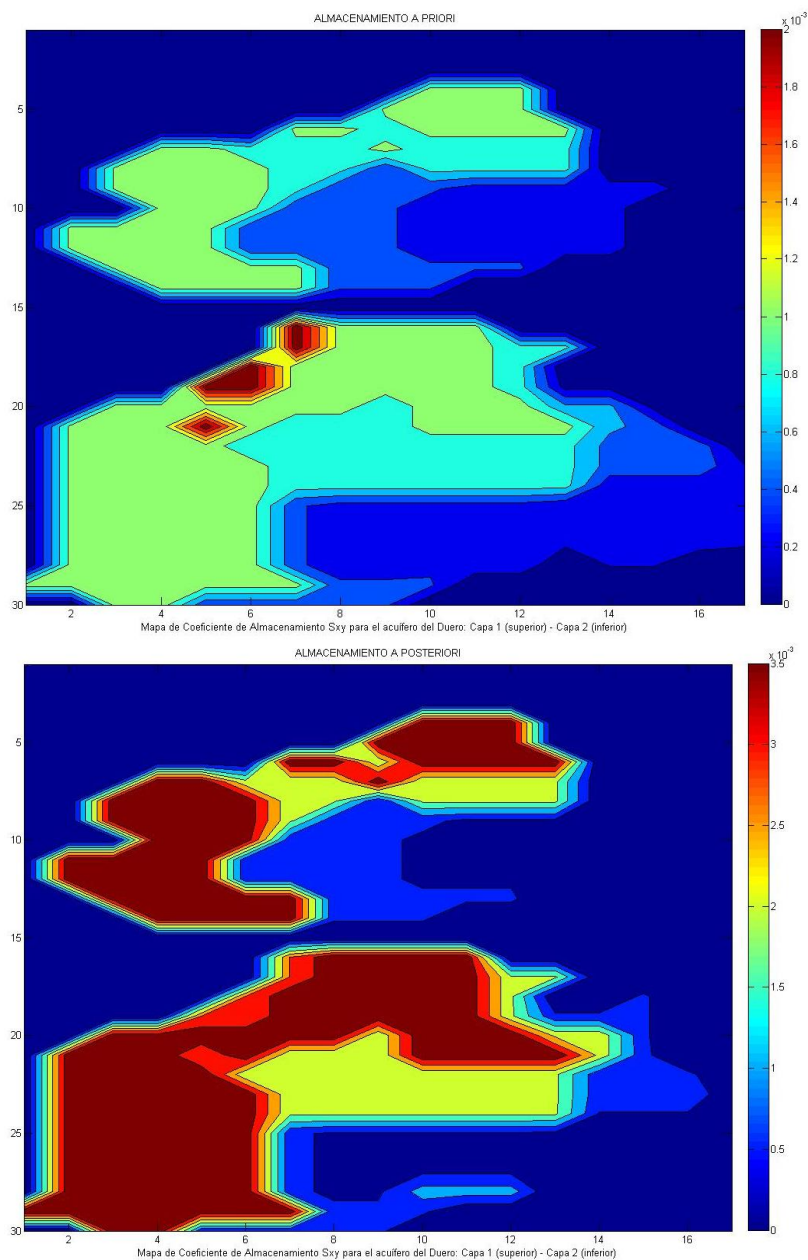


Figura 10. Campo de almacenamientos ($S_{x,y}$) "a priori" y "a posteriori", para el modelo de acuífero del Duero

Conclusiones

En este estudio, la metodología GLUE fue empleada para encontrar el conjunto de parámetros y su incertidumbre asociada, respecto del modelo de flujo subterráneo utilizado. Los resultados indican que con solo pocos parámetros el modelo se vuelve sensible, teniendo gran impacto en el cálculo del flujo de descarga. Con lo anteriormente expuesto, además queda de manifiesto el fenómeno de equifinalidad, tal como se presenta en la Tabla 3, donde se describen los valores de eficiencia de Nash para distintos conjuntos de parámetros.

Se identificó que la incertidumbre asociada a las realizaciones está sistemáticamente relacionada con la estructura del modelo de flujo, más no tanto a la función de distribución usada para estimar el conjunto de parámetros. Dicha incertidumbre es posible esté relacionada con la simplificación hecha a la estructura de un modelo de flujo complejo, que intenta ser reproducido de manera lineal en un modelo más sencillo.

Ante tal caso, futuros estudios, con mayor certidumbre en el conjunto de parámetros, que provenga de datos de campo, ayudará a mejorar la eficiencia en el cálculo de la descarga del modelo. También será necesaria la identificación de posibles causas de variabilidad en el flujo de descarga, posiblemente por variaciones temporales en la explotación de los recursos hídricos en el acuífero estudiado, así como de la influencia de períodos húmedos y secos y su relación con la recarga asociada.

Bibliografía

AQUATOOL DMA. 2006. Andreu J., Capilla J., Sanchís E. A generalized decision-support system for water-resources planning and operational management. *Journal of Hydrology*. 37p. Valencia, España.

AQUIVAL. (1997). Andreu J., Solera A., Capilla J., Blanco L. Modulo para el pre-proceso y simulación de acuíferos. <http://www.upv.es/aquatool/>. Valencia, España.

Bates, B.C.; Campbell, E.P. 2001. A Markov chain Monte Carlo scheme for parameter estimation and inference in conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Management*. 37, 937-947.

Beck, M.B. 1987. Water quality modeling: A review of the analysis of uncertainty. *Water Resources Management*. 23, 1393-1442.

Beven, K.J. and Binley, A.M. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*. 6, p.279-298.

Beven, K.J.; Freer, J. 2001. Equifinality, data assimilation and uncertainty estimation in mechanistic modeling of complex environmental systems.

Camacho, L.A.; Lees, M.J. 2000. Modelación del transporte de solutos en ríos bajo condiciones de flujo no permanente: un modelo conceptual integrado. *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. Córdoba, Argentina.

Cantor, M. 2006. Caracterización y modelación hidráulica de un tramo del Río Teusacá utilizando experimentos con trazadores. *Proyecto de Grado Ing. Civil – Universidad Nacional de Colombia*, Bogotá.

Cartwright, N., Jesen O.Z., Nielsen, P. (2005). Application of a coupled ground-surface water flow model to simulate periodic groundwater flow influenced by a sloping boundary, capillarity and vertical flows. *Environmental Modelling and Software*. 21, 770-778.

EVALHID. 2012. Paredes-Arquiola J., Solera Solera A., Andreu Álvarez J., Lerma Elvira N. 2012. Manual técnico de EVALHID para la evaluación de recursos hídricos. *Grupo de Ingeniería de Recursos Hídricos*. Universitat Politècnica de València. Valencia, España.

Eckhardt, K.; Breue, L.; Frede, H.G. 2003. Parameter uncertainty and the significance of simulated land use change effects. *Journal of Hydrology*. 273, 164-176.

Gong, Y.W.; Shen, Z.Y.; Hong, Q.; Liu, R.M; Liao, Q. 2011. Parameter uncertainty analysis in watershed total phosphorus modeling using the GLUE methodology. *Agricultural Ecosystems Environment*. 142, 246-255.

Hejberg, A.L.; Refsguard, J.C. 2005. Model uncertainty-Parameter uncertainty versus conceptual models. *Water Science of Technology*. 52, 177-186.

Jiménez, C. 2011. Tesina de Máster: Análisis del balance de recursos en el acuífero terciario de la cuenca del Duero. *Universidad Politécnica de Valencia*. Valencia, España. 264p.

Jorgeson, J.; Julien, P. 2005. Peak flow forecasting with radas precipitation and the distributed model CASC2D. *Water International*. 30, 40-49.

Kao, J.J.; Hong, H.J. 1996. NPS model parameter uncertainty analysis for an off-stream reservoir. *Journal of Hydrology*. 32, 1067-1079.

Kingston, D.G.; Taylor, R.G. 2010. Sources of uncertainty in climate change impacts on river discharge and groundwater in a headwater catchmen of the Upper Nile Basin, Uganda. *Hydrological Earth Systems Science*. 14, 1297-1308. Doi: 10.5194/hers-14-1297-2010.

Lenhart, T.; Eckhardt, K.; Fohrer, N.; Frede, H.G. 2007. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Physical Chemistry Earth*. 27, 645-654.

Lindenschmidt, K.E.; Fleischbein, K.; Baborowski, M. 2007. Structural uncertainty in a river water quality modelling system. *Ecological Modeling*. 204, 645-654.

López, J. 1993. Restitución de datos de aforo al régimen natural. Conceptos y métodos para la planificación hidrológica. Editorial CIMNE. Barcelona, España.

Melching, C.S.; Yoon, C.G. 1996. Key sources of uncertainty in QUAL2E model of Passaic River. *Journal of Water Resources Planning*. 122, 105-113.

Migliaccio, K.W.; Chaubey, I. 2008. Spatial distributions and stochastic parameter influences on SWAT flow and sediment predictions. *Journal of Hydrology and Engineering*. 13, 258-269.

Muleta, M.K.; Nicklow, J.W. 2005. Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology*. 306, 127-145.

Nandakumar, N.; Mein, R.G. 1997. Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*. 192, 211-232.

Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10 (3), 282-290.

Quilbé, R.; Rousseau, A.N. 2007. GIBSI: an integrated modeling system for watershed management – sample applications and current developments. *Hydrological Earth Systems Science*. 11, 1785-1795. Doi: 10.5194/hess-11-1785-2997.

Raat, K.J.; Vrugt, J.A.; Bouten, W.; Tietema, A. 2004. Towards reduced uncertainty in catchment nitrogen modeling: quantifying the effect of field observation uncertainty on model calibration. *Hydrological Earth Systems Science*. 8, 751-763. Doi: 10.5194/hess-8-761-2004.

Rosso, R. 1994. An introduction to spatially distributed modeling of basin response, in: *Advances in Distributed Hydrology*, edited by Ross, R., Peano, A., Becchi, I. y Bemporad, G.A. *Water Resources Publications*. Fort Collins. 3-30.

Pulido-Velázquez, D.; Sahuquillo, A.; Ochoa, J.C.; Pulido-Velázquez, M. 2005. Modeling of stream-aquifer interaction: the embedded multireservoir model. *Journal of Hydrology*. 313 issues 3-4, 166-181.

Sahuquillo, A.; Cassiraga, E.; Solera, A.; Murillo, J. M. 2010. Modelos de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas. Modelos de parámetros distribuidos. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, España. 217-222.

Sahuquillo, A. 2013. Potential and merits of the eigenvalues method to simulate the conjunctive use of groundwater and surface water. *British Journal of Environment and Climate Change. Sciencedomain international*. 3(3): 480-498.

Shen, Z.Y., Chen, L., Chen, T. (2010). Analysis of parameter uncertainty in hydrological and sediment modeling using GLUE method: A case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. *Hydrology and Earth System Sciences*. 16, 121-132.

Sorooshian, S.; Gupta, V.K. 1995. Model calibration in: Computer Models of Watershed Hydrology, edited by: Singh, V.P. *Water Resources Publications*. Highlands Ranch, Colorado, USA. 23-63.

Sudhher, K.P.; Lakshmi, G.; Chaubey, I. 2011. Application of a pseudo simulator to evaluate the sensitivity of parameters in complex watershed models. *Environmental Modelling Software*. 26, 135-143.

Torres, J.A., Ordoñez, J.I., Duque R. (2012). Análisis de incertidumbre del tiempo de concentración en la modelación de eventos de tormenta en la cuenca alta del Río Magdalena. *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. San José, Costa Rica.

Van, G.A.; Meixner, T.; Srinivasan, R.; Grunwals, S. 2008. Fit-for-purpose analysis of uncertainty using Split-sampling evaluations. *Hydrological Science Journal*. 53, 1090-1103.

Vazquez, R.F.; Beven, K.; Feyen, J. 2009. GLUE based assessment on the overall predictions of a MIKE SHE application. *Water Resources Management*. 23, 1325-1349.

Vertessy, R.A.; Hatton, T.J.; Shaughnessy, P.J.; Jayasuriya, M.D. 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology*. 150, 665-700.

Vrugt, J.A.; Gupta, H.V.; Bouten, W.; Sorooshian, S. 2003. A shuffled complex evolution metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research*. 39, 1201-1216.

Xu, H.; Taylor, R.G.; Xu, Y. 2011. Quantifying uncertainty in the impacts of climate change on river discharge in sub-catchments of the Yangtze and Yellow River Basins, China. *Hydrological Earth Systems Science*. 15, 333-343. Doi: 10.5194/hess-15-333-2011.

Xuan, Y.; Cluckie, I.D.; Wang, Y. 2009. Uncertainty analysis of hydrological ensemble forecasts in a distributed model utilizing short.range rainfall predictions. *Hydrological Earth Systems Science*. 13, 293-303. Doi: 10.5194/hess-13-293-2009.

Yang, J.; Reichert, P.; Abbaspour, K.C.; Xia, J.; Yang, H. 2008. Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. *Journal of Hydrology*. 358, 1-23.

Yulianti, J.S.; Lence, B.J.; Johnson, G.V.; Takyi, A.K. 1999. Nonpoint source water quality management under input information uncertainty. *Journal of Environmental Management*. 55, 199-217.

Zacharias, I.; Dimitrio, E.; Koussouris, T. 2005. Integrated water management scenarios for wetland protection: application in Trichonis Lake. *Environmental Modelling Software*. 20, 177-185.

Contaminación de aguas y suelos en el entorno de una escombrera de fundición (distrito minero de Linares, Jaén)

M. Carmen Hidalgo Estévez¹, Diego Rojas Hita¹, José Benavente Herrera², Javier Rey Arrans¹, Julián Martínez López¹, María José de la Torre López¹

Palabras clave: residuos mineros, arsénico

Resumen

En este trabajo se analiza la movilización de metales y metaloides en las aguas y suelos del entorno de una antigua escombrera de fundición del distrito minero de Linares (Jaén). Los residuos acumulados en la escombrera presentan unos contenidos en metales totales muy elevados (4.235, 51.280, 22.890 y 302 mg/kg para Cu, Zn, Pb y As, respectivamente) y se encuentran dispuestos directamente sobre el sustrato triásico, sin ningún tipo de medida correctora.

Los lixiviados que aparecen a pie de escombrera se caracterizan por valores de $\text{pH} > 8$, con conductividades eléctricas entre 2 y 15 $\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$, facies sulfatada sódica, contenidos en metales disueltos de varios mg/L para Cu, Fe y Pb, y concentraciones de As total que superan los 40 mg/L.

Los suelos analizados aguas abajo de la fundición, en un área de cultivo que recibe la escorrentía procedente de la zona de la escombrera, también presentan concentraciones elevadas en estos elementos (243, 1.758 y 9.900 $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ para Cu, Zn y Pb, respectivamente), con un contenido de As total que llega a 500 mg/kg.

La distribución de estos elementos en las distintas fracciones del suelo, analizada mediante un proceso de extracción secuencial en 5 etapas, muestra una mayor movilidad y biodisponibilidad de As en la escombrera que en los suelos del entorno, aunque la distribución de Cu, Zn y Pb en las diferentes fracciones estudiadas resultó similar en ambos casos. La fracción más

¹ EPS Linares, Universidad de Jaén

² Instituto del Agua, Universidad de Granada

importante para Cu y Zn fue en forma de óxidos, en tanto que la fracción carbonatada fue la fase dominante para Pb. Pese a los elevados contenidos en metales totales, las fracciones intercambiables resultaron bajas y esta circunstancia puede contribuir a reducir la movilidad de estos metales en el ambiente.

La protección del agua subterránea empleada para consumo humano y su integración en la ordenación del territorio. Método GPZ

Alberto Jiménez Madrid¹, Carlos Martínez Navarrete² y Francisco Carrasco Cantos³

Resumen

En este artículo se presenta el Método GPZ para la delimitación de zonas de salvaguarda como figura de protección de las masas de agua subterránea utilizadas para consumo humano que permita priorizar en el territorio las medidas de protección a establecer de acuerdo con los requerimientos de la Directiva Marco del Agua (DMA).

Para ello, en primer lugar se evalúa el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas mediante la combinación de la caracterización de las presiones y la evaluación de la vulnerabilidad intrínseca a la contaminación.

En segundo lugar se identifican las captaciones de abastecimiento existentes en la masa de agua subterránea y se delimitan sus zonas de alimentación. En tercer lugar, se integran los perímetros de protección existentes y los que se definan en las captaciones significativas. Por último, la metodología incluye la elaboración de una cartografía de actividades permitidas en el interior de las zonas de salvaguarda delimitadas con objeto de dotarlas de una herramienta efectiva en la gestión del territorio.

Los resultados obtenidos en una masa de agua carbonatada del sur de España son coherentes con los datos de calidad existentes y muestran el

¹ CRN Consultores, Calle Ríos Rosas, 19 Esc Dcha 3º A, 28003 Madrid, España, ajimenez@crnconsultores.com

² Instituto Geológico y Minero de España, Calle Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, España, c.martinez@igme.es

³ Universidad de Málaga, Facultad de Ciencias, Campus de Teatinos s/n, 29071 Málaga, España, fcarrasco@uma.es

porcentaje de territorio que debe ser protegido para conservar la calidad de las aguas destinadas al consumo humano facilitando así su futura integración en los instrumentos de planificación para una adecuada ordenación del territorio.

Introducción

Con la Directiva Marco del Agua, DMA, la protección del agua se ha convertido en uno de los objetivos ambientales prioritarios de las políticas europeas. Por ello, es necesario desarrollar metodologías que mejoran la protección contra la contaminación a fin de alcanzar un buen estado en cuanto a la cantidad y la calidad de las masas de aguas subterráneas utilizadas para el consumo humano que garanticen el cumplimiento de los requerimientos de la DMA (Comisión Europea, 2003; Carrasco *et al.*, 2008).

La necesidad de hacer compatible la actividad socioeconómica con la salvaguarda de la calidad de las aguas subterráneas ha sido abordada históricamente mediante la zonificación del territorio obtenida a través de la delimitación de perímetros de protección de las captaciones o mediante la evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación del recurso (Martínez Navarrete *et al.*, 2008).

Las zonas de salvaguarda son áreas (que se pueden establecer opcionalmente como se contempla en el artículo 7.3 de la DMA), cuyo alcance se centra en las medidas para proteger las aguas subterráneas con el fin de evitar el deterioro de la calidad del agua y reducir el nivel de tratamiento de purificación necesario para el consumo humano de agua. Por lo tanto, son equivalentes a perímetros de protección de masas de aguas subterráneas destinadas al consumo humano. En Martínez-Navarrete *et al.* (2011) se propone una primera aproximación metodológica para su delimitación donde se puede observar que su tamaño puede ser muy variable.

El objetivo del presente trabajo es proponer un desarrollo metodológico (Método GPZ) para delimitar las zonas de salvaguarda como una medida global de la protección de todas las masas de agua subterránea destinadas al consumo humano y elaborar una cartografía de actividades permitidas como herramienta directa de aplicación en el territorio que permita tomar decisiones adecuadas respecto a la instalación de nuevas actividades, condicionamientos a las ya existentes o ubicación de nuevas captaciones de abastecimiento.

Metodología

La metodología propuesta consta de tres bloques de análisis. En primer lugar es necesario evaluar el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas para toda la masa de agua, para ello se tiene en cuenta la caracterización de las presiones y la vulnerabilidad intrínseca a la contaminación. El segundo bloque prioriza las áreas de las masas de agua subterránea donde establecer medidas de protección para el agua destinada al consumo humano, para ello, es necesario identificar las captaciones de abastecimiento existentes y delimitar sus zonas de alimentación. En un tercer bloque, se contemplan los perímetros de protección existentes así como los definidos para la protección de las captaciones más importantes. La integración de todos estos criterios permite la delimitación de zonas de salvaguarda con diferente grado de restricciones. Por último, será necesario abordar las medidas necesarias para integrar las zonas de salvaguarda en la ordenación del territorio mediante la elaboración de una cartografía de actividades permitidas.

Riesgo de contaminación de aguas subterráneas

La evaluación del riesgo de contaminación es el eje central y la base de la metodología propuesta. Su caracterización se debe realizar para la totalidad de la masa de agua subterránea combinando, para ello, la caracterización de las presiones y la evaluación de la vulnerabilidad intrínseca a la contaminación.

Intensidad de las Presiones (índice IP)

Basado en la Acción COST 620 (Zwahlen, 2004), se realiza un inventario de las presiones existentes y en esta metodología se propone un nuevo factor para caracterizar la peligrosidad de cada presión identificada, el factor IP (intensidad de las presiones). Su definición está basada en las siguientes premisas (Jiménez-Madrid, 2012):

- Definición del factor IP. Se corresponde con el factor H (nocividad) del método original (Tabla 1).

- Supresión del factor Rf. Se trata de un factor difícil de caracterizar debido a la existencia de pocos criterios objetivos que permitan su cuantificación. Además, tiene escasa incidencia en el resultado final.
- Sustitución del factor Qn. El factor encargado de evaluar la intensidad de la contaminación es sustituido por un valor umbral que permite evaluar si una misma actividad origina diferente grado de contaminación. Los valores umbral han sido definidos con un amplio límite de seguridad, de forma que su superación implica el incremento del factor IP en un 40% (Belousova, 2003 y Sánchez 2010).

En la Tabla 1 se presenta un resumen de las intensidades de presión en función de las diferentes actividades existentes. El listado completo se puede consultar en Jiménez-Madrid (2012).

Una vez inventariadas las presiones, se clasifican según cinco clases de intensidad de presión y se les otorga un valor del 1-5 según lo expuesto en la Tabla 2 para facilitar su posterior integración en la metodología de delimitación de zonas de salvaguarda. La superposición de presiones se caracteriza mediante la suma de sus IP.

Tabla 1. Resumen de presiones y su intensidad (Jiménez-Madrid, 2012).

	INTENSIDAD DE PRESIÓN (IP)			
	Actividades urbanas	Actividades industriales	Actividades agrícolas	Actividades ganaderas
Mínima	35 EDAR	25 Cantera	15 Jardines	25 Pastoreo
Máxima	75 Punto Limpio	100 Residuos nucleares	60 Riego aguas residuales	45 Vertido purines

Tabla 2. Categorías del Índice IP

Intensidad de presiones	Índice IP
0-19 (MUY BAJA)	1
20-39 (BAJA)	2
40-59 (MEDIA)	3
60-79 (ALTA)	4
>80 (MUY ALTA)	5

Cartografía de la vulnerabilidad intrínseca (índice DRISTPI)

Basado en el método DRASTIC (Aller *et al.*, 1987), se propone el Índice DRISTPI (Jiménez-Madrid *et al.*, 2013), que es un nuevo método para evaluar la vulnerabilidad intrínseca en todo tipo de acuíferos caracterizado por su pluralidad de aplicación y funcionalidad. Como requisito fundamental destaca la necesidad de considerar dos escenarios: escenario 1 relativo a materiales susceptibles de karstificación y escenario 2 extendido sobre el resto del área donde no hay materiales carbonatados. Contempla, además con respecto al método original, la eliminación de parámetros, la modificación de rangos y de pesos y la incorporación de un nuevo parámetro de “infiltración preferencial” (*preferential infiltration*) específico para cada escenario.

Riesgo de contaminación (Índice RI)

En el marco de este trabajo y en base a las indicaciones de la Acción COST 620, se define el índice RI (Risk Index) para evaluar el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas a partir del producto entre el índice que caracteriza a las presiones y el de evaluación de la vulnerabilidad.

Para obtener el índice RI es necesario reclasificar los resultados obtenidos entre 1 (valor mínimo) y 5 (valor máximo). El producto de ambos índices da lugar a cinco clases de riesgo: riesgo muy bajo, riesgo bajo, riesgo moderado, riesgo alto y riesgo muy alto (Tabla 3).

Tabla 3. Categorías del Índice de Riesgo (Jiménez-Madrid, 2012).

	ÍNDICE RI	VULNERABILIDAD					CLASES DE RIESGO
		1	2	3	4	5	
PRESIONES	1	1	2	3	4	5	MUY BAJO
	2	2	4	6	8	10	BAJO
	3	3	6	9	12	15	MODERADO
	4	4	8	12	16	20	ALTO
	5	5	10	15	20	25	MUY ALTO

Distribución de las captaciones destinadas al consumo humano y definición de sus zonas de alimentación

Con objeto de cumplir los requisitos que impone la DMA y poder priorizar las medidas de protección a establecer para el uso del recurso en el consumo humano es necesario conocer la distribución de las captaciones destinadas para abastecimiento humano así como definir sus zonas de alimentación (ZAC).

Para ello, en primer lugar, se debe realizar un registro de las captaciones destinadas al consumo humano que contemple tanto sus características como

su localización. En segundo lugar, se procede a realizar un análisis de las propiedades del acuífero y de las condiciones de flujo existentes para delimitar las zonas de alimentación a captaciones (ZAC), que es la superficie del terreno que contribuye a su recarga por la infiltración directa de las aguas de lluvia o por la infiltración de los cursos superficiales de agua (Bussard *et al.*, 2006). En el marco de este artículo, para su definición se recomienda el uso de los fundamentos de la Guía Metodológica publicada por el Bureau de Recherche Géologique et Minière, BRGM (Vernoux *et al.*, 2007).

Perímetro de protección de captaciones

Los perímetros de protección deben ser contemplados en la metodología propuesta ya que son una figura eficaz de protección de las captaciones frente a la contaminación y para su delimitación requieren estudios de detalle en las inmediaciones de las captaciones. Para ello, existen muchas metodologías basadas, principalmente, en el cálculo del tiempo de tránsito. Por consiguiente, los perímetros de protección ya definidos, aprobados y vigentes deben ser incorporados directamente en las zonas de salvaguarda delimitadas. También puede ser conveniente delimitar nuevos perímetros de protección en captaciones significativas por tener un caudal importante y abastecer a una gran cantidad de población entre otros criterios.

Delimitación de zonas de salvaguarda

La combinación e integración de los tres bloques de análisis anteriormente descritos (riesgo de contaminación, zonas de alimentación de captaciones para abastecimiento urbano y los perímetros de protección) según los fundamentos descritos en la Figura 1 permite la delimitación de las zonas de salvaguarda. Para ello, la evaluación del riesgo de contaminación realizada para toda la masa de agua se analiza en el interior de las ZAC delimitadas mientras que los perímetros de protección se integran directamente en las zonas de salvaguarda. Se diferencian cinco modalidades de protección:

- Zona de salvaguarda con restricciones altas. Comprende las zonas con riesgo de contaminación muy alto dentro de las ZAC (Índice RI: 17-25) y la

zonificación de los perímetros de protección ya definidos y aprobados, así como los nuevos delimitados, considerando un tiempo de tránsito de 1 y 60 días.

- Zonas de salvaguarda con restricciones moderadas. Incluye las zonas con riesgo de contaminación alto y moderado dentro de las ZAC (Índice RI: 5-16) y la zonificación de los perímetros de protección ya definidos y aprobados, así como los nuevos delimitados, considerando un tiempo de tránsito de 4 años.
- Zonas de salvaguarda con restricciones bajas. Constituida por las zonas con riesgo de contaminación bajo dentro de las ZAC (Índice RI: 3-4).
- Zona sin restricciones. Se trata de aquellas zonas con riesgo de contaminación muy bajo dentro de las ZAC (Índice RI: 1-2).
- Zonas de salvaguarda a futuro. Como indica la DMA, se deben establecer medidas de protección allí donde es posible que el agua subterránea sea destinada al consumo humano en el futuro. Por ello, esta figura de protección incluye aquellas zonas con un riesgo alto de contaminación situada en el exterior de las ZAC previamente delimitadas.

Es necesario destacar que no todos los factores analizados en la metodología propuesta tienen un carácter estático (como es el caso de la vulnerabilidad intrínseca del acuífero, que es una propiedad inherente al mismo). Así, existen factores dinámicos como el registro de captaciones (por consiguiente también sus zonas de alimentación) y las presiones. Este dinamismo debe ser tenido en cuenta por la metodología, de tal manera que una vez delimitadas las zonas de salvaguarda, éstas pueden ser modificadas por la inclusión o desaparición de una captación o una nueva presión lo cual debería efectuarse redefiniendo los factores considerados en el proceso metodológico propuesto.

Cartografía de actividades permitidas

La cartografía de actividades permitidas se elabora en función del riesgo de contaminación evaluado para la totalidad de la masa de agua subterránea. Como base del procedimiento, es necesario caracterizar la intensidad de las presiones existentes conforme a los valores del índice IP que se muestran resumidos en la Tabla 1, reclasificados a valores entre 1 (muy bajo) y 5 (muy alto) según los criterios argumentados en Jiménez-Madrid (2012). La

vulnerabilidad a la contaminación como propiedad intrínseca del medio se evalúa entre 1 y 5 mediante el método DRISTPI (Jiménez-Madrid *et al.*, 2013).

La combinación de ambos parámetros permite obtener el riesgo de contaminación según la matriz de doble entrada (Tabla III), mediante el siguiente producto:

$$IP \text{ existente} \times Iv_{DRISTPI} = RI \text{ existente}$$

La elaboración de la cartografía de actividades permitidas está basada en el siguiente algoritmo:

$$(IP \text{ existente} + IP \text{ permitido}) \times Iv_{DRISTPI} \leq RI \text{ moderado}$$

Se trata de admitir en cada zona las actividades cuya intensidad de presión (Tabla 3) sumada a la intensidad de presión de las actividades existentes no superen el valor medio (12) del índice RI, correspondiente a un riesgo moderado a la contaminación.

La integración de toda la información mediante herramientas de análisis espacial de un sistema de información geográfica así como la aplicación de los algoritmos necesarios permite la generación de una cartografía de actividades permitidas mediante la cual se podrá ordenar el territorio en cada celda de espacio definida con objeto de proteger las aguas subterráneas empleadas para consumo humano y realizar una gestión adecuada del territorio.

Se propone diferenciar seis clases de actividades permitidas en el interior de las zonas de salvaguarda:

- Clase 0: Valores negativo y 0. No se permiten más actividades
- Clase 1: Se permiten aquellas actividades cuyo índice IP acumulado con el de las presiones existentes no supere el valor de 19.
- Clase 2: Se permiten aquellas actividades cuyo índice IP acumulado con el de las presiones existentes no supere el valor de 39.
- Clase 3: Se permiten aquellas actividades cuyo índice IP acumulado con el de las presiones existentes no supere el valor de 59.
- Clase 4: Se permiten aquellas actividades cuyo índice IP acumulado con el de las presiones existentes no supere el valor de 79.
- Clase 5: Se permiten todas las actividades siempre que el índice IP acumulado con el de las presiones existentes no supere el valor de 100.

Para obtener la cartografía de actividades permitidas se han utilizado los resultados de los índices IP, DRISTPI y RI propuestos por Jiménez-Madrid *et al.* (2011) aunque es necesario resaltar que en el procedimiento se puede utilizar cualquiera de los índices y métodos existentes para evaluar la peligrosidad de

las presiones y la vulnerabilidad intrínseca a la contaminación siempre y cuando sus resultados sean reclasificados a valores entre 1 (muy bajo) y 5 (muy alto).

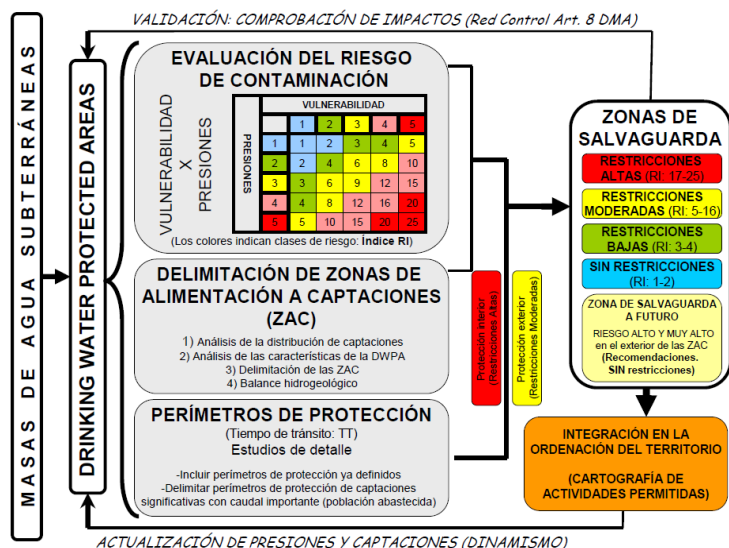


Figura 1. Propuesta metodológica para la delimitación de zonas de salvaguarda (Método GPZ)

Resultados

Se ha aplicado la metodología propuesta en los acuíferos carbonatados de la Sierra de Cañete, que se encuentra en el Mediterráneo occidental, al sur de la Península Ibérica, cuyos recursos hídricos se utilizan para el abastecimiento de ocho municipios.

Los materiales aflorantes pertenecen a la Zona Subbética y corresponden, en su mayor parte, a calizas y dolomías del Jurásico del Subbético y a calizas del Jurásico Penibético, permeables a través de fisuras y karstificación. La Sierra de Cañete presenta un relieve kárstico parcialmente desarrollado. Como forma exokárstica más representativa destaca el pavimento de piedra caliza en los materiales penibéticos junto con campos de lapiaz en las Sierras del Padrastró y del Padrastrillo.

Una vez inventariadas todas las presiones se ha calculado el índice de intensidad de las presiones (índice IP) en la Sierra de Cañete. Más de la mitad de la extensión (51,4% de la superficie) tiene un índice muy bajo debido a la ausencia de presiones significativas. La mayoría de las presiones existentes son catalogadas con un IP bajo (45,4% de extensión) debido al predominio en la zona de actividades relacionadas con el sector agropecuario. Sólo en el caso de las canteras se supera el umbral establecido para evaluar la intensidad de la presión, lo cual conlleva a considerarlas con un IP moderado. La existencia de varias presiones en un mismo espacio da lugar a la suma de las IP por lo que son consideradas como zonas con un IP moderado, alto y muy alto (2,2%, 0,9% y 0,1% de superficie respectivamente) principalmente localizadas en los núcleos de población existentes y sus entornos.

El método DRISTPI caracteriza la mayoría de la Sierra de Cañete con una vulnerabilidad moderada (65% del área). Las clases de vulnerabilidad muy alta y alta ocupan entre ambas en torno al 7% del territorio estudiado mientras que las clases muy baja y baja de vulnerabilidad se extienden por el 27% del área.

La vulnerabilidad moderada se localiza donde afloran las dolomías del Jurásico Subbético, con ausencia de formas de infiltración preferencial, con un gran espesor de la zona no saturada y suelos del tipo leptosoles con escasa cubierta protectora. La clase de vulnerabilidad alta se encuentra en las calizas del Penibético ubicadas en los campos de lapiaz de las Sierras del Padrastro y Padrastrillo así como las canteras de extracción de áridos existentes en el sector noroccidental de la sierra.

Las zonas de vulnerabilidad muy alta están poco representadas y se localizan en los cauces de los ríos debido al pequeño espesor de la zona no saturada, la escasa pendiente y la existencia de materiales detríticos permeables. Las zonas de vulnerabilidad más baja se encuentran donde afloran los materiales de menor permeabilidad que ocupan sectores marginales y de relleno entre los de naturaleza carbonatada, principalmente al norte del pueblo de Cañete la Real y al este de Alcalá del Valle.

El mapa de riesgo de contaminación resultante tras la aplicación de la matriz de doble entrada considerando los índices IP y DRISTPI se muestra en Jiménez Madrid (2012). Según los resultados obtenidos con el índice RI, la Sierra de Cañete tiene un riesgo de contaminación de las aguas subterráneas predominantemente bajo (más del 75% de la superficie). El riesgo es mínimo donde afloran los materiales de menor permeabilidad con una vulnerabilidad muy baja y las presiones son inexistentes (19% de superficie). La clase de riesgo

moderada supone un 27% del área de estudio y ocupa principalmente la zona de canteras situada en el sector noroccidental de la sierra, los principales afloramientos carbonatados así como algunas zonas del entorno de los núcleos de población con un IP alto y el cauce de los ríos principales debido, mayoritariamente, a un índice DRISTPI alto. Las zonas de riesgo alto de contaminación suponen un pequeño porcentaje del área estudiada (0,3%).

En la Sierra de Cañete existen un total de diez captaciones, cuatro manantiales y seis sondeos utilizados para el abastecimiento de ocho municipios. Las zonas de alimentación a las captaciones (ZAC) destinadas al consumo humano se han delimitado en función de métodos estructurales (existencia de fallas y fracturas) e hidrogeológicos (diferencias piezométricas y geometría del acuífero). De manera complementaria se han realizado ensayos de trazadores naturales (señal isotópica del agua) cuyos resultados coinciden en los diferentes compartimentos existentes (Junta de Andalucía, 2002). El 82% de la superficie de la Sierra de Cañete está ocupado con diferentes ZAC (Jiménez-Madrid, 2012).

En la Sierra de Cañete no existen definidos perímetros de protección por lo que, según la metodología propuesta, la delimitación de las zonas de salvaguarda se ha efectuado teniendo en cuenta el análisis de riesgo realizado en combinación con el inventario de captaciones de abastecimiento y sus correspondientes ZAC.

En la Figura 2 se muestran las zonas de salvaguarda delimitadas para proteger la calidad de las aguas subterráneas destinadas al consumo humano. Mayoritariamente (64,3% de la superficie), el área estudiada necesita restricciones bajas para mantener y conservar el buen estado químico de sus aguas. El 12,3% de la superficie no necesita ninguna restricción para salvaguardar la calidad. Las medidas más restrictivas, restricciones moderadas y altas, ocupan pequeñas áreas del territorio (5% y 0,3% de superficie respectivamente). No se han definido zonas de salvaguarda a futuro debido a la ausencia de zonas con riesgo alto a la contaminación fuera de las ZAC delimitadas.

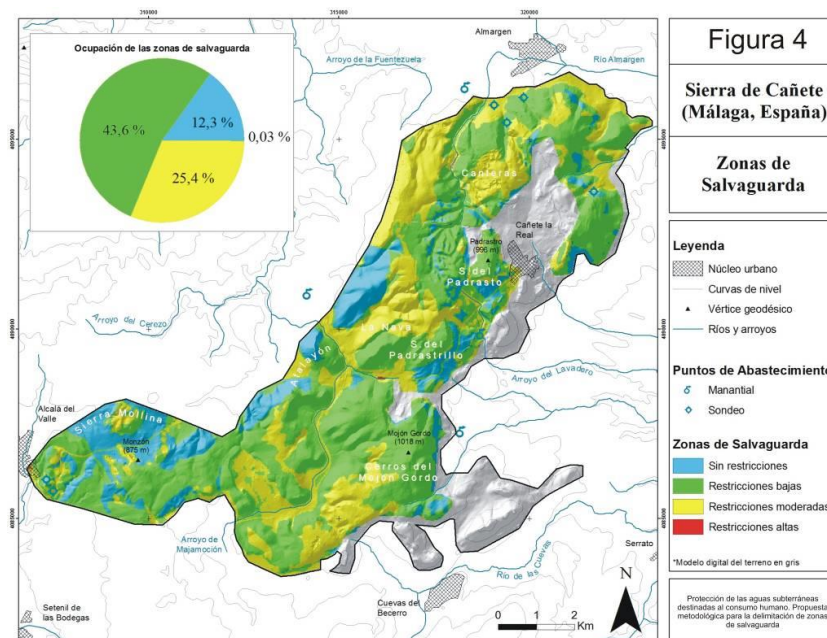


Figura 2. Zonas de salvaguarda delimitadas en la Sierra de Cañete

Se puede observar como la metodología propuesta prioriza las medidas de protección a establecer en función del riesgo de contaminación de las aguas subterráneas. En la Sierra de Cañete las medidas más restrictivas se deben aplicar en las zonas de canteras y cauce de ríos donde la infiltración de agua es alta. En el resto del afloramiento carbonatado también deben establecerse medidas de protección, aunque las restricciones deben ser bajas ya que a pesar de jugar un papel importante en la recarga de los acuíferos, no existen en la actualidad presiones contaminantes.

Respecto a la integración de las zonas de salvaguarda en la ordenación del territorio, en la Figura 3 se muestra la cartografía de actividades permitidas en la Sierra de Cañete. Según los resultados obtenidos, el 82% del territorio de la zona de estudio constituye zona de salvaguarda con diferente grado de restricciones. Predominantemente, en la Sierra de Cañete se permite la instalación de actividades con un IP moderado o menor (45,9% de la superficie).

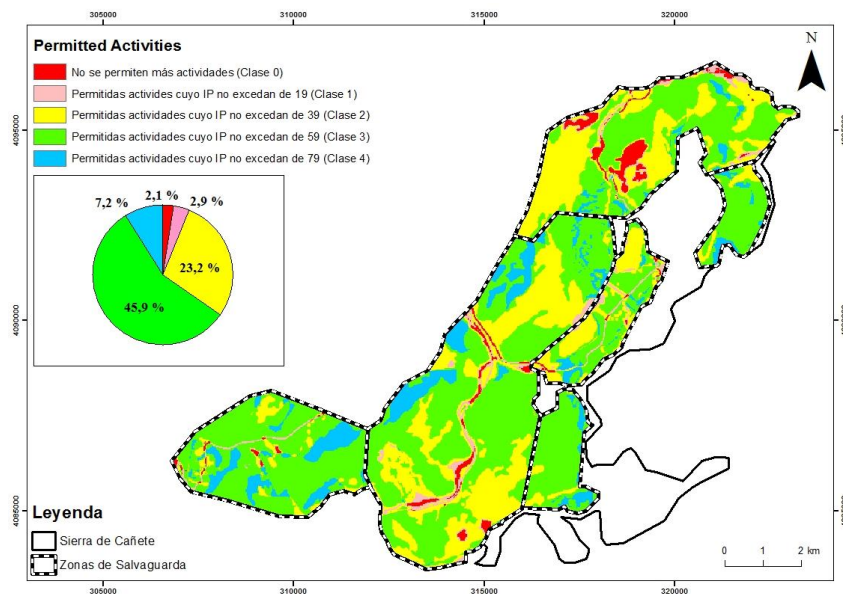


Figura 3. Cartografía de actividades permitidas en la Sierra de Cañete

Como se puede observar en la Figura 3, el 2,1% de la superficie no admite la realización de ninguna actividad. Esta clase de valor 0 se localiza, principalmente, en las canteras donde se produce una infiltración preferencial y existen actividades contaminantes en la actualidad. Las zonas que permiten sólo la ubicación de actividades con una intensidad de presión muy baja (2,9% de la superficie) se extienden por los cauces de los ríos donde se producen fenómenos de infiltración y en la parte noroccidental de la zona de estudio donde el espesor de la zona no saturada es pequeño y por lo tanto el acuífero es más vulnerable ante un posible evento de contaminación.

El 23,2% del territorio está catalogado con clase 2, es decir, permite la realización de actividades con una intensidad de presión baja o muy baja. Esta clase de actividades permitidas se localiza en el afloramiento carbonatado donde ya existen zonas de pastoreo. Se incluyen en esta categoría los campos de lapiaz de las Sierras del Padrastró y Padrastrillo. El resto de los materiales calizos donde en la actualidad la presencia de presiones es inexistente (40,9% de la superficie), permite la realización de actividades con un IP moderado o menor.

La clase 4 de actividades permitidas se extiende por el 7,2% del territorio donde afloran los materiales de más baja permeabilidad y por lo tanto menor vulnerabilidad a la contaminación. La clase 5 que permite la realización de las actividades con una intensidad de presión mayor de 79 no está representada en la Sierra de Cañete.

Conclusiones

Se ha propuesto una metodología (Método GPZ) como contribución a la estrategia común de implantación de la DMA, que contempla de modo opcional, como figura de protección global e integradora de las masas de agua subterránea destinadas al consumo humano, la delimitación de zonas de salvaguarda.

La propuesta metodológica consta de tres bloques de análisis. En primer lugar es necesario evaluar el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas para toda la masa de agua, utilizando para ello la caracterización de las presiones y la evaluación de la vulnerabilidad. El segundo bloque prioriza las áreas donde establecer las medidas de protección del recurso captado para consumo humano identificando para ello las captaciones de abastecimiento existentes en la actualidad y delimitando sus zonas de alimentación. Por último deben ser integrados los perímetros de protección existentes y los nuevos definidos. La integración de todos los criterios permite la delimitación de zonas de salvaguarda con diferente grado de restricciones.

Es necesario destacar el dinamismo de la metodología propuesta para la delimitación de zonas de salvaguarda debido a la posibilidad de incorporar las posibles actualizaciones así como su versatilidad ya que aunque se proponen diferentes índices para evaluar cada uno de los criterios integrantes de la metodología propuesta, existe libertad para la utilización de cualquier otro índice existente.

Los resultados obtenidos en la Sierra de Cañete son coherentes con los datos existentes (Jiménez-Madrid, 2012) y permiten priorizar en el territorio las medidas de protección adecuadas para garantizar la calidad de las aguas destinadas al consumo humano. Para terminar el proceso de delimitación de zonas de salvaguarda, las áreas de protección establecidas deben ser integradas

en las distintas políticas con incidencia en el territorio mediante la elaboración de una cartografía de actividades permitidas.

La puesta en marcha de estas medidas de protección desencadenará en un impacto económico relacionado principalmente con el cambio de usos del suelo que producirá a su vez un impacto social que puede provocar desequilibrios territoriales que deben ser valorados.

Sin embargo, se considera que la delimitación de zonas de salvaguarda para proteger las aguas subterráneas empleadas para consumo humano y la consideración de la cartografía de actividades permitidas como estrategia preventiva es una herramienta muy útil y beneficiosa para la población.

Bibliografía

Aller L, Bennett T, Leer J, Petty J, Hacket G (1987) DRASTIC: A standardised system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. *US Environmental Protection Agency*. Oklahoma, 455 p.

Belousova AP (2003) Assessment of groundwater pollution risk as a characteristic of the stability of its quality. *Water Resources* 33 (2): 219-232.

Bussard T, Tacher L, Parriaux A, Maître V (2006) Methodology for delineating groundwater protection areas against persistent contaminants. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 39 (1): 97-109.

Carrasco F, Sánchez D, Vadillo I, Andreo B, Martínez C, Fernández L (2008) Application of the European water framework directive in a Western Mediterranean basin (Málaga, Spain). *Environmental Geology* 54: 575-585.

European Commission (2003) Identification of Water Bodies. Guidance document nº 2. *Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive*. Brussels, Luxembourg, 24 p.

Jiménez-Madrid A, Carrasco-Cantos F, Martínez-Navarrete C (2011) Protection of groundwater intended for human consumption: a proposed methodology for defining safeguard zones. *Environmental Earth Science* 65 (8): 2391-2406.

Jiménez-Madrid, A (2012). Estudio metodológico para el establecimiento de zonas de salvaguarda de masas de agua subterránea en acuíferos carbonatados utilizadas para consumo humano. Aplicación de la Directiva Marco del Agua.

Publicaciones del IGME. Serie: Tesis Doctorales Nº 20. Depósito Legal: MA-9814-2012. ISBN: 978-84-7840-872-6.

Jiménez-Madrid A, Carrasco F, Martínez C, Gogu RC (2013) DRISTPI, a new groundwater vulnerability mapping method for use in karstic and non-karstic aquifers. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, doi 10.1144/qjegh2012-038.

Junta de Andalucía (2002). Estudio hidrogeológico de la Sierra de Cañete (Málaga). Consejería de Obras Públicas y Transportes. Sevilla, 271 páginas.

Martínez Navarrete C, Grima Olmedo J, Durán Valsero JJ, Gómez Gómez JD, Luque Espinar JA, de la Orden Gómez JA (2008) Groundwater protection in Mediterranean countries after the European water Framework directive. *Environmental Geology* 54: 537-549.

Martínez-Navarrete C, Jiménez-Madrid A, Sánchez-Navarro I, Carrasco-Cantos F, Moreno-Merino L (2011) Conceptual framework for protecting groundwater quality. *Water Resources Development* 27(1): 227-243.

Sánchez D (2010) Aplicación de la Directiva Marco del Agua 2000/60/CE en la cuenca hidrográfica del río Guadalhorce (Málaga). Caracterización inicial. *Doctoral Thesis*. University of Málaga (España), 493 p.

Vernoux JF, Wuilleumier A, Dörfliger N (2007) Délimitation des bassins d'alimentation des captages et de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses. *Guide méthodologique*. BRGM/RP-55874-FR. France, 75 p.

Zwahlen F (ed.) (2004) COST Action 620. Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karstic) Aquifers. Final report. Brussels, Luxembourg, 297 p.

Caracterización de la calidad química de las aguas subterráneas en el entorno del lago de As Pontes de García Rodríguez (La Coruña)

Ricardo Juncosa Rivera¹, Jorge Delgado Martín² José Antonio Menéndez Lolo³ y Ramón Valle García⁴

Palabras clave: agua subterránea, estado de referencia, restauración minera, análisis estadístico

Resumen

ENDESA GENERACIÓN S.A. explotó hasta el 31 de diciembre de 2007 el yacimiento de lignito pardo que se encuentra en el término municipal de As Pontes, en el nordeste de la provincia de La Coruña. El hueco resultante se rellenó con aguas directas y derivadas, principalmente, del río Eume. La calidad química del agua que rellenó el lago y del entorno próximo han sido condicionantes fundamentales en la calidad hidroquímica del lago final.

Por ello, con el fin de analizar la influencia en y del entorno subterráneo del medio, se realizó, siguiendo diversas estrategias mediante la aplicación de métodos estadísticos dada la caracterización geológica y estructural de aquél, un estudio conducente al establecimiento del estado hidroggeoquímico de referencia de las aguas subterráneas. Por ello, para el estudio y determinación de los niveles de referencia se ha escogido una aproximación basada en la estadística no paramétrica, es decir, aquella que supone que la población de datos a estudiar no ha sido extraída de una función de probabilidad específica.

¹ Grupo de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente, Univeridad de La Coruña, ETSI Caminos, Canales y Puertos, Campus de Elviña 15192 La Coruña, España, rjuncosa@udc.es

² Grupo de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente, Univeridad de La Coruña, ETSI Caminos, Canales y Puertos, Campus de Elviña 15192 La Coruña, España, jdelgado@udc.es

³ ENDESA GENERACIÓN, Centro minero de As Pontes 15320 As Pontes (La Coruña), España, rjvalle@endesa.es

⁴ ENDESA GENERACIÓN, Centro minero de As Pontes 15320 As Pontes (La Coruña), España, joseantonio.menendez@endesa.es

De ese modo, la descripción a través de modelos no paramétricos simples permite hacer una mejor evaluación del tipo de función de probabilidad a la que los datos pertenecen.

Así, la definición del Estado Cero o de referencia se basó en la determinación de una serie de parámetros (pH, las concentraciones de sólidos en suspensión, oxígeno disuelto, fosfatos, amonio total, nitratos, nitritos, sulfatos, aluminio, manganeso, hierro total y elementos traza, entre otros). Las analíticas realizadas correspondieron al periodo que va desde marzo de 2007 hasta febrero de 2010. Todas ellas procedieron de muestreos y analíticas realizadas a lo largo de distintas campañas de caracterización de las aguas subterráneas del entorno de la mina. Dichas campañas han sido realizadas sobre un total de 18 pozos de bombeo y/o piezómetros.

Introducción

Con la implantación de la DMA, el estudio de las concentraciones de referencia de distintos componentes, tanto de las aguas superficiales como subterráneas, ha cobrado un gran interés en la actualidad. Sin embargo, la aplicación práctica al caso de Galicia es particularmente complejo dado el amplio desarrollo de los denominados macizos cristalinos.

Con el fin de establecer las condiciones del estado de referencia de las aguas subterráneas del entorno de la mina de As Pontes de García Rodríguez, se ha procedido a la realización de un estudio exhaustivo de su caracterización hidroquímica, teniendo en cuenta la litología de la zona, y al análisis estadístico de los resultados obtenidos, teniendo en cuenta la "calidad" de los mismos.

Este estudio constituye un avance significativo en la definición de los niveles de referencia de las aguas subterráneas del entorno de la mina de As Pontes de García Rodríguez, pudiendo resumirse sus principales aportaciones en los siguientes puntos:

1. El muestreo se ha realizado de acuerdo con los estándares más rigurosos de modo que se han limitado notablemente las incertidumbres asociadas al mismo. Asimismo, se ha hecho hincapié en despejar dudas existentes en cuanto a la idoneidad, interpretación práctica y significado de ciertos parámetros químicos (Fe_{total} frente a $Fe_{disuelto}$) que, por motivos normativos, son objeto de especial atención.

2. Se trata de un estudio integrador, en el que se intenta caracterizar las propiedades hidroquímicas de las aguas subterráneas a partir del agrupamiento de pozos de acuerdo con atributos objetivos. El criterio de agrupamiento de pozos empleado en el estudio ha sido el de homogeneidad litológica, de modo que aquellos pozos cuyo desarrollo vertical preferente esté dentro de los principales litotipos del entorno de la mina han sido englobados en la misma serie de datos.
3. Se trata de un estudio exhaustivo (amplitud de parámetros y constituyentes, periodo temporal extenso densamente cubierto, multiplicidad de laboratorios, técnicas de determinación, gran número de pozos, control de calidad analítico), por lo que la aplicación de técnicas estadísticas está justificada y es susceptible de aportar información de interés.
4. Se ha realizado un esbozo de la evolución temporal de los distintos parámetros analizados con el fin de identificar tendencias que puedan sugerir cambios significativos en el tiempo.
5. Se han analizado las funciones de distribución asociadas a los datos, lo cual ha permitido identificar qué descriptores estadísticos son los más adecuados para cada parámetro en cuestión. Asimismo, se ha podido establecer para los mismos los rangos plausibles de variabilidad natural.

A continuación se muestra la metodología seguida y resultados obtenidos en el estudio en pozos y piezómetros situados alrededor del hueco minero, teniendo en cuenta aspectos geológicos, de muestreo y de análisis.

Caracterización geológica

Las rocas ígneas fracturadas y las rocas metamórficas suelen referirse de forma un tanto laxa como "rocas cristalinas" (Banks y Robins, 2002). La totalidad del territorio gallego (con la excepción de alguna pequeña cuenca sedimentaria terciaria) se encuadra por afloramientos rocosos de estas características puesto que Galicia, desde el punto de vista geológico pertenece al denominado Macizo Ibérico (o Hespérico).

En términos hidrogeológicos, las rocas cristalinas representan un medio muy heterogéneo y anisótropo, en general con una estructuración muy compleja y

sistemas de flujo muy irregulares e incluso caóticos (Juncosa, Delgado, Meijide y Álvarez-Campana, 2012). Las redes de flujo a menudo coinciden con zonas abiertas y bien comunicadas de fracturas o zonas de fractura (porosidad de fractura). A menudo, los macizos cristalinos están recubiertos por un regolito superficial, más o menos potente, producto de su propia meteorización o de la acumulación de sedimentos no consolidados (porosidad intergranular).

Las regiones en las que los macizos cristalinos están bien desarrollados se caracterizan por una notable variedad de tipos litológicos: rocas ígneas ácidas, intermedias o básicas, esquistos, pizarras, gneisses, migmatitas, granulitas, cuarcitas, mármoles, anfibolitas,... De acuerdo con sus propias características, cada una de ellas puede presentar un comportamiento diferenciado respecto de la meteorización y la deformación. Todo ello condiciona que el entorno hidrogeológico e hidroquímico de los acuíferos en sistemas cristalinos sea muy distinto al de los medios sedimentarios.

El yacimiento de lignito de As Pontes se sitúa en una cuenca sedimentaria de edad terciaria y origen tectónico, estando constituido por una potente serie arcillosa con alternancias de lignito y arenas. Los materiales terciarios descansan sobre un basamento integrado por filitas, esquistos, cuarcitas, grauvacas, meta-arcosas y gneisses, todos ellos afectados por la orogenia Herciniana. Los datos del subsuelo demuestran que la cuenca es asimétrica, descendiendo su base hacia el margen NE (que es donde se encuentran las mayores potencias) donde se localizaría hasta 80 m por debajo del nivel del mar. El basamento, será referido como "Paleozoico" dado que esa es la edad de las rocas del mismo en la zona de explotación. No obstante, en zonas próximas puede constatare la existencia de series precámbricas.

Consecuentemente, se han definido tres series principales en el entorno del hueco minero de As Pontes: "Terciario multicapa" (TMC), "filitas grises" (FG) y "filitas gris oscuro" (FGO). Se reconoce que tal adscripción puede ser ambigua en los casos particulares de algunos pozos pero, en general, se ha comprobado como una aproximación válida. El perfeccionamiento de las atribuciones realizadas requeriría un ajuste fino en cuanto a la definición de las edades y características de los materiales atravesados por cada pozo.

Caracterización hidrogeológica

Los pozos empleados en el estudio de las condiciones de referencia pertenecen, en su mayoría, al antiguo sistema de drenaje perimetral de la Corta. Están alejados del hueco minero distancias que van desde los 450 a los 1.600 m. Dichos pozos están perforados en filitas (grises y gris oscuro) y en el denominado Terciario multicapa (Figura 1).

Todos los pozos fueron construidos de forma similar, con tubería ranurada intercalada con tramos de tubería ciega, siendo el emboquille con tapón y tubería ciega de unos 12 m de profundidad. Los radios del entubado difieren de unos pozos a otros. Existen piezómetros de observación construidos al lado de los pozos, siendo paralelos a éstos.

Los materiales geológicos en los que se encajan los pozos están fracturados y son poco porosos, lo cual dificulta el flujo de Darcy. La fracturación existente posee, dependiendo de la zona, una débil conectividad, lo que no favorece una transmisión rápida del flujo, hecho corroborado en los ensayos hidrodinámicos realizados. Por otra parte, del análisis de las evoluciones temporales de los pozos se puede concluir una mínima o nula interconexión (incluso entre los más próximos), lo cual corrobora la gran anisotropía del medio y la no identificación de líneas principales del flujo.

Si bien el proceso hidrológico principal en la inundación del lago es el aporte de aguas superficiales captadas desde el río Eume, es un hecho que debe existir influencia sobre los niveles de agua subterránea. Sin embargo, las características hidrodinámicas de los materiales geológicos sobre los que se encuentran los pozos determinan que el radio de influencia de dicho efecto sea muy pequeño.

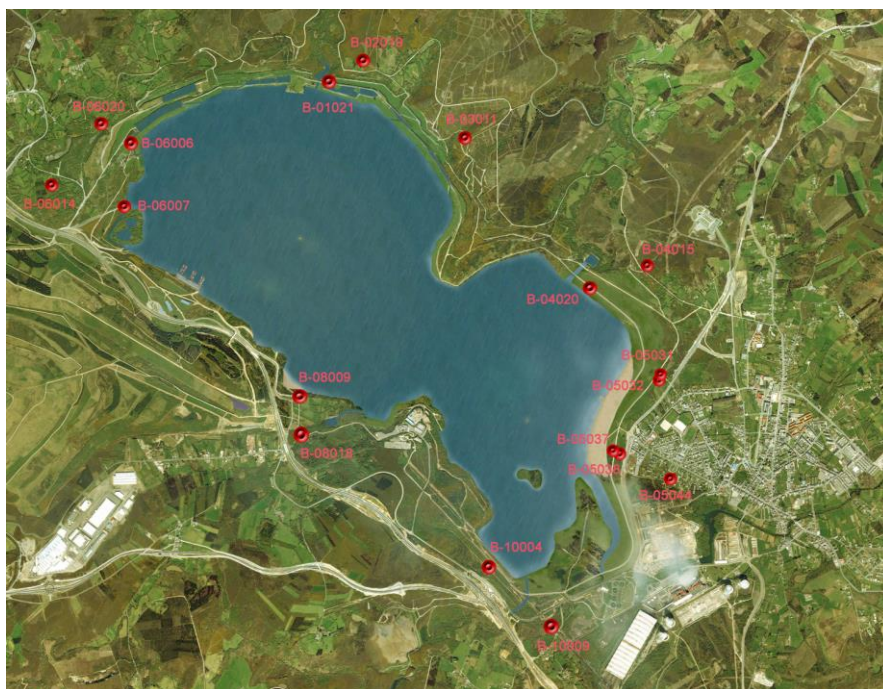


Figura 1. Localización de los pozos empleados en el estudio de las condiciones de referencia de las aguas subterráneas.

Hidrogeológicamente se pueden distinguir diferentes unidades que se pueden clasificar como a) acuífero paleozoico libre, de materiales paleozoicos aflorantes en los bordes de la Cuenca, b) acuífero paleozoico confinado, por debajo de la serie sedimentaria terciaria, c) materiales sedimentarios terciarios o acuífero Terciario multicapa, y d) materiales de relleno de la escombrera interior, situada en la zona sur del hueco.

Consideraciones metodológicas

Para la realización del este estudio se ha tenido en consideración la evolución de las características físico-químicas de las aguas de los pozos a lo largo del periodo de referencia. De la observación de dicho periodo, puede concluirse que no se observa ninguna tendencia significativa, en cuanto a cambios en la

composición química de las aguas subterráneas por la eventual intrusión de aguas procedentes del lago.

Los parámetros fundamentales empleados en la determinación de la calidad de las aguas suelen obtenerse a través de análisis químicos realizados sobre muestras de agua, tanto en el laboratorio como en el campo. El muestreo de aguas es una faceta de gran importancia y requiere un cierto grado de especialización y conocimiento puesto que, tanto las masas de agua superficial como las subterráneas, suelen ser inhomogéneas. Además, algunos constituyentes del agua requieren ser preservados a fin de obtener su valor bajo unas condiciones lo más parecidas posibles a las del medio natural.

Una vez analizada el agua, los resultados analíticos deben ser agrupados y analizados desde un punto de vista estadístico mediante el empleo de los descriptores adecuados (media, mediana, frecuencias de distribución, factores de ponderación, percentiles, etc.) o bien mediante análisis correlacionales (simples o múltiples). En este proceso juega un papel muy importante la representación gráfica de los datos de modo que, a partir de ellos, sea fácil establecer aspectos tales como cuál es la fuente probable de los solutos, relaciones químicas entre componentes, variabilidad espacial y temporal o la evaluación de los recursos. Así, los gráficos suelen mostrar los análisis de aguas de acuerdo con su composición química o razones entre iones seleccionados (Hem, 1991; Hounslow, 1995). La relación existente entre la calidad del agua y sus características hidrogeológicas (tales como los caudales de las corrientes superficiales, o los esquemas de flujo subterráneo) pueden ser puestos en evidencia a través de ecuaciones matemáticas, gráficos y/o mapas.

El establecimiento de niveles composicionales de referencia en aguas naturales es una materia de gran interés aplicado, dado que permite evaluar la magnitud de los cambios que un sistema puede experimentar como resultado de eventuales afecciones.

En la literatura especializada existen diversos trabajos relevantes que abordan desde un punto de vista práctico la realización de estos estudios en aguas subterráneas. De entre las mismas podemos destacar el libro de Alley (1993), en el que se plantean estrategias y problemáticas relativas al muestreo, tratamiento estadístico y significado de la calidad hidroquímica observada; y el de Edmunds y Shand (2008), que constituye una reciente aportación a la definición de la calidad natural de las aguas subterráneas, tomando como perspectiva las prescripciones de la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE).

Los pozos empleados en el estudio de los niveles de referencia pertenecen, en su mayoría, al sistema de drenaje subterráneo de la Corta minera. Tan sólo tres de los pozos corresponden a piezómetros perforados ex profeso para el estudio.

Cada uno de los pozos y piezómetros se localiza en un sector del perímetro de la mina (Campo Este, Campo Oeste y Umbral). Aunque existe una cierta afinidad, la separación por sectores de los pozos no se corresponde completamente con el afloramiento de los tipos litológicos principales de la mina (filitas gris-oscuro, filitas grises y Terciario multicapa). En cualquier caso, en el estudio realizado hemos optado por agrupar los distintos pozos por litologías teniendo en cuenta la información de columnas de sondeo disponibles.

Entre marzo de 2007 y febrero de 2010, se realizaron un total de 18 campañas de muestreo que incluyen los meses de marzo, junio, octubre y diciembre de 2007, mayo y diciembre de 2008, los meses de febrero, marzo, abril, mayo, junio, agosto, septiembre, octubre, noviembre y diciembre de 2009 y los de enero y febrero de 2010, de tal forma que engloba periodos completos del año hidrológico. En las campañas de muestreo ejecutadas, los analitos objeto de interés han variado de modo que los datos disponibles a partir de las campañas realizadas en 2007 y 2008 cuentan con la medida de parámetros in situ (temperatura, pH y conductividad específica a 25 °C) y en el laboratorio (concentración total de sólidos en suspensión, NO₃, NO₂, NH₄, NH₃ no ionizado, SO₄, PO₃ y Al, Fe y Mn totales; en estos tres últimos componentes "total" se refiere a la suma de la fracción disuelta y particulada). En las campañas realizadas en 2009 y 2010, además de los considerados en 2007 y 2008, se incorporaron nuevos parámetros in situ (potencial de oxidación reducción) y en laboratorio (pH, conductividad específica, turbidez, alcalinidad, nitrógeno total (orgánico+inorgánico), carbono inorgánico disuelto, Cl, Na, K, Ca, Mg, As, B, Ba, Cd, Cr, Co, Cu, Hg, Ni, Pb, Se y Zn).

Resultados

La metodología de estudio de las aguas subterráneas del entorno de la mina de As Pontes de García Rodríguez, con vistas al establecimiento de las condiciones de referencia ("estado cero"), se ha basado en las siguientes premisas: a) la disponibilidad de análisis químicos completos; b) el control de la calidad de los

datos analíticos disponibles; c) la ponderación de las analíticas de acuerdo con distintos criterios, siendo el más importante la calidad de los análisis; d) el agrupamiento de los datos de acuerdo con criterios objetivos tales como el grupo litológico sobre el que cada pozo se desarrolla; e) la inspección de las series temporales y de las funciones de distribución; f) la elección de una estrategia estadística descriptiva basada en la observación de las distribuciones de datos; y g) la propuesta de niveles de referencia ("estado cero") en consonancia con la citada estrategia.

Del análisis de la información disponible puede concluirse que se trata de una base de datos extensa: cerca de 400 registros, muchos de los cuales con analíticas completas de calidad suficiente (cerca del 95% de los análisis completos presenta un error de balance de cargas inferior al 10% y más del 80% menor al 5%).

Los datos disponibles han sido agrupados de acuerdo con tres asociaciones litológicas consideradas dominantes en el área de trabajo, y han sido inspeccionadas a través de técnicas numéricas (coeficiente de variación, curtosis, sesgo, etc.) y gráficas (histogramas, curvas de frecuencia acumulada) con vistas a establecer el comportamiento individual de cada una de las poblaciones. La observación pone en evidencia que, si bien algunos de los parámetros pueden ser descritos empleando descriptores relacionados con una función de distribución normal, la mayor parte se adscribe mejor a funciones tipo log-normal. Esta es una circunstancia frecuente en geoquímica.

La observación de las distribuciones pone de manifiesto también la existencia de multi-modalidades, lo cual limita seriamente el empleo de descriptores habituales como son la media aritmética (ponderada o no). Consecuentemente, se ha optado por aplicar técnicas estadísticas no paramétricas, las cuales están basadas en descriptores robustos, esto es, que no dependen de hipótesis relacionadas con el modelo de comportamiento de las poblaciones objeto de interés.

El descriptor que se ha empleado para ilustrar la tendencia central de la población es la mediana y para cuantificar la dispersión se sugiere el uso de cuantiles y, de forma específica, el rango comprendido entre los percentiles 5 y 95 ($P_5 - P_{95}$).

En las siguientes figuras se muestra un resumen de los resultados obtenidos para la distribución de algunos de los parámetros y elementos más significativos. Así, con respecto a la temperatura, desde el punto de vista de la evolución temporal, se puede apreciar, en general, un comportamiento

estacional (tendencia a mayores temperaturas en los meses de verano y menor en los de invierno) muy suavizada, lo cual es frecuente en aguas subterráneas relativamente someras.

La distribución de los datos observados presenta una manifiesta tendencia a la normalidad (Figuras 2 y 3), aunque en el caso de los pozos localizados en el grupo "filitas gris oscuro" (o FGO) se aprecia una curvatura en la representación de frecuencias acumuladas que denota una cierta bi-modalidad.

Con respecto al pH, los histogramas (Figura 4) y las curvas de frecuencia acumulada (Figura 5) ponen en evidencia un aspecto señalado también para la temperatura: la existencia de más de una población de datos (observar las múltiples modas así como las inflexiones en la curva de frecuencias acumuladas). Las distribuciones bi o poli-modales sugieren que los parámetros observados proceden de más de una población estadística, motivo por el cual es importante discriminar entre ambas poblaciones a la hora de establecer cuáles deben ser los valores más representativos de las aguas subterráneas del entorno de la mina. A tal efecto, la hipótesis más plausible pasa por considerar que la mayor perturbación que pueden experimentar las aguas subterráneas locales es la entrada de aguas superficiales con menor tiempo de residencia.

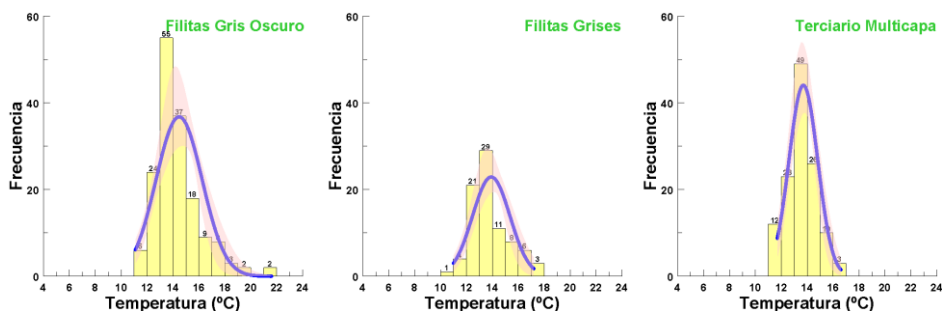


Figura 2. Histogramas con valores de temperatura asociados a las aguas subterráneas estudiadas. La línea de color azul representa una función de distribución normal y la región de color rosado su correspondiente banda de confianza (95%). Los números sobre cada barra indican el número de observaciones. Intervalo: 1 °C.

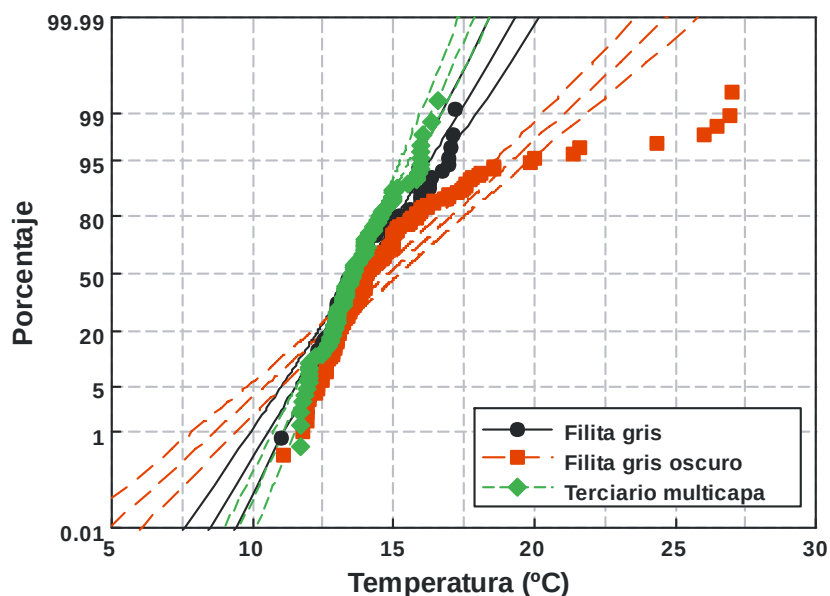


Figura 3. Diagrama de frecuencias acumuladas (en %) correspondiente a la temperatura de todas las muestras analizadas. Las líneas de trazo discontinuo representan funciones de distribución normal bordeadas por su correspondiente banda de confianza (95%).

Las Figuras 6 y 7 ilustran el comportamiento de la conductividad específica a 25 °C. Si bien la evolución en el tiempo de los pozos no pone en evidencia otra pauta que la de estabilidad en los valores, es notoria la circunstancia de que las aguas del subgrupo “filitas grises” tienen una mayor conductividad que el resto. En la misma línea, las aguas del grupo “Terciario multicapa” (o TMC) tienden a tener menores valores de conductividad.

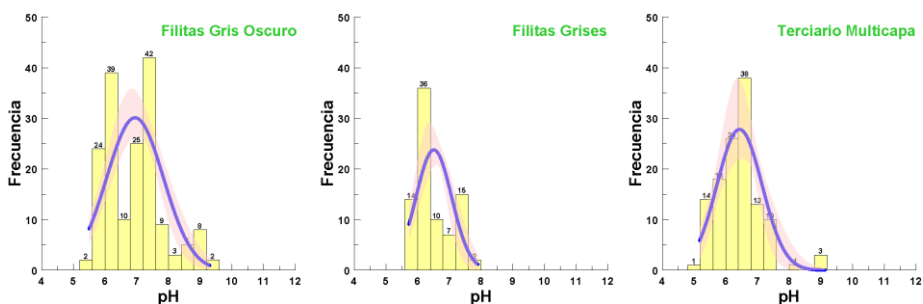


Figura 4. Histogramas con valores de pH asociados a las aguas subterráneas estudiadas. La línea de color azul representa una función de distribución normal y la región de color rosado su correspondiente banda de confianza (95%). Los números sobre cada barra indican el número de observaciones. Intervalo: 0.4 unidades de pH

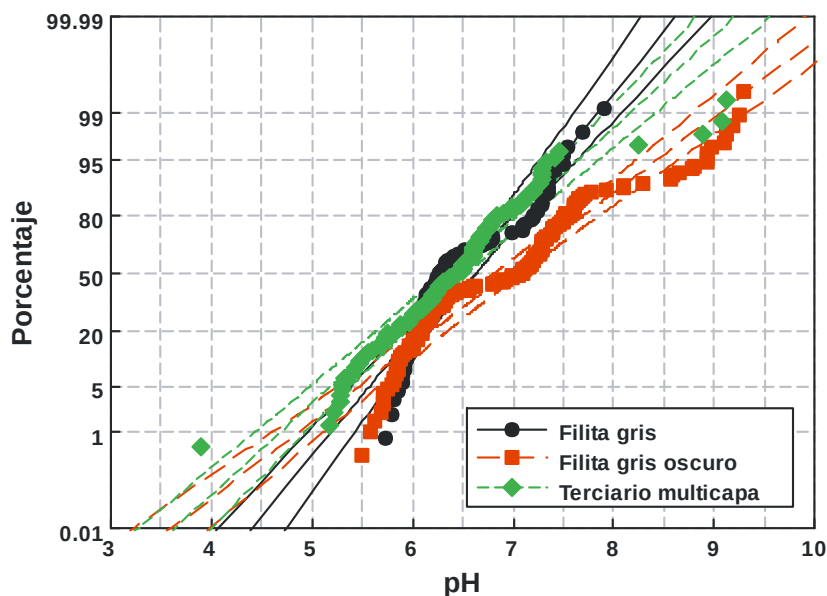


Figura 5. Diagrama de frecuencias acumuladas (en %) correspondiente al pH de todas las muestras analizadas. Las líneas de trazo discontinuo representan funciones de distribución normal bordeadas por su correspondiente banda de confianza (95%)

De entre todos los parámetros estudiados, el Eh es el que mejor se adapta a una función de distribución normal en todo el rango de medidas, siendo las poblaciones esencialmente coincidentes en el espacio de frecuencias acumuladas (Figuras 8 y 9).

Las medianas para los tres grupos de muestras son muy coherentes entre sí (243, 252 y 234 mV para TMC, FGO y FG) lo cual denota que este parámetro es impuesto por el medio subterráneo con independencia de la litología.

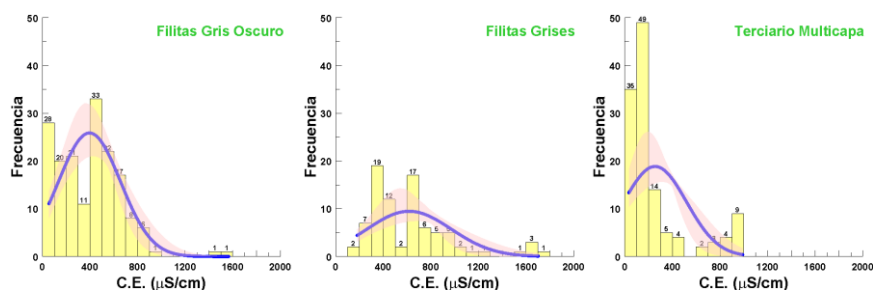


Figura 6. Histogramas con valores de conductividad específica asociados a las aguas subterráneas estudiadas. La línea de color azul representa una función de distribución normal y la región de color rosado su correspondiente banda de confianza (95%). Los números sobre cada barra indican el número de observaciones. Intervalo: 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$

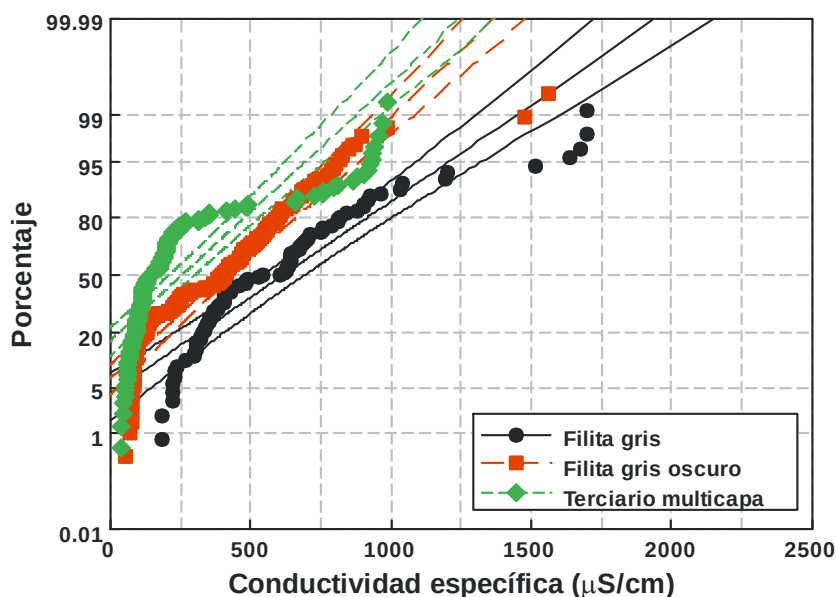


Figura 7. Diagrama de frecuencias acumuladas (en %) correspondiente a la conductividad específica (a 25 °C) de todas las muestras analizadas. Las líneas de trazos representan una función de distribución normal bordeadas por su correspondiente banda de confianza (95%).

El resumen estadístico de las concentraciones de hierro, tanto total (es decir, la suma de la fracción disuelta y particulada) como disuelto (sólo la fracción disuelta) se presenta en las Figuras de 10 a la 13.

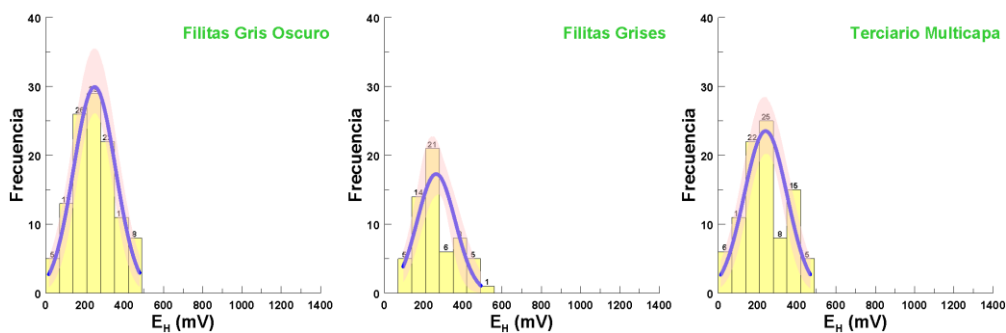


Figura 8. Histogramas con valores de potencial de oxidación reducción, E_h , asociados a las aguas subterráneas estudiadas. La línea de color azul representa una función de distribución normal y la región de color rosado su correspondiente banda de confianza (95%). Los números sobre cada barra indican el número de observaciones. Intervalo: 70 mV.

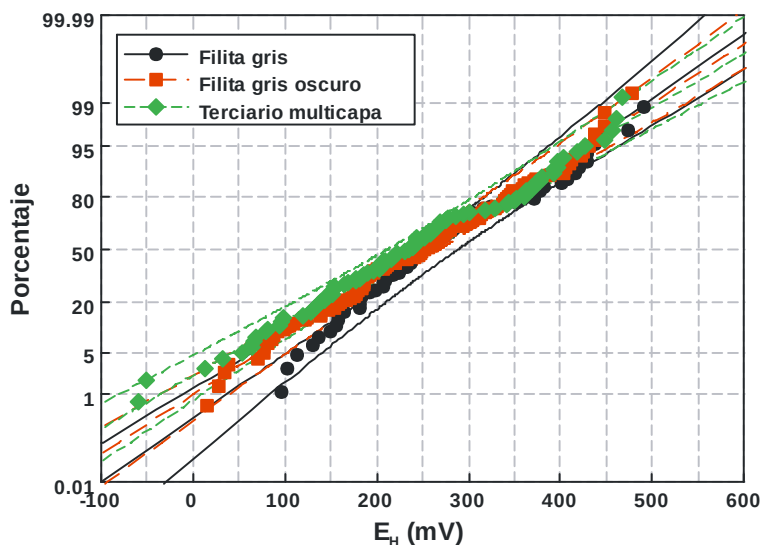


Figura 9. Diagrama de frecuencias acumuladas (en %) correspondiente al E_h de todas las muestras analizadas. Las líneas de trazos representan una función de distribución de tipo normal y están bordeadas por su correspondiente banda de confianza (95%).

La concentración de hierro total no muestra ninguna tendencia temporal identificable en ninguna de las poblaciones de referencia. Sin embargo, en relación con el Fe disuelto, algún pozo presenta anomalías destacables. En primer lugar, del estudio realizado, los pozos de la serie TMC muestran una cierta correlación con la precipitación, de modo que los valores de concentración más elevados se corresponden con los periodos de menor pluviosidad y viceversa.

Al igual que sucede con el pH, tanto los histogramas como las curvas de frecuencia acumulada ponen en evidencia una notable bi-modalidad, con valores de conductividad más bajos en el caso del grupo TMC que en el resto. Es notable el hecho de que el grupo FGO quede proyectado entre el TMC y el de las "filitas grises" (o FG), lo cual pondría en evidencia que, en realidad, el grupo de aguas FGO tiene una contribución variable de las aguas FG y TMC.

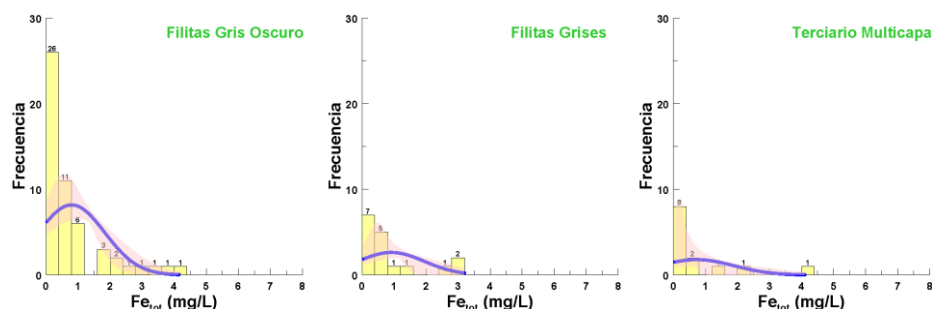


Figura 10. Histogramas con valores de concentración de hierro total (disuelto + particulado) asociados a las aguas subterráneas estudiadas. La línea de color azul representa una función de distribución normal y la región de color rosado su correspondiente banda de confianza (95%). Los números sobre cada barra indican el número de observaciones. Intervalo: 0,4 mg/L.

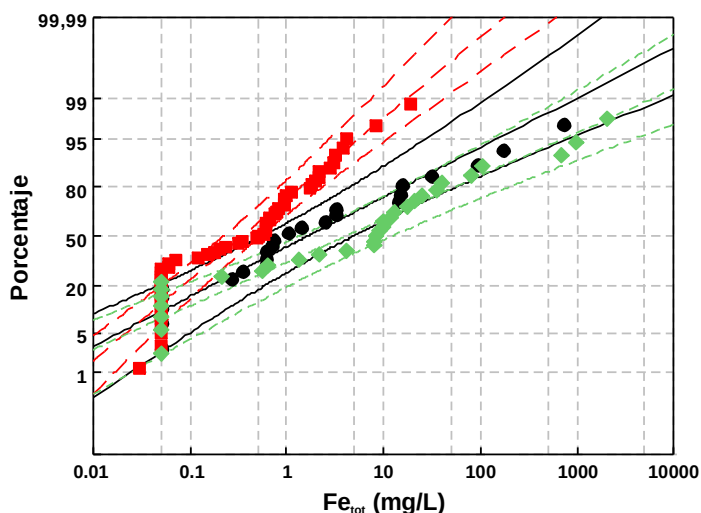


Figura 11. Diagrama de frecuencias acumuladas (en %) correspondientes al hierro total (disuelto+particulado) de todas las muestras analizadas. Las líneas de trazos representan una función de distribución log-normal bordeadas por su correspondiente banda de confianza (95%).

Las funciones de distribución en los dos casos son asimilables a log-normal, con una evidente bi-modalidad. La mediana de concentraciones de hierro total en los tres grupos de referencia estudiados (TMC, FGO y FG) es apreciablemente variable (8,7, 0,52, 1,0 mg/L). El rango intercuartil es amplio en el caso de las muestras de los grupos TMC y, en menor medida, en FG.

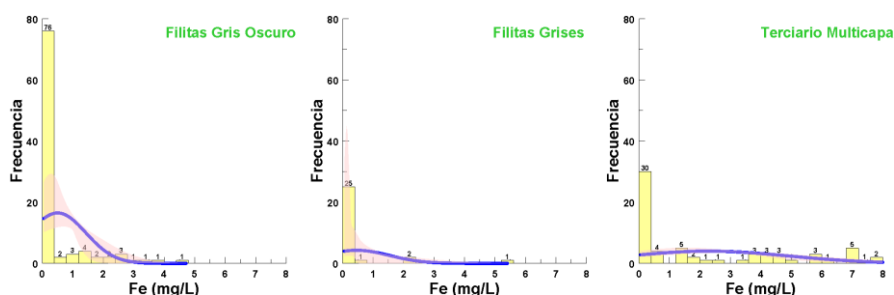


Figura 12. Histogramas con valores de concentración de hierro disuelto asociados a las aguas subterráneas estudiadas. La línea de color azul representa una función de distribución normal y la región de color rosado su correspondiente banda de confianza (95%). Los números sobre cada barra indican el número de observaciones. Intervalo: 0,4 mg/L.

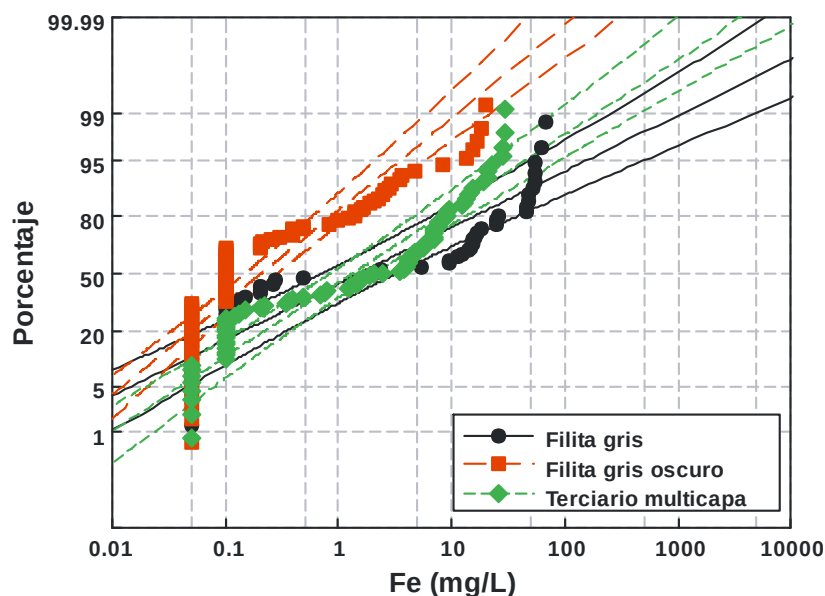


Figura 13. Diagrama de frecuencias acumuladas (en %) correspondientes al hierro disuelto de todas las muestras analizadas. Las líneas de trazos representan una función de distribución log-normal bordeadas por su correspondiente banda de confianza (95%).

Las muestras del grupo FGO son las que presentan menores concentraciones medias así como el rango intercuartil más pequeño. En el caso del Fe disuelto, las medianas de TMC, FGO y FG son 1,2, 0,1 y 9,4 mg/L, respectivamente. Llama la atención el hecho de que la mediana de concentración de Fe total sea menor a la de Fe disuelto en el caso de las muestras FG. Por otro lado, tanto la mediana como el rango intercuartil para el hierro disuelto de las muestras FGO es el más pequeño de las tres poblaciones observadas.

Por último, las Figuras 14 y 15 muestran los valores de concentración de manganeso de las tres poblaciones estudiadas. Ninguna de ellas presenta pautas de evolución temporal discernibles aunque las muestras FGO parecen tener concentraciones más elevadas a lo largo de 2009. Desde el punto de vista descriptivo, las distribuciones, en los tres casos, son de tipo log-normal y con evidencias de mezcla de poblaciones.

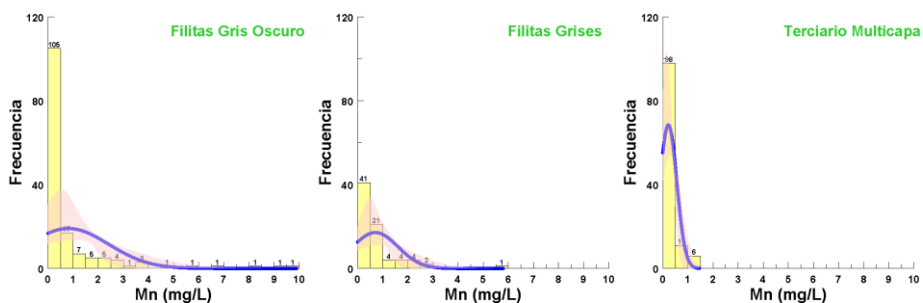


Figura 14. Histogramas con valores de concentración de manganeso asociados a las aguas subterráneas estudiadas. La línea de color azul representa una función de distribución normal y la región de color rosado su correspondiente banda de confianza (95%). Los números sobre cada barra indican el número de observaciones. Intervalo: 1 mg/L.

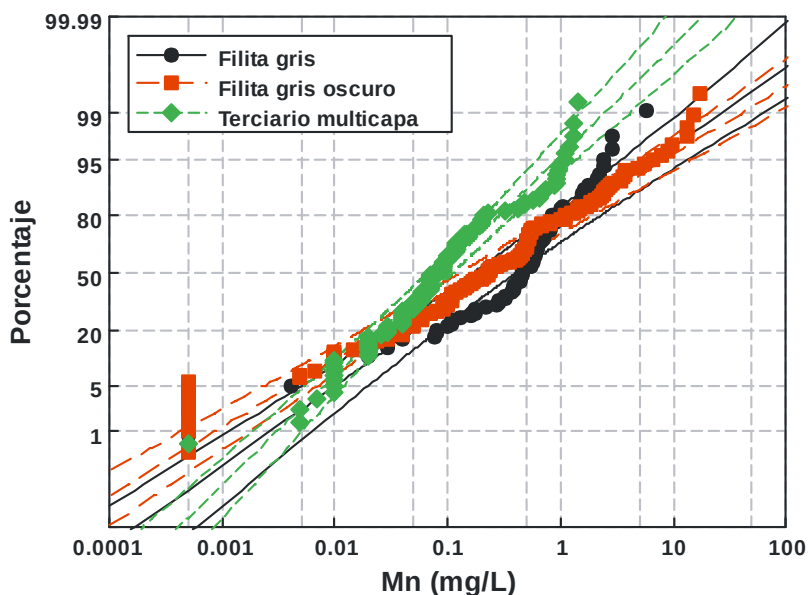


Figura 15. Diagrama de frecuencias acumuladas (en %) correspondiente al manganeso de todas las muestras analizadas. Las líneas de trazos representan una función de distribución log-normal bordeadas por su correspondiente banda de confianza (95%).

Podemos observar que las muestras de la población FG son las que presentan valores mayores y son también a las que corresponde el mayor rango intercuartil (0,2 a 0,9 mg/L).

Se han analizado los diferentes momentos estadísticos de los diferentes parámetros y concentraciones para cada una de las poblaciones de muestras (TMC, FGO y FG) y del agrupamiento colectivo de todas ellas, con el fin de discernir las diferencias más significativas de las litologías.

Los niveles de referencia propuestos se basan en la expresión de la mediana poblacional. No obstante, resulta evidente, a la luz del tratamiento realizado, que no hay ningún parámetro que pueda ser descrito en toda su extensión con un valor discreto (sea la mediana o cualquier otro momento estadístico). Por ello, la propuesta de niveles de referencia debe complementarse con la indicación de un rango de variación en torno a la mediana (esto es, su dispersión), el cual se establece a partir de cuantiles seleccionados. De entre las opciones disponibles, se sugirió el empleo del rango equivalente a 1,5 veces el intercuartil ($P_5 - P_{95}$). Dicho rango englobaría algo más del 90% de las poblaciones correspondientes, considerando que los puntos que quedan fuera de dicho rango constituyen puntos fuera de tendencia o outliers (Tablas 1 a 3).

Conclusiones

El estudio realizado ha proporcionado una metodología en el cálculo y estimación de valores de referencia de concentración para las aguas subterráneas en el entorno de la mina de As Pontes de García Rodríguez. Para ello ha sido necesario analizar el contexto geológico, hidrogeológico, las técnicas empleadas en el muestro y análisis químico y la obtención de una población muestral representativa. La agrupación de resultados por litologías es coherente con el contexto hidrogeológico, facilita el establecimiento de valores límite y proporciona una mayor fiabilidad a los mismos.

Los valores de referencia propuestos para los diferentes parámetros fisico-químicos se recogen en las Tablas 1 a 3, donde el descriptor empleado para la tendencia central de las poblaciones ha sido la mediana. Para cuantificar la dispersión se ha empleado el rango comprendido entre los percentiles 5 y 95 ($P_5 - P_{95}$). Los datos asociados a cada uno de los 18 pozos de observación empleados en el estudio atestiguan la existencia de una variabilidad hidroquímica natural, que no es el resultado de la inundación del lago o la recuperación de los niveles piezométricos tras el cese del bombeo perimetral.

Por tanto, ha sido más realista aplicar un rango de variación a los niveles de referencia en las aguas subterráneas.

Tabla 1. Niveles de referencia propuestos (en verde) para los parámetros físico-químicos, NH_3 , N_{tot} y Fe_{tot} . Se indican también los rangos de probabilidad expresados como: a) intercuartil ($Q_3 - Q_1$); b) 1.5 veces el rango intercuartil ($P_{15} - P_{85}$). Los valores relacionados con todas las litologías se muestran sólo con carácter informativo. Nota: Me = mediana; TMC = Terciario multicapa; FGO = Filitas gris oscuro; FG; Filitas grises; TL = Todas las litologías.

Grupo	Estadístico	Temperatura (°C)	pH	C.E. (µS/cm)	O.D. (mg/L)	Sat. O ₂ (%)	E _h (mV)	TSS (mg/L)	Turbidez (UNT)	Alcalinidad (meq/L)	NH ₃ (µg/L)	N _{tot} (mg/L)	Fe _{tot} (mg/L)	DBO ₅ (mg/L)
TMC	M ₁	13.0-14.3	5.2-6.7	111-194	3.0-5.6	28.4-54	165-348	15-74	31-142	0.35-0.44	1-10	0.04-0.62	0.3-33	<3
	Q ₃ -Q ₁	12.0-16.0	5.3-7.3	55-314	1.8-8.0	16.6-74.3	50-430	5-536	6-438	0.2-2.2	0.5-1.2	0.04-1.1	0.03-320	—
	P ₁₅ -P ₈₅	14.8-14.8	7.10	407	5.7	45.9	232	4	25	2.1	1-10	0.11	6.52	<3
FGO	M ₁	13.3-15.2	6.2-7.4	139-558	3.9-7.7	35.0-70.1	178-327	2-12	12-44	0.5-3.2	1-10	0.04-0.32	0.05-1.0	—
	Q ₃ -Q ₁	12.4-19.4	5.8-8.9	81-803	2.2-9.0	18.9-88.4	77-248	1-31	2-126	0.4-4.1	0.5-180	0.04-0.66	0.05-3.9	—
	P ₁₅ -P ₈₅	13.5	6.45	639	4.2	38.0	224	11	56	2.0	1	0.2	1.0	<3
FG	M ₁	13.0-14.2	6.1-7.1	367-820	2.9-6.3	26.9-54.1	181-291	4-57	22-224	1.3-3.5	1-10	0.04-1.1	0.4-13	—
	Q ₃ -Q ₁	12.0-16.7	5.9-7.5	228-1203	2.0-9.3	16.9-81.5	125-430	1-1213	3-820	1.0-5.1	0.5-13	0.04-5.8	0.1-142	—
	P ₁₅ -P ₈₅	13.9	6.51	338	4.9	44.0	243	10	38	1.4	1	0.11	0.71	<3
TL	M ₁	12.0-17.0	5.6-7.2	430-597	3.1-7.0	30.0-55.6	179-266	3-34	16-300	0.5-3.0	1-10	0.04-0.54	0.05-4.1	—
	Q ₃ -Q ₁	12.0-17.3	5.6-8.2	73-239	2.0-9.0	18.4-85.0	77-430	1-305	2-360	0.2-4.3	0.5-17	0.04-2.48	0.05-100	—
	P ₁₅ -P ₈₅	13.9	6.51	338	4.9	44.0	243	10	38	1.4	1	0.11	0.71	<3

Tabla 2. Niveles de referencia propuestos (en verde) para los cationes y aniones mayoritarios. Se indican también los rangos de probabilidad expresados como: a) intercuartil ($Q_3 - Q_1$); b) 1.5 veces el rango intercuartil ($P_{15} - P_{85}$). Los valores relacionados con todas las litologías se muestran sólo con carácter informativo.

Grupo	Estadístico	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	NH ₄ (mg/L)	Fe (mg/L)	Mn (mg/L)	Cl (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	NO ₂ (mg/L)	PO ₄ (mg/L)
TMC	M ₁	10.2-18.8	1.2-2.7	2.6-7.4	1.7-21.8	0.02-0.38	0.1-2.6	0.04-0.12	11.0-14.0	21-31.8	6.0-22.4	0.1-0.8	0.01-0.05	0-0.2
	Q ₃ -Q ₁	8.1-14.6	1-1.5	1-14	1.1-5.9	0.02-1.3	0.05-13	0.01-0.4	9.9-74	9.2-121.5	1.2-70	0.05-3	0.01-0.1	0.05-1.0
	P ₁₅ -P ₈₅	11.4	0.8	22.7	7.4	0.05	0.1	0.23	9.2	114	63	0.3	0.05	0.5
FGO	M ₁	9.8-15.8	0.5-1.8	9.0-67	4.7-9.7	0.03-0.3	0.05-0.46	0.05-0.6	8.6-9.9	32.7-196	5.4-130	0.1-0.8	0.03-0.1	0.2-0.8
	Q ₃ -Q ₁	5.7-79	0.3-2.9	3-140	3.6-13	0.02-0.7	0.05-8	0.005-6	8.1-11	24.8-251	1.3-266	0.05-2.8	0.02-0.4	0.1-2.4
	P ₁₅ -P ₈₅	18.5	2.9	77.3	15.9	0.2	0.4	0.6	11.9	124	224	0.2	0.05	0.1
FG	M ₁	11.2-22.9	1.5-4.1	31-136	8.0-23.4	0.05-1.5	0.1-24	0.2-0.9	9.0-14.2	82-215	76-237	0.1-0.5	0.01-0.05	0.05-0.1
	Q ₃ -Q ₁	9.8-33.3	1.1-7.9	10-190	4.7-27.5	0.02-8.7	0.1-55	0.01-2.3	7.6-15.4	62-310	5-571	0.1-2.4	0.005-0.05	0.05-0.6
	P ₁₅ -P ₈₅	12.4	1.8	47.7	16.5	0.05	0.22	0.16	10.3	88	38	0.2	0.05	0.6
TL	M ₁	10.2-16.3	1.0-2.8	4.7-16.5	4.3-20.7	0.02-0.7	0.05-0.6	0.01-0.5	9-103	33.4-182	8.4-160	0.05-0.6	0.03-0.2	0.4-8
	Q ₃ -Q ₁	7.0-79	0.3-4.6	2.4-151	1.6-25.3	0.02-2.5	0.05-23.1	0.01-2.8	7.9-15.4	14.4-263	2.4-324	0.05-2.8	0.02-0.7	0.1-2.6
	P ₁₅ -P ₈₅	12.4	1.8	47.7	16.5	0.05	0.22	0.16	10.3	88	38	0.2	0.05	0.6

Tabla 3. Niveles de referencia propuestos (en verde) para los componentes traza. Se indican también los rangos de probabilidad expresados como: a) intercuartil ($Q_3 - Q_1$); b) 1.5 veces el rango intercuartil ($P_5 - P_{95}$). Los valores relacionados con todas las litologías se muestran solo con carácter informativo.

Grupo	Estadístico	Al ($\mu\text{g/L}$)	As ($\mu\text{g/L}$)	B ($\mu\text{g/L}$)	Ba ($\mu\text{g/L}$)	Cd ($\mu\text{g/L}$)	Co ($\mu\text{g/L}$)	Cr ($\mu\text{g/L}$)	Cu ($\mu\text{g/L}$)	Hg ($\mu\text{g/L}$)	Ni ($\mu\text{g/L}$)	Pb ($\mu\text{g/L}$)	Se ($\mu\text{g/L}$)	Zn ($\mu\text{g/L}$)
TMC	M_n	150	<7	26	169	<0.2	0.8	<0.6	0.7	<0.2	2.2	<4	<9	13
	Q_3-Q_1	30-150	<7	13-89	140-190	<0.2	0.5-2	<0.6	0.5-1.5	<0.2	1-4	<4	<9	17-27
	P_5-P_{95}	10-150	<7	7-6000	63-260	<0.2	0.5-5	<0.6	0.5-4	<0.2	0.7-12	<4	<9	3-39
FGO	M_n	150	12	10	62	1	4	<0.6	24	<0.2	7	<4	<9	17
	Q_3-Q_1	15-150	11-13	8-16	38-93	<0.2	2-8	<0.6	10-27	<0.2	3-15	<4	<9	8-26
	P_5-P_{95}	10-150	10-24	6-100	17-150	<0.2-27	1-19	<0.6	2-31	<0.2	2-44	<4	<9	4-46
FG	M_n	150	3.5	27	63	0.26	3.2	0.3	4	0.1	7.1	<4	<9	28
	Q_3-Q_1	25-150	3.5-12	21-38	48-90	<0.2-0.7	2-16	0.3-0.8	0.5-7	0.1-0.2	5-62	<4	<9	14-66
	P_5-P_{95}	5-150	3.5-12	17-68	33-130	<0.2-2.7	0.9-39	0.3-0.8	0.5-20	0.1-0.2	1-150	<4	<9	8-180
TL	M_n	150	16	18	100	0.06	0.6	0.06	1	0.06	0.6	<4	<9	19
	Q_3-Q_1	25-150	9-13	11-39	48-140	<0.2-1	2-11	<0.6	2-15	<0.2	3-32	<4	<9	11-32
	P_5-P_{95}	10-150	7-22	7-111	22-219	<0.2-45	1-116	-	1-32	-	2-191	-	10-15	2-157

Bibliografía

Alley, W.M. (1993). Regional Ground-Water Quality. Van Nostrand Reinhold, 634 pp.

Banks, D. y Robins, N. (2002). An Introduction to Groundwater in Crystalline Bedrock; *Norges Geologiske Undersøkelse*; Trondheim, 68 pp.

EC (2004) Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC): Groundwater Monitoring. Technical report on groundwater monitoring as discussed at the workshop of 25th June 2004. 63 pp.

EC (2003). Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC). Guidance Document N° 7. *Monitoring under the Water Framework Directive*. 160 pp.

Edmunds, W.M. y Shand, P., Eds. (2008). Natural Groundwater Quality. *Blackwell Pub.*, 469 pp.

Hem, J.D. (1991). Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Waters. 3ª edición. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254*, 363 pp. (<http://pubs.usgs.gov/wsp/wsp2254/>)

Hounslow, A.W. (1995). Water Quality Data: Analysis and Interpretation. *Lewis Publishers*, Boca Raton; 397 pp.

Juncosa, R., Delgado, J., Meijide, R., y Álvarez-Campana, J. (2012). Hidrogeología de Galicia y tipos de aguas subterráneas. *Rio Mandeo, Cuenca Fluvial y Desarrollo Sostenible*. Diputación de La Coruña. Pp 177 – 202.

Contaminación de los acuíferos urbanos de Barcelona por filtros solares

Anna Jurado¹, Pablo Gago-Ferrero², Enric Vázquez-Suñé³, Jesús Carrera Ramírez⁴, Estanislao Pujades Garnes⁵, M. Silvia Díaz-Cruz⁶ y Damià Barceló⁷

Palabras clave: filtros solares, contaminación acuíferos urbanos, condiciones redox

Resumen

Los filtros solares (UV F) son compuestos que mitigan los efectos perjudiciales de la luz solar sobre las personas. Estos compuestos se liberan continuamente en el medio ambiente ya que las depuradoras no están aún preparadas para eliminarlos, llegando así a los acuíferos.

Este trabajo estudia la presencia de UV F en las aguas subterráneas de la ciudad de Barcelona en relación con: (1) la distribución espacial de las muestras de agua subterránea, (2) la profundidad de las muestras, (3) las fuentes de recarga y (4) las condiciones redox de los acuíferos de Barcelona. Se han

¹ GHS, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, Barcelona, Spain, ajugeo@cid.csic.es

² Departamento de Química Ambiental, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, CSIC, pgfqam@cid.csic.es

³ GHS, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, Barcelona, Spain, enric.vazquez@idaea.csic.es

⁴ GHS, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, Barcelona, Spain, jesus.carrera@idaea.csic.es

⁵ GHS, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, Barcelona, Spain, estanislao.pujades@gmail.com

⁶ Departamento de Química Ambiental, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, CSIC, sdqam@cid.csic.es

⁷ Departamento de Química Ambiental, Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, CSIC, damia.barcelo@idaea.csic.es

tomado muestras de agua subterránea en tres zonas: a lo largo de la calle Mallorca, en Poble Sec y en el Delta del Río Besòs.

Las mayores concentraciones y el mayor número de UV F han sido detectados en los acuíferos del Delta del Río Besòs, donde la principal fuente de recarga es un río contaminado (alrededor de 55 ng/L). En contraste, las áreas urbanizadas presentan concentraciones más bajas (alrededor de 20 ng/L). Las principales fuentes de UV F son los influentes de las estaciones depuradoras de aguas residuales (EDAR) que se infiltran al acuífero mediante pérdidas en las redes de alcantarillado y los efluentes de las EDAR vertidos al Río Besòs.

Las concentraciones de UV F esperadas en los acuíferos, estimadas a partir de la fracción de agua residual, han sido significativamente mucho más altas que las medidas, lo que sugiere los UV F pueden eliminarse debido a procesos de atenuación natural en los acuíferos tanto en condiciones reductoras como oxidantes.

Introducción

Los filtros solares (UV F) son compuestos químicos que mitigan los efectos perjudiciales de la luz solar sobre las personas. Los UV F son considerados un grupo de contaminantes ambientales emergentes ya que son potencialmente peligrosos y han recibido una mayor atención en la última década a medida que la sociedad ha tomado conciencia de los efectos nocivos de la radiación solar. Estos compuestos se producen y utilizan en cantidades muy elevadas en todo el mundo (10.000 toneladas anuales) en productos de cuidado personal, así como en muchos productos industriales para proteger los productos de la fotodegradación. Además, los UV F podrían llegar a poner en peligro el medio ambiente, incluyendo las aguas superficiales y subterráneas, ambas utilizadas para el abastecimiento de agua. Por ello, los UV F se han convertido en un tema de preocupación.

Los UV F son utilizados no sólo en protectores solares, sino también en un gran número de cosméticos como perfumes, champús, cremas, etc. Estos compuestos son introducidos en el medio acuático de forma continua, por entradas directas de actividades recreativas acuáticas o, principalmente, por entradas indirectas a través de las aguas residuales. También se detectan en las aguas superficiales y subterráneas, ya que no son completamente eliminados en

las estaciones de tratamiento de aguas residuales (EDAR). En consecuencia, estos compuestos pueden tener efectos tóxicos en los ecosistemas acuáticos y terrestres, ya que muchos de ellos se acumulan en peces e invertebrados (Balmer *et al.*, 2005; Buser *et al.*, 2006; Fent *et al.*, 2010). Varios estudios han evaluado su toxicidad y se ha visto que la mayoría tiene la capacidad de alteración endocrina (Schumpf *et al.*, 2004; Kunz y Fent, 2006; Calafat *et al.*, 2008; Blüthgen *et al.*, 2013). Otros efectos adversos sobre la fecundidad y la reproducción también se han estudiado en los peces y los roedores (Calafat *et al.*, 2008; Kunz y Fent, 2009). La exposición a altos niveles de derivados de la benzofenona puede estar asociada con enfermedades dependientes de los estrógenos como endometriosis en mujeres (Kunisue *et al.*, 2012).

Los UV F han sido detectados en las aguas superficiales (Giokas *et al.*, 2004; Kawaguchi *et al.*, 2006; Rodil *et al.*, 2008), el agua de mar (Kawaguchi *et al.*, 2006; Tarazona *et al.*, 2010), las aguas residuales (Giokas *et al.*, 2004; Poiger *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2007) e incluso el agua de grifo (Díaz-Cruz *et al.*, 2012). Estos compuestos también se han determinado en concentraciones relevantes en otras matrices ambientales como lodos de depuradora (Plagellat *et al.*, 2006; Gago-Ferrero *et al.*, 2011a), sedimentos (Jeon *et al.*, 2006; Gago-Ferrero *et al.*, 2011b; Barón *et al.*, 2013) y biota (Fent *et al.*, 2010; Gago-Ferrero *et al.*, 2013a), lo que indica que la bioacumulación de los UV F es un hecho y la biomagnificación puede jugar un importante papel (Fent *et al.*, 2010; Gago-Ferrero *et al.*, 2012). A pesar de todo esto, hasta la fecha no hay ningún estudio sobre la contaminación de las aguas subterráneas urbanas por UV F.

El objetivo de este estudio es investigar la presencia y evolución de los UV F en un acuífero urbano en relación con: (1) la distribución espacial de UV F en las aguas subterráneas de Barcelona, (2) la profundidad de la muestra de agua subterránea, (3) las fuentes de recarga y (4) las condiciones redox de los acuíferos de Barcelona. Para ello, los UV F han sido analizados en muestras de agua subterránea recogidas en tres zonas de la ciudad de Barcelona en mayo y diciembre de 2010. Se han seleccionado estas zonas de muestreo ya que estudios previos han reportado la presencia de otros contaminantes orgánicos emergentes como productos farmacéuticos (López-Serna *et al.*, 2013; Jurado *et al.*, 2014) y drogas de abuso (Jurado *et al.*, 2012).

Metodología

Zona de estudio

El área de estudio incluye Barcelona y parte de su área metropolitana. La zona está situada entre la sierra de Collserola (cordilleras costeras catalanas) y el Mar Mediterráneo (Figura 1). Los ríos Llobregat (SW) y Besòs (NE) constituyen otros dos límites.

Actualmente, las aguas subterráneas de Barcelona se utilizan para usos secundarios, tales como limpieza de las calles y para regar los jardines públicos. Sin embargo, estas pueden ser un importante recurso para agua de abastecimiento ya que hay varios acuíferos debajo de la ciudad. Estos acuíferos se caracterizan por su edad geológica (Figura 1). El acuífero paleozoico aflora en los altos topográficos al NW, formado por pizarras y granitos. Los acuíferos cuaternarios y terciarios están presentes en el resto de la ciudad. Los sedimentos aluviales y deltaicos de los ríos Llobregat y Besòs se encuentran en las zonas topográficas bajas. Las zonas intermedias están constituidas por conos de piedemonte y sedimentos aluviales gruesos.

Muestreo

Se han tomado treinta y dos muestras de agua durante dos campañas de campo en mayo de 2010 (25 muestras) y diciembre de 2010 (7 muestras). La ubicación de los puntos de observación y la profundidad de la rejilla se muestran en la Figura 1. Se muestrearon tres zonas diferentes de la ciudad de Barcelona: (1) la Calle Mallorca (MS), (2) Poble Sec (PS) y (3) Delta del Río Besòs (BRD), donde el agua subterránea proviene principalmente del río. Todas las muestras de agua subterránea se obtuvieron después de bombear al menos tres veces el volumen del punto de observación. Los parámetros de campo medidos in situ son la conductividad eléctrica, el pH, la temperatura y el oxígeno disuelto. Las muestras de agua para análisis de los UV F se midieron continuamente usando una célula de flujo para evitar el contacto con el aire. Los instrumentos fueron calibrados diariamente por medio de soluciones estándar. Las muestras de agua subterránea fueron recogidas después de la estabilización de los

parámetros de campo y no se filtran en el campo. Se almacenaron en botellas de tereftalato de polietileno (PET), de color ámbar para evitar la fotodegradación, en una nevera campo y fueron llevadas al laboratorio al final del día de muestreo. Una vez allí, las muestras se filtran al vacío con filtros de fibra de vidrio de Whatman (Fairfield, CT, EEUU) de $1\ \mu\text{m}$, después se vuelven a filtrar con filtros de membrana de nilón de Teknokroma (Barcelona, España) de $0,45\ \mu\text{m}$ y se almacena en la oscuridad a $-20\ ^\circ\text{C}$ hasta su análisis.

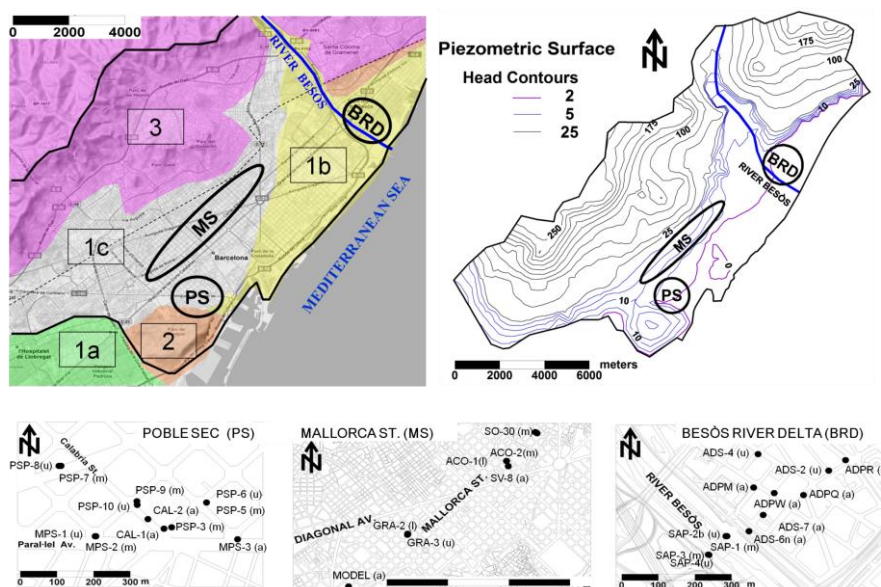
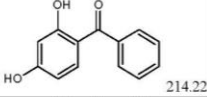
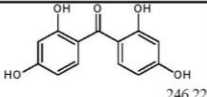
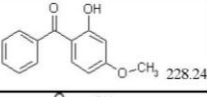
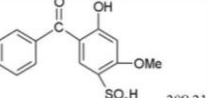
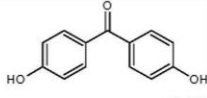
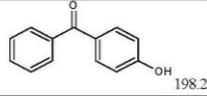
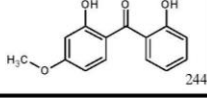
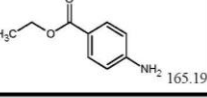
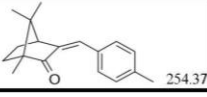


Figura 1. A la izquierda, una descripción esquemática de la hidrogeología de Barcelona: (1a) Delta del Río Llobregat formado por gravas, arenas, limos y arcillas (Holoceno, Cuaternario), (1b) Delta del Río Besòs constituido por gravas, arenas, limos y arcillas (Holoceno, Cuaternario), (1c) Llano de Barcelona que consiste en arcillas carbonatadas (Pleistoceno, Cuaternario), (2) Llano de Barcelona formado por margas, areniscas y arenas (Terciario) y (3) Serra de Collserola formada por esquistos y granitos (Paleozoico). A la derecha, un mapa piezométrico de la zona de estudio que se divide en tres áreas: la calle Mallorca (MS), Poble Sec (PS) y el Delta del Río Besòs (BRD). Los intervalos de curvas de nivel son 2 m (línea lila continua), para las curvas que van de 5 a menos de 25 m (línea azul continua) y 25 m por encima (línea negra continua). En la parte inferior, los puntos de observación en cada zona, incluyendo la profundidad de la rejilla: (u) superficial, (m) media, (l) profunda y (a) totalmente ranurado.

Tabla 1. Propiedades fisicoquímicas de los UV F analizados.^a INCI (Nomenclatura Internacional de Ingredientes Cosméticos) elaborados por CTFA y COLIPA.^b Valores de ACIDI-Lab calculados utilizando el software Advanced Chemistry Development (ACD / Labs, 1996-2013). K_{ow}, coeficiente de partición octanol-agua; Dow, coeficiente de partición octanol-agua dependiente del pH; Neu, neutral; Neg, negativo

Compuesto (nomenclatura INCI) ^a	CAS N°	Estructura y peso molecular (g/mol)	Log K _{ow} ^b	Pl _{ka} ^b	Log Dow ^b (pH=7.5)	Carga (pH=7.5)
Benzofenonas						
Benzofenona-1 (BP1)	131-56-6	 214.22	3.24	7.6 ± 0.5	3.08	Neu/Neg (0.70/0.30)
Benzofenona-2 (BP2)	131-55-5	 246.22	2.37	7.5 ± 0.8 8.3 ± 0.8 11.6 ± 0.9 13.2 ± 1.0	2.04	Neu/Neg (0.47/0.53)
Benzofenona-3 (BP3)	131-57-7	 228.24	3.86	9.7 ± 0.8	3.86	Neu
Benzofenona-4 (BP4)	4065-45-6	 308.31	0.79	0.9 ± 0.4 8.7 ± 0.9	-3.27	Neg
4,4'-Dihidroxi benzofenona (4DHB)	611-99-4	 214.22	2.75	7.8 ± 0.4 8.6 ± 0.4	2.56	Neu/Neg (0.65/0.35)
4-Hidroxi benzofenona (4 HB)	1137-42-4	 198.2	2.98	8.1 ± 0.4	2.89	Neu/Neg (0.80/0.20)
2,2'-dihidroxi-4- metoxibenzofenona (DHMB)	131-53-3	 244	3.41	9.5 ± 0.8 11.1 ± 0.9	3.41	Neu
Derivados del ácido p-aminobenzoico						
Etil-PABA (Et-PABA)	94-09-7	 165.19	1.79	2.4 ± 0.4	1.79	Neu
Derivados del canfor						
4-Metilbenzilideno canfor (4-MBC)	36861-47-9	 254.37	4.92	-	-	Neu

Compuestos analizados

La Tabla 1 resume las propiedades fisicoquímicas de los UV F analizados. Estos compuestos pertenecen a diferentes grupos: benzofenonas, compuestos derivados del ácido p-aminobenzoico y compuestos derivados del canfor. Las benzofenonas analizadas han sido la Benzofenona-1 (BP1), Benzofenona-2 (BP2), Benzofenona-3 (BP3), Benzofenona-4 (BP4), 4-hidroxibenzofenona (4HB), 4,4'-dihidroxibenzofenona (4DHB) y la 2,2'-Dihidroxi-4-metoxibenzofenona (DHMB). Otros compuestos analizados han sido el Etil-PABA (Et-PABA) y el 4-Metilbenzildileno canfor (4-MBC) que son compuestos derivados del ácido p-aminobenzoico y del canfor, respectivamente.

Método analítico

El análisis de los UV F se lleva a cabo por extracción en fase sólida en línea acoplada a la espectrometría de masas en tándem de cromatografía líquida (on-line-SPE-LC-MS/MS), siguiendo un método totalmente automatizado descrito previamente por Gago-Ferrero *et al.* (2013b).

En este método la preconcentración y la purificación de las muestras así como la separación cromatográfica de sus componentes se realiza utilizando un dispositivo automatizado en línea SPE-LC SymbiosisTM Pico de Spark Holland (Emmen, Países Bajos). La preconcentración y la purificación de todas las muestras, soluciones estándar acuosas y el blanco se llevó a cabo mediante la carga de 5 ml de las soluciones correspondientes a través de un cartucho PLRP-s previamente acondicionado con MeOH, ACN y agua para el HPLC. Después de lavar los cartuchos con agua para el HPLC, los analitos atrapados se eluyen a la columna de LC con la fase móvil cromatográfica. Para la detección de espectrometría de masas en tandem (MS/MS) bajo modo de ionización positivo (PI) la fase móvil cromatográfica fue una mezcla de agua HPLC y ACN, ambos con ácido fórmico al 0,1%. En el modo de ionización negativa (NI), la fase móvil consistía en agua de HPLC que contiene 5 mM de acetato de amonio (pH 6,8). La separación cromatográfica se realizó en una Hibar Purospher[®] STAR[®] HR R-18 ec. (50 mm × 2,0 mm, 5 µm) de Merck (50 mm x 2,0 mm, 5 m) de Merck. La detección MS/MS se realizó con un sistema Q TRAPTM MS/MS 4000 de Applied Biosystems-Sciex (Foster City, California, EE.UU.).

Tabla 2. Frecuencia de detección (%), número de muestras positivas del total de muestras analizadas (entre paréntesis), y la concentración media y máxima (ng/L) de los UV analizados en (a) las aguas subterráneas urbanas de Barcelona y (b) en cada una de las zonas (Calle Mallorca, Poble Sec y el Delta del Río Besòs). * BP4 se analizó en 4, 10 y 12 muestras, respectivamente.

UV F	Frecuencia de detección (%) n=31	Concentraciones (ng/L.)	
		Media±STD	Max
Derivados de la benzofenona			
BP1	16	0.9±3.5	19.4
BP2	0	-	-
BP3	32	2.3±4.9	19.2
BP4*	19	2.8±8.2	36.6
4HB	6	0.20±0.78	3.5
4DHB	3	0.13±0.73	4.1
DHMB	0	-	-
Derivados del ácido <i>p</i> -aminobenzoico			
Et-PABA	0	-	-
Derivados del canfor			
4MBC	29	2.9±4.7	13.9

(a)

Calle Mallorca			
UV F	Frecuencia de detección (%) n=7	Concentraciones (ng/L.)	
		Media±STD	Max
Derivados de la benzofenona			
BP1	43	0.78±1.2	3.2
BP2	0	-	-
BP3	71	7.9±8	19.2
BP4*	25	1.1±2.6	6.4
4HB	14	0.38±1	2.6
4DHB	14	0.58±1.5	4.1
DHMB	0	-	-
Derivados del ácido <i>p</i> -aminobenzoico			
Et-PABA	0	-	-
Derivados del canfor			
4MBC	0	-	-

Poble Sec			
UV F	Frecuencia de detección (%) n=12	Concentraciones (ng/L.)	
		Media±STD	Max
Derivados de la benzofenona			
BP1	0	-	-
BP2	0	-	-
BP3	25	0.66±1.2	3.4
BP4*	10	1.8±6.2	21.3
4HB	0	-	-
4DHB	0	-	-
DHMB	0	-	-
Derivados del ácido <i>p</i> -aminobenzoico			
Et-PABA	0	-	-
Derivados del canfor			
4MBC	8	0.65±2.2	7.7

Delta del Río Besòs			
UV F	Frecuencia de detección (%) n=12	Concentraciones (ng/L.)	
		Media±STD	Max
Derivados de la benzofenona			
BP1	17	1.9±5.6	19.4
BP2	0	-	-
BP3	17	0.64±1.5	4.4
BP4	25	3.8±10.5	36.6
4HB	8	0.29±1	3.5
4DHB	0	-	-
DHMB	0	-	-
Derivados del ácido <i>p</i> -aminobenzoico			
Et-PABA	0	-	-
Derivados del canfor			
4MBC	67	6.7±5.2	13.9

(b)

Resultados y discusión

Niveles y distribución espacial de los UV F en los acuíferos de Barcelona

Las concentraciones promedio y máximas de los UV F en las muestras de aguas subterráneas y su frecuencia de detección se resumen en la Tabla 2a. La Figura 2 muestra las concentraciones medidas en los puntos de observación. En ninguna muestra de agua subterránea se han detectado todos los UV F estudiados. Tres de los 9 compuestos analizados (DHMB, BP2 y Et-PABA) no se detectaron en ninguna muestra. Los compuestos más detectados han sido BP3 y 4MBC, con frecuencias de detección de 32% y 29%, respectivamente. Los compuestos restantes se detectaron en menos del 19% de las muestras. Las concentraciones más altas correspondieron a BP4 (36,6 ng/L a SAP-4), BP1 (19,4 ng/L a SAP-4) y BP3 (19,2 ng/L a ACO⁻²).

El área de estudio ha dividido en las tres zonas mencionadas anteriormente. Los niveles varían de una zona a otra en términos de concentraciones y compuestos detectados (Tabla 2b). En las muestras de agua subterránea recogidas a lo largo de la calle Mallorca, los compuestos detectados en orden descendente han sido: BP3>BP1>4DHB=BP4. El compuesto BP3 ha sido el más frecuentemente detectado (71%) con una concentración media de 7,9 ng/L. El compuesto BP1 también se ha detectado con frecuencia (41%) y los compuestos restantes sólo se encontraron en una muestra. En Poble Sec es donde se detectaron menor cantidad de UV F. El compuesto más frecuentemente detectado ha sido el BP3 (3 de 12 muestras), pero la concentración más elevada correspondió a BP4 (19,2 ng/L en MPS-1). Los compuestos BP4 y 4MBC sólo se detectaron en una muestra. En el Delta del Río Besòs, 5 de los 9 compuestos analizados se detectaron al menos en una muestra de agua subterránea. Los compuestos detectados en orden descendente han sido: 4MBC>BP4>BP3=BP1>4HB. El compuesto más ubicuo ha sido el 4MBC con una frecuencia de detección de 67% y en concentraciones en el acuífero que van desde 7,64 hasta 13,9 ng/L. Los compuestos BP1 y BP3 sólo se han detectado en el 16% de las muestras con una concentración media de 1,87 y 0,64 ng/L, respectivamente.

En general, las concentraciones más elevadas (hasta 56 ng/L en SAP-4) y el mayor número de UV F se han detectado en el acuífero del Delta del Río Besòs. La principal fuente de recarga de este acuífero es el Río Besòs que recibe grandes cantidades de efluentes tratados de EDAR. Por lo contrario, las áreas urbanizadas presentan concentraciones más bajas.

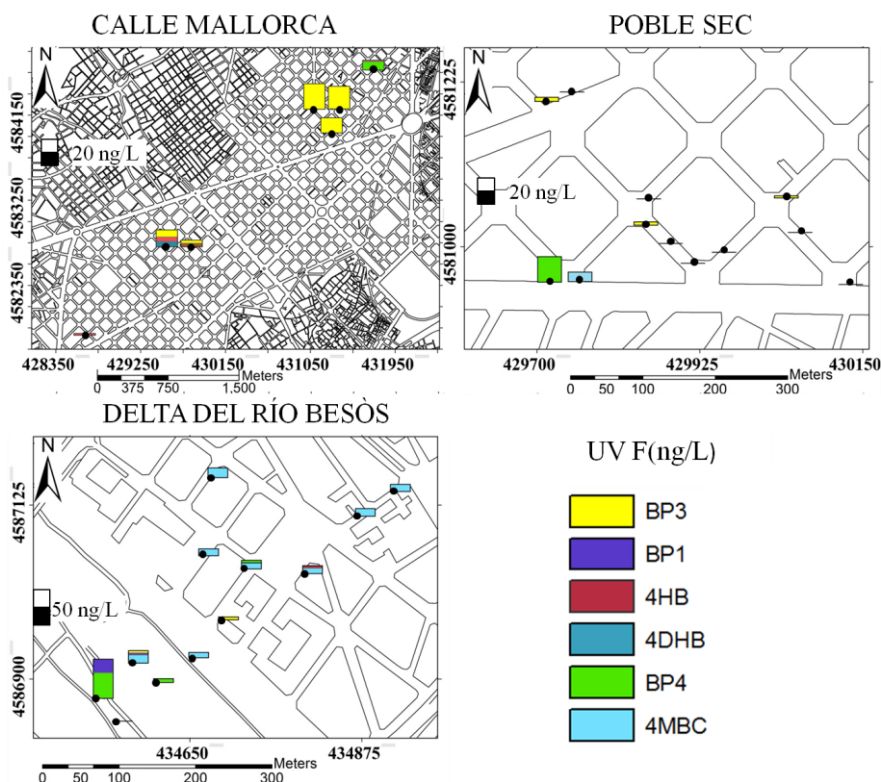
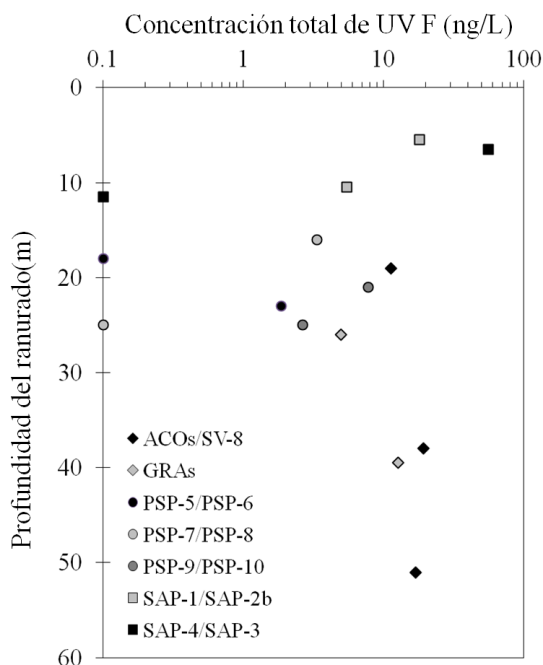


Figura 2. Distribución espacial de los UV F en los acuíferos de la calle Mallorca, Poble Sec y Delta del Río Besòs.

Perfil de los UV F según la profundidad de la muestra

Comparar la presencia de los UV F considerando la profundidad de las muestras de agua subterránea ha sido difícil ya que las frecuencias de detección de estos compuestos han sido bajas. Además, un mismo compuesto no se ha detectado

en los puntos de observación multinivel. Por ello, se ha decidido establecer una comparación de la cantidad total de UV F en una muestra dada. La cantidad total de UV F se ha comparado en los siguientes puntos de observación multinivel: (1) GRA-2 (l) y GRA-3 (u), (2) ACO-1 (l), ACO-2 (m) y SV-8 (a), (3) PSP-5 (m) y PSP-6 (u), (4) PSP-7 (m) y PSP-8 (u), (5) PSP-9 (m) y PSP-10 (u), (6) de SAP-3 (m) y SAP-4 (u) y (7) de SAP-1 (m) y SAP-2b (u) (Figura 1). Es esperable que las concentraciones de los UV F disminuyan con la profundidad a la que se tomó la muestra de agua subterránea debido a procesos de atenuación natural, tiempos de residencia más largos, etc. Esta tendencia ha sido observada en los puntos de observación multinivel de la zona del Delta del Río Besòs. En los puntos de observación superficiales (SAP-2b y SAP-4) las concentraciones totales de los UV F han sido superiores a las de sus respectivos puntos de observación profundos (SAP-1 y SAP-3). Las concentraciones totales de los UV F han sido nulas en SAP-3 y 56 ng/L en SAP-4 y 5.5 ng/L en SAP-1 y 18 ng/L en SAP-2b. En el Delta del Río Besòs, esta atenuación de las concentraciones en profundidad puede ser atribuido a los procesos de eliminación, tales como reacciones redox (Jurado *et al.*, 2013) o adsorción. Por otro lado, esta atenuación de las concentraciones totales de los UV F en profundidad no ha sido evidente en la calle Mallorca y Poble Sec. En la calle Mallorca, los puntos de observación multinivel muestran concentraciones totales de UV F que no varían demasiado con la profundidad (Figura 3). El único compuesto en común en estos puntos multinivel ha sido el BP3. Aunque no se encontraron diferencias significativas, este compuesto presenta concentraciones más elevadas en los puntos de observación más profundos (Figura 3). Los puntos de observación profundos PSP-5 y PSP-9, situados en Poble Sec, también presentaron las concentraciones más altas de BP3 que sus respectivos puntos más superficiales. La presencia de estos compuestos en el agua subterránea de Poble Sec podría estar relacionada con fugas en las tuberías del sistema de alcantarillado.



restante correspondió a la escorrentía de la lluvia en la zona urbana. Por último, el río Besòs es, con mucha diferencia, la principal fuente de recarga en los acuíferos del Delta del Río Besòs, representando el 91%. El 9% restante corresponde a pérdidas en las redes de alcantarillado y suministro de agua potable. En base a estos resultados, las principales fuentes de contaminación de los acuíferos estudiados por UV F son: (1) las fugas de la red de aguas residuales que contiene influentes de las EDAR en el agua subterránea urbana de la calle Mallorca y acuíferos Poble Sec y (2) los efluentes de las EDAR que son vertidos al Río Besòs y se infiltran en los acuíferos. Otra vía de contaminación de menor importancia en los acuíferos de la calle Mallorca y de Poble Sec son las pérdidas de la red de abastecimiento de agua potable ya que los compuestos BP3 y 4MBC fueron detectados en el agua grifo de la ciudad de Barcelona y su área metropolitana (Díaz-Cruz *et al.*, 2012).

Condiciones redox de los acuíferos de Barcelona

La evolución de los contaminantes orgánicos en los acuíferos depende de varios factores como la litología del acuífero, las propiedades físico-químicas de un compuesto dado y el estado redox del acuífero. Entre estos factores, el estado redox del acuífero parece jugar un papel importante en la eliminación natural de los compuestos orgánicos en los acuíferos. En este estudio las tres zonas muestreadas tienen diferentes condiciones redox. Los acuíferos de Poble Sec y de la calle Mallorca presentan condiciones oxidantes (bajas o nulas concentraciones de amonio, en promedio 0,03 mg/L, y elevados niveles de oxígeno disuelto y nitrato, en promedio 4 mg/L y 95,7 mg/L, respectivamente). Por el contrario, los acuíferos del Delta del Río Besòs presentan condiciones reductoras (elevada presencia de amonio, 4,3 mg/L, en promedio, y concentraciones bajas de oxígeno y nitrato). De hecho, se identificaron procesos redox como la respiración aeróbica, la desnitrificación y la sulfato reducción en los acuíferos del delta del río Besòs (Jurado *et al.*, 2013).

Tabla 3. Presencia de los UV F en influentes y efluentes de plantas de tratamiento de aguas residuales (EDAR) y en el agua del grifo (río Llobregat). Referencias: ¹ Kasprzyk-Hodern *et al.* (2008); ² Wick *et al.* (2010); ³ Rodil *et al.* (2008); ⁴ Pedrouzo *et al.* (2009) y ⁵ Díaz-Cruz *et al.* (2012).

UV F	Concentraciones (ng/L)		Agua de grifo
	EDARs		
	Influente	Efluente	
Benzofenonas			
BP1	306 ¹	32 ¹	n.d-295 ^{5,*}
	43-448 ²	12 ²	
BP3	971 ¹	143 ¹	
	195-518 ²	96 ²	
BP4	234 ³	3-45 ³	
	5790 ¹	4309 ¹	
	2120-5130 ²	105-572 ²	
Derivados del canfor			
4MBC	278 ³	30-62 ³	n.d-35 ^{5,*}
	7-153 ⁴	66-94 ⁴	

En esta discusión solo han incluido los UV F detectados con una frecuencia superior al 15% de las muestras de agua subterránea (Tabla 2a). Estos compuestos son los siguientes: BP1, BP3, BP4 y 4MBC. La concentración media del compuesto BP3 en aguas residuales no tratadas (influentes de las EDAR) varía entre 300-400 ng/L (Tabla 3). Este compuesto también se detectó en el agua del grifo de Barcelona en concentraciones de hasta 295 ng/L (Díaz-Cruz *et al.*, 2012). Si se considerase como única fuente de recarga la pérdidas de la red de alcantarillado, las concentraciones esperadas en las aguas subterráneas deberían estar en el rango de 90 a 120 ng/L y 150-200 ng/L en los acuíferos de la calle Mallorca y de Poble Sec, respectivamente. Sin embargo, las concentraciones medidas de BP3 estos acuíferos han sido un orden de magnitud menor que las calculadas a partir de la recarga por pérdidas en red de alcantarillado. Este cálculo es extrapolable para los compuestos BP1, BP4 y

4MBC, que también se detectan en concentraciones significativas en las aguas residuales no tratadas y muy bajas en los acuíferos. Esto podría indicar que estos compuestos pueden ser atenuados naturalmente en el acuífero.

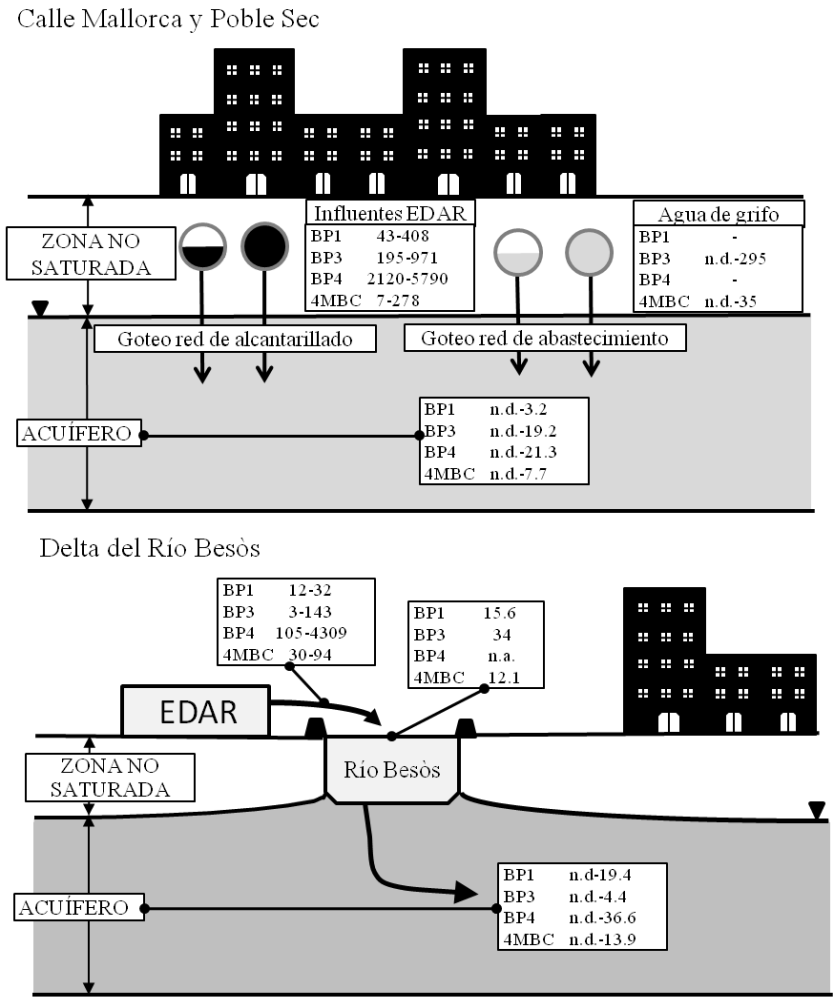


Figura 4. Concentraciones de los UV F (ng/L) en las fuentes de recarga y en los acuíferos de las zonas urbanizadas de la calle Mallorca y Poble Sec y en zona del Delta del Río Besòs. "n.d.=no detectado".

En el acuífero del Delta del Río Besòs la principal fuente de recarga son agua los efluentes tratados de las EDAR. Las concentraciones en los efluentes de EDAR son significativamente más bajas que las de las aguas residuales no tratadas (Tabla 3). Los UV F BP3, BP1 y BP4 parecen ser eliminados bajo las condiciones reductoras de las aguas subterráneas del Delta del Río Besòs ya que: (1) se han detectado con frecuencias muy bajas y (2) presentan niveles inferiores a los del río (Figura 4). Las mayores concentraciones de BP1 y BP4 han sido detectadas en los piezómetros superficiales ubicados cerca del río (SAP-4 y SAP-2b, Figura 1) y no se han detectado en el resto del acuífero. Esto podría indicar que la atenuación natural de estos compuestos puede ocurrir en los acuíferos debido a procesos como la adsorción y/o procesos redox. Sólo el compuesto 4MBC ha sido frecuentemente detectado en este acuífero y en concentraciones similares o incluso superiores a las del río (Tabla 2b), lo que sugiere que este compuesto es más persistente que los otros UV F en el acuífero.

En resumen, en base de los datos analizados, las concentraciones de UV F en los acuíferos de la ciudad de Barcelona han sido mucho más bajas que las esperadas según se ha calculado a partir de las fuentes de recarga. Esto sugiere que los UV F podrían ser atenuados naturalmente en los acuíferos bajo diferentes condiciones redox: condiciones oxidantes en los acuíferos de la calle Mallorca y Poble Sec y condiciones reductoras en los acuíferos del Delta del Río Besòs. Sólo el compuesto 4MBC, a pesar de tener un alto valor de log Kow, parece ser más recalcitrante. Esta observación pone de manifiesto que se necesita más investigación para evaluar adecuadamente la evolución de los UV F en los acuíferos.

Conclusiones

Las siguientes conclusiones se pueden extraer de este estudio:

(1) Las aguas subterráneas de los acuíferos de Barcelona contienen UV F en bajas concentraciones pero medibles. Aunque no se detectan con frecuencia, en los acuíferos del Delta del Río Besòs se detectaron un mayor número de UV F. Esto puede atribuirse al hecho de que el río Besòs recibe grandes cantidades de efluentes de EDAR. Además, también se han detectado en las aguas

subterráneas de zonas urbanizadas (acuíferos de la calle Mallorca y Poble Sec), pero en concentraciones más bajas.

(2) Se ha observado una atenuación de estos compuestos en profundidad en el acuífero del Delta del Río Besòs, sin embargo, en las muestras de los acuíferos de la calle Mallorca y Poble Sec las concentraciones totales de UV F no varían significativamente en profundidad.

(3) Las concentraciones en el acuífero son generalmente mucho más bajas que las esperadas por mezcla de las diferentes fuentes de recarga en los acuíferos de la ciudad de Barcelona. Esta observación sugiere que la atenuación natural de los UV F en estos acuíferos puede ocurrir bajo diferentes condiciones redox: oxidantes en los acuíferos de la calle Mallorca y Poble Sec y reductoras en los acuíferos del Delta del Río Besòs.

Bibliografía

Balmer, M.E., Buser, H.R., Müller, M.D., y Poiger, T. (2005). Occurrence of some organic UV filters in wastewater, in surface waters, and in fish from Swiss lakes. *Environmental Science and Technology* 39, 953-962.

Barón, E., Gago-Ferrero, P., Gorga, M., Rudolph, I., Mendoza, G., Zapata, A.M., Díaz-Cruz, S., Barra, R., Ocampo-Duque, W., Páez, M., Darbra, R.M., Eljarrat, E., y Barceló, D. (2013). Occurrence of hydrophobic organic pollutants (BFRs and UV-filters) in sediments from South America. *Chemosphere* 92, 309-316.

Blüthgen, N., Zucchi, S., y Fent, K. (2013). Effects of the UV filter benzophenone-3 (oxybenzone) at low concentrations in zebrafish (*Danio rerio*). *Toxicology and Applied Pharmacology* 263, 184-194.

Buser, H. R.; Balmer, M. E.; Schmid, P.; y Kohler, M. (2006). Occurrence of UV filters 4-methylbenzylidene camphor and octocrylene in fish from various Swiss rivers with inputs from wastewater treatment plants. *Environ. Sci. Technol.*, 40 (5), 1427–1431.

Calafat, A.M., Wong, L.Y., Ye, X., Reidy, J.A., y Needham, L.L. (2008). Concentrations of the sunscreen agent benzophenone-3 in residents of the United States: National Health and Nutrition Examination Survey 2003-2004. *Environmental health perspectives* 116, 893-897.

Díaz-Cruz, M.S., Gago-Ferrero, P., Llorca, M., y Barceló, D. (2012). Analysis of UV filters in tap water and other clean waters in Spain. *Analytical and Bioanalytical Chemistry* 402, 2325-2333.

Fent, K., Zenker, A., y Rapp, M. (2010). Widespread occurrence of estrogenic UV-filters in aquatic ecosystems in Switzerland. *Environmental Pollution* 158, 1817-1824.

Gago-Ferrero, P., Díaz-Cruz, M.S., y Barceló, D. (2011a). Fast pressurized liquid extraction with in-cell purification and analysis by liquid chromatography tandem mass spectrometry for the determination of UV filters and their degradation products in sediments. *Analytical and Bioanalytical Chemistry* 400, 2195-2204.

Gago-Ferrero, P., Díaz-Cruz, M.S., y Barceló, D. (2011b). Occurrence of multiclass UV filters in treated sewage sludge from wastewater treatment plants. *Chemosphere* 84, 1158-1165.

Gago-Ferrero, P., Díaz-Cruz, M.S., y Barceló, D. (2012). An overview of UV-absorbing compounds (organic UV filters) in aquatic biota. *Analytical and Bioanalytical Chemistry* 404, 2597-2610.

Gago-Ferrero, P., Alonso, M.B., Bertozzi, C.P., Marigo, J., Barbosa, L., Cremer, M., Secchi, E.R., Azevedo, A., Lailson-Brito Jr, J., Torres, J.P.M., Malm, O., Eljarrat, E., Díaz-Cruz, M.S., y Barceló, D. (2013a). First determination of UV filters in marine mammals. octocrylene levels in Franciscana dolphins. *Environmental Science and Technology* 47, 5619-5625.

Gago-Ferrero, P., Mastroianni, N., Díaz-Cruz, M.S., y Barceló, D. (2013b). Fully automated determination of nine ultraviolet filters and transformation products in natural waters and wastewaters by on-line solid phase extraction-liquid chromatography-tandem mass spectrometry. *Journal of Chromatography A* 1294, 106-116.

Giokas, D.L., Sakkas, V.A., y Albanis, T.A. (2004). Determination of residues of UV filters in natural waters by solid-phase extraction coupled to liquid chromatography-photodiode array detection and gas chromatography-mass spectrometry. *Journal of Chromatography A* 1026, 289-293.

Jeon, H.K., Chung, Y., y Ryu, J.C. (2006). Simultaneous determination of benzophenone-type UV filters in water and soil by gas chromatography-mass spectrometry. *Journal of Chromatography A* 1131, 192-202.

Jurado, A., Mastroianni, N., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Tubau, I., Pujades, E., Postigo, C., de Alda, M.L., y Barceló, D. (2012). Drugs of abuse in urban

groundwater. A case study: Barcelona. *Science of the Total Environment* 424, 280-288.

Jurado, A., Vázquez-Suñé, E., Soler, A., Tubau, I., Carrera, J., Pujades, E., y Anson, I. (2013). Application of multi-isotope data (O, D, C and S) to quantify redox processes in urban groundwater. *Applied Geochemistry* 34; 114-125.

Jurado, A., López-Serna, R., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Pujades, E., Petrovic, M., y Barceló, D. (2014). Occurrence and fate of carbamazepine and 5 metabolites in an urban aquifer. *Accepted in Chemosphere*. [10.1016/j.chemosphere.2014.01.014](https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2014.01.014)

Kasprzyk-Hordern, B., Dinsdale, R.M., y Guwy, A.J. (2008). Multiresidue methods for the analysis of pharmaceuticals, personal care products and illicit drugs in surface water and wastewater by solid-phase extraction and ultra performance liquid chromatography-electrospray tandem mass spectrometry, *Anal. Bioanal. Chem.* A391 1293-1308.

Kawaguchi, M., Ito, R., Endo, N., Sakui, N., Okanouchi, N., Saito, K., Sato, N., Shiozaki, T., y Nakazawa, H. (2006). Stir bar sorptive extraction and thermal desorption-gas chromatography-mass spectrometry for trace analysis of benzophenone and its derivatives in water sample. *Analytica Chimica Acta* 557, 272-277.

Kunisue, T., Chen, Z., Buck Louis, G.M., Sundaram, R., Hediger, M.L., Sun, L., y Kannan, K. (2012). Urinary concentrations of benzophenone-type UV filters in U.S. women and their association with endometriosis. *Environmental Science and Technology* 46, 4624-4632.

Kunz, P.Y., y Fent, K. (2006). Multiple hormonal activities of UV filters and comparison of in vivo and in vitro estrogenic activity of ethyl-4-aminobenzoate in fish. *Aquatic Toxicology* 79, 305-324.

Kunz, P.Y., y Fent, K. (2009). Estrogenic activity of ternary UV filter mixtures in fish (*Pimephales promelas*) — An analysis with nonlinear isobolograms, *Aquat. Toxicol.* 234, 77-88.

López-Serna, R., Jurado, A., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Petrovic, M., y Barceló, D. (2013). Occurrence of 95 pharmaceuticals and transformation products in urban groundwaters underlying the metropolis of Barcelona, Spain. *Environmental Pollution* 174, 305-315.

Li, W., Ma, Y., Guo, C., Hu, W., Liu, K., Wang, Y., y Zhu, T. (2007). Occurrence and behavior of four of the most used sunscreen UV filters in a wastewater reclamation plant. *Water Research* 41, 3506-3512.

Pedrouzo, M., Borrull, F., Marcé, R. M., y Pocurull, E. (2009). Ultra-high-performance liquid chromatography–tandem mass spectrometry for determining the presence of eleven personal care products in surface and wastewaters, *J. Chromatog. A* 1216, 6994-7000.

Plagellat, C., Kupper, T., Furrer, R., De Alencastro, L.F., Grandjean, D., y Tarradellas, J. (2006). Concentrations and specific loads of UV filters in sewage sludge originating from a monitoring network in Switzerland. *Chemosphere* 62, 915-925.

Poiger, T., Buser, H.R., Balmer, M.E., Bergqvist, P.A., y Müller, M.D. (2004). Occurrence of UV filter compounds from sunscreens in surface waters: Regional mass balance in two Swiss lakes. *Chemosphere* 55, 951-963.

Rodil, R., Quintana, J.B., López-Mahía, P., Muniategui-Lorenzo, S., y Prada-Rodríguez, D. (2008). Multiclass determination of sunscreen chemicals in water samples by liquid chromatography-tandem mass spectrometry. *Analytical Chemistry* 80, 1307-1315.

Schlumpf, M., Schmid, P., Durrer, S., Conscience, M., Maerker, K., Henseler, M., Gruetter, M., Herzog, I., Reolon, S., Ceccatelli, R., Faass, O., Stutz, E., Jarry, H., Wuttke, W., y Lichtensteiger, W. (2004). Endocrine activity and developmental toxicity of cosmetic UV filters - An update. *Toxicology* 205, 113-122.

Tarazona, I., Chisvert, A., León, Z., y Salvador, A. (2010). Determination of hydroxylated benzophenone UV filters in sea water samples by dispersive liquid-liquid microextraction followed by gas chromatography-mass spectrometry. *Journal of Chromatography A* 1217, 4771-4778.

Wick, A., Fink, G., y Ternes, T. A. (2010). Comparison of electrospray ionization and atmospheric pressure chemical ionization for multi-residue analysis of biocides, UV-filters and benzothiazoles in aqueous matrices and activated sludge by liquid chromatography–tandem mass spectrometry, *J. Chromatog. A* 1217, 2088-2103.

Caracterización hidrogeoquímica del agua subterránea en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central, España)

Luis Javier Lambán Jiménez¹, Jorge Jódar Bermúdez² y Emilio Custodio Gimena³

Palabras clave: hidrogeoquímica, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, karst, hidrología de alta montaña

Resumen

El Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido constituye el mayor macizo montañoso calcáreo de Europa Occidental y en él se encuentra el karst de mayor altitud de toda Europa. En este trabajo se aborda, por primera vez, un estudio sobre su funcionamiento hidrogeológico a partir de la composición química del agua subterránea.

Para ello se presentan las campañas de muestreo realizadas entre julio de 2007 y abril de 2012. El agua es mayoritariamente bicarbonatada cálcica o bicarbonatada cálcico-magnésica y se observa una disolución de calcita predominante en coherencia con los materiales carbonatados más importantes del Parque (Cretácico superior y Paleoceno-Eoceno inferior). Los datos apuntan hacia la existencia de otros procesos hidrogeoquímicos como la disolución de anhidrita y/o yeso así como la disolución incongruente de dolomita con el flujo subterráneo, al menos en el sector correspondiente al Valle de Ordesa.

¹ Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, C/ Manuel Lasala, 44, 9º B, 50006 Zaragoza, España, javier.lamban@igme.es

² Grupo de Hidrología Subterránea, Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya. C/Jordi Girona 1-3, UPC Campus Nord, Edificio D2. 08034 Barcelona, jorge.jodar@upc.edu

³ Grupo de Hidrología Subterránea, Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya. C/Jordi Girona 1-3, UPC Campus Nord, Edificio D2. 08034 Barcelona, emilio.custodio@upc.edu

Introducción

El Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (PNOMP) constituye el mayor macizo montañoso calcáreo de Europa Occidental. Situado en la Cordillera Pirenaica, se caracteriza por presentar un importante modelado glaciar, con un relieve fuertemente condicionado por la erosión de los materiales calizos que lo conforman. En el PNOMP se encuentra el karst de mayor altitud de toda Europa, con cuevas que alcanzan desarrollos verticales superiores a los 1.000 m y longitudes de decenas de kilómetros (Puch 2002).

Los acuíferos kársticos tienen características particulares que los hacen muy diferentes de otros acuíferos, como la alta heterogeneidad generada por la propia red endokárstica, velocidades de tránsito del agua elevadas y cortos tiempo de residencia (Király 1997, Motyka 1998). Cuando estos acuíferos se encuentran en zonas de alta montaña, como es el caso del PNOMP, su dinámica se ve también afectada por los efectos asociados a los relieves abruptos y a las cotas altas, tiempos de respuesta a episodios de precipitación extremadamente cortos, importantes gradientes geográficos de temperatura, además de procesos de recarga y descarga controlados por la dinámica nival. En estas condiciones, las técnicas de exploración hidroquímicas son el primer peldaño en la caracterización de este tipo de acuíferos (Collins y Gordon 1981).

Este trabajo presenta la primera caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. El principal objetivo consiste en establecer los procesos hidrogeoquímicos dominantes que resultan de las interacciones agua-roca según el esquema de flujo desde las zonas de recarga hacia las zonas de descarga.

Área de estudio

El Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido se sitúa al noreste de España, en el sector central de la Cordillera Pirenaica. Tiene orientación ONO-ESE y es la cadena montañoso más importante de la Península Ibérica (Figura 1). La máxima altitud en el ámbito geográfico del PNOMP corresponde al Pico de Monte Perdido (3.355 m de altitud), el cual es la tercera mayor cota de toda la Cordillera Pirenaica. El contexto geológico y tectónico determina las principales características y procesos hidrogeológicos del Parque, como son la infiltración

de la precipitación, el área de recarga, el esquema de flujo del agua subterránea y su evolución hidrogeoquímica.

Desde un punto de vista climático, según la clasificación Köppen-Geiger (Peel *et al.* 2007), en el PNOMP se tiene un clima frío con estación seca, con veranos templados y frescos e importantes variaciones altitudinales (AEMET/IM 2011). En la estación meteorológica de Góriz, situada a 2.500 m de altitud (Figura 1), la temperatura promedio anual es de 4,9 °C y la precipitación media es de 1650 mm/a. Las medias mensuales de la precipitación presentan dos máximos, en Noviembre y Mayo, con 220 y 185 mm, respectivamente, y dos mínimos, en Febrero y Julio, con 80 y 105 mm, respectivamente (Figura 2).

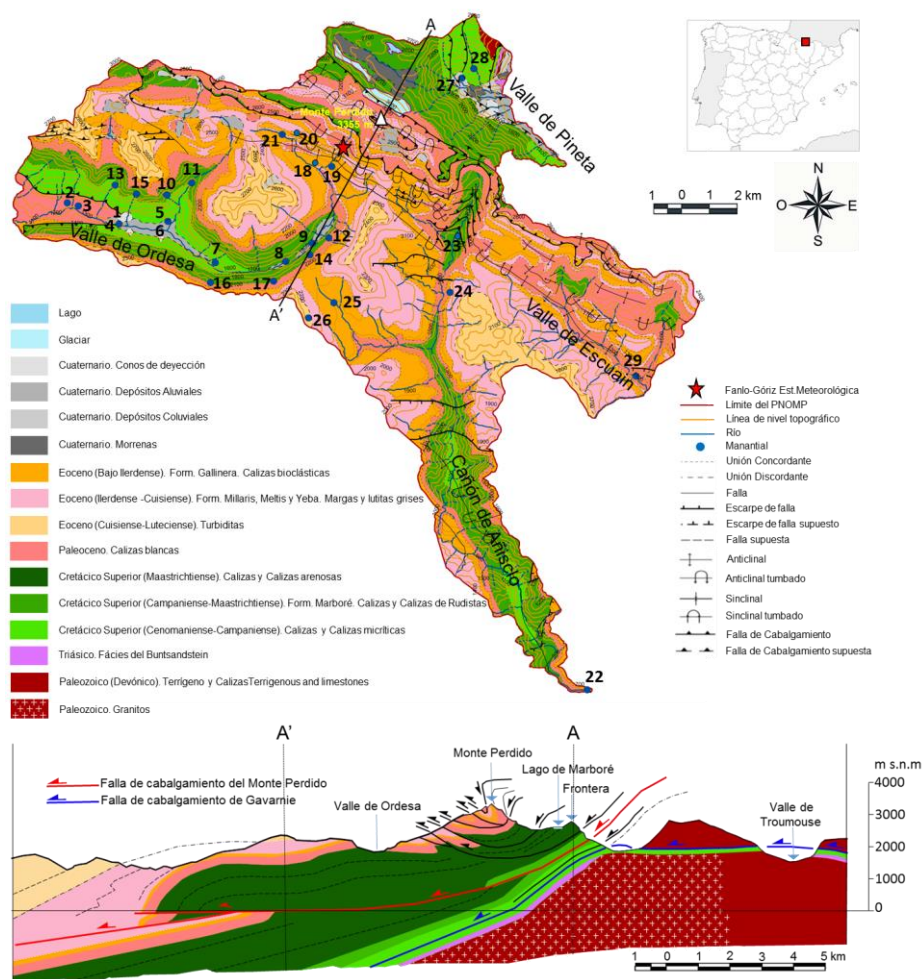


Figura 1. Situación, cartografía geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido y corte geológico A-A' (modificado de Seguret 1972 e IGME-OAPN 2013). Distribución de los puntos de agua (manantiales) muestreados en el presente estudio.

Desde un punto de vista geológico, el rasgo tectónico de mayor importancia es la presencia de dos grandes mantos de corrimiento: el de Gavarnie al O del río Ara y el de Monte Perdido hacia el E (Figura 1). El primero incluye los afloramientos del Cretácico al Eoceno inferior de Sierra Tendeñera y el Paleoceno y se caracteriza por la fuerte inmersión de estos materiales hacia el S

bajo el flysch Eoceno. La unidad de Monte Perdido muestra en cambio una escasa deformación interna y los afloramientos eocenos se prolongan hacia el S, hasta el río Ara. Esta escasa deformación, unida a la intercalación de formaciones menos permeables, favorece localmente la desconexión hidráulica de los distintos niveles permeables (CHE, 1998).

Desde una perspectiva hidrogeológica, las calizas, dolomías y calcarenitas, tanto del Cretácico superior como del Paleoceno-Eoceno inferior, constituyen las formaciones permeables más importantes en superficie y en ellas se presentan las descargas de agua más significativas. Sobre los materiales del Paleoceno-Eoceno inferior se asientan los principales sistemas kársticos, entre los que destacan por su desarrollo el sistema Arañonera, el sistema de la Punta de las Olas y el sistema de las Fuentes de Escuaín. La potencia del conjunto es de 200 a 300 m, aunque el espesor de dichas formaciones se multiplica en el sector septentrional por causas tectónicas (pliegues apretados y apilamientos tectónicos), lo que permite el desarrollo de sistemas kársticos que superan los 1.000 m de zona vadosa (zona no saturada), como es el caso de los sistemas de Arañonera y de las Fuentes de Escuaín. El yacente está constituido por las facies terrígenas del Maestrichtiense, responsables de los numerosos manantiales de la red de drenaje que existen en los valles de Añisclo y Ordesa. A techo se emplaza una potente serie margosa del Ilerdiense–Cuisiense (Formaciones Millaris, Meltis y Yeba) que confina el acuífero en la mitad meridional de la unidad y lo separa de las calizas de Boltaña suprayacentes (CHE, 1998; Ríos-Aragüés, 2003).

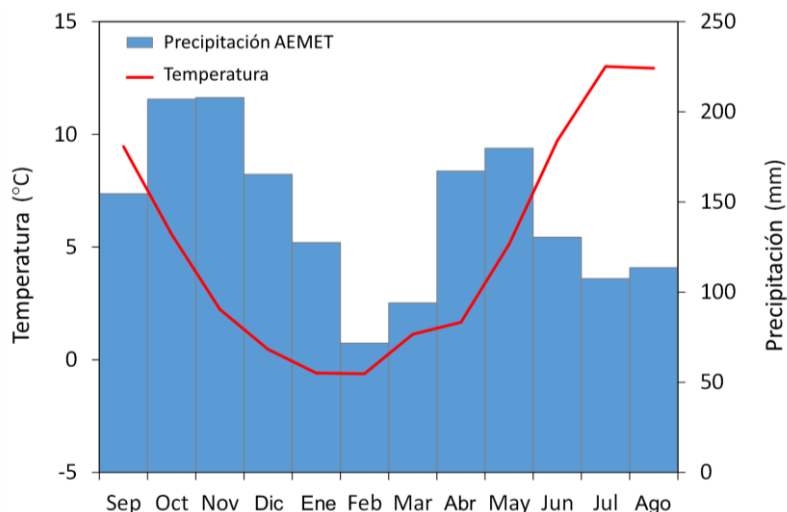


Figura 2: Precipitación y temperatura medias correspondientes a la estación "Fanlo Góriz" (2.200 msnm) para el periodo 1985-2005.

Resultados y discusión

Durante el periodo comprendido entre julio de 2007 y abril de 2012 se han realizado varias campañas de muestreo para caracterizar la composición química de las aguas subterráneas del PNOMP.

La mayor parte de las muestras analizadas presentan una composición bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésica (Figura 3), en coherencia con la naturaleza carbonatada de los principales materiales permeables existentes en el PNOMP, y no presentan variaciones estacionales importantes en la concentración de los iones mayoritarios.

Las aguas bicarbonatadas predominantes se caracterizan por presentar bajos valores en la conductividad eléctrica (CE), entre 92 y 434 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y una temperatura (T^a) promedio entre todos los manantiales muestreados de 10,5° C. Hay una buena correlación entre CE y rCa (Figura 3A), lo que unido al predominio de valores de $\text{rHCO}_3/\text{rCa} > 1$ ($r = \text{meq}/\text{L}$) y $\text{rMg}/\text{rCa} < 1$ (Figura 4B y 4C, respectivamente), indica la existencia de un proceso dominante de disolución de calcita. La relación rCa/rSO_4 (Figura 4D) es mayor que 1 para todas las muestras

excepto para Fuen l'Abellana [10] y Fuen dero Baño [22] para las que vale 1, lo que apunta a una disolución predominante de anhidrita y/o yeso. Por el contrario, la relación rMg/rSO_4 (Figura 4D) es en general próxima a 1, excepto para los manantiales de Fuen Roya-Aguas Abajo [5], Fuen Roya-Surgencia [6], y Fuen dero Baño [22], que presentan mayores contenidos en sulfato y relaciones de rMg/rSO_4 de 0,42, 0,67 y 0,45, respectivamente.

En los manantiales muestreados en el sector del valle de Ordesa se observa un aumento de CE, $rHCO_3^-$, rCa , rMg y rMg/rCa desde cotas altas hacia cotas bajas (Figuras 5 y 6), con una buena correlación ($R^2=0,83$) entre rMg y rMg/rCa (Figura 6C). Por otro lado se observa un aumento de la relación rCa/rSO_4 según aumenta la cota topográfica del manantial muestreado, o sea una correlación inversa entre rCa/rSO_4 y rMg (Figura 6D).

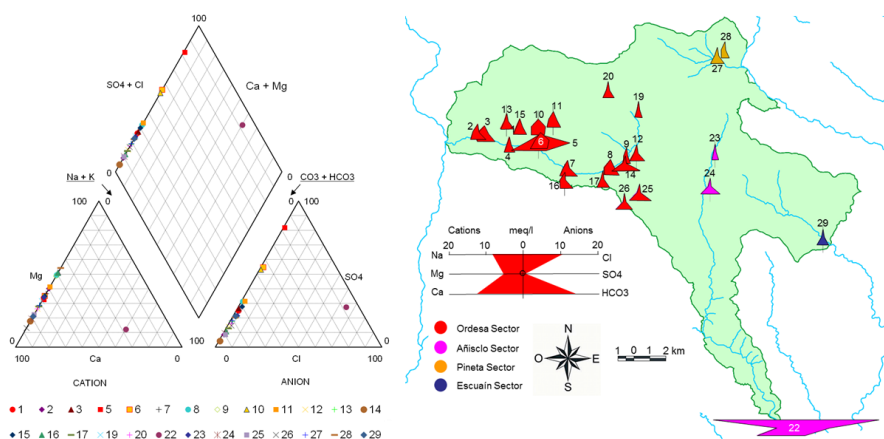


Figura 3: Diagramas de Piper (izquierda) y de Stiff modificados (derecha) para la campaña de muestreo realizada en Julio 2007. La numeración de las muestras coincide con la numeración de los manantiales de la Figura 1.

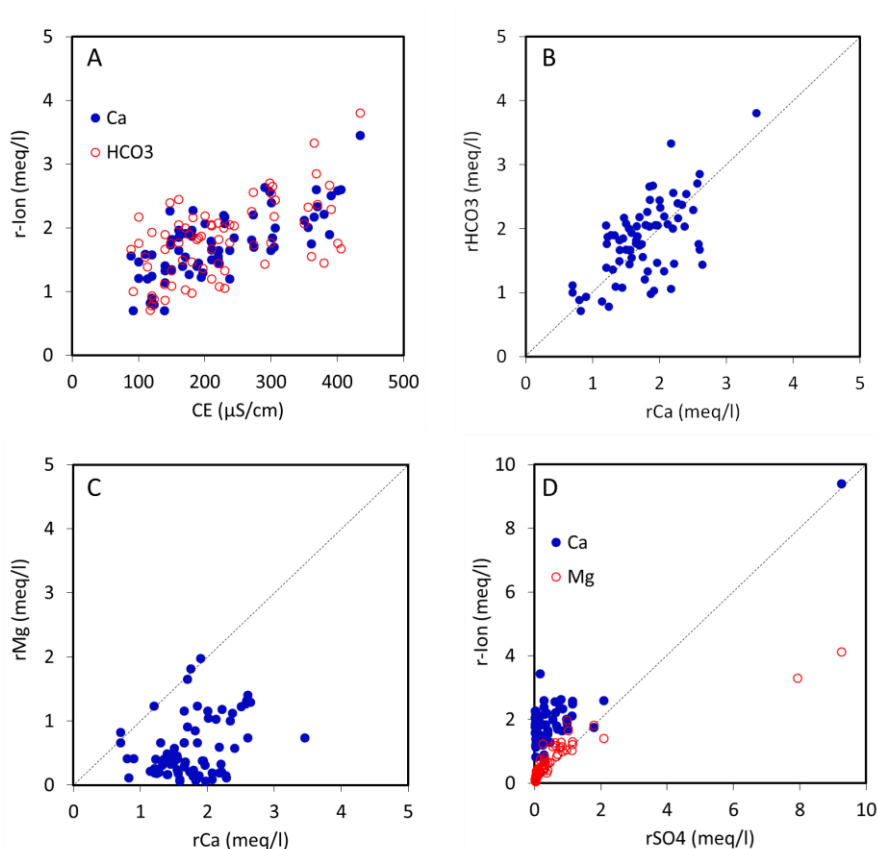


Figura 4: Relaciones hidrogeoquímicas para los resultados de las campañas de 2007 y de 2011-2012. (A) Relación entre CE y las concentraciones de HCO_3^- y Ca^{2+} . (B) Relación entre la concentración de HCO_3^- y Ca^{2+} . (C). Relación entre Mg^{2+} y Ca^{2+} . (D). Relación entre el sulfato y los iones Mg^{2+} y Ca^{2+} .

A pesar de que en el PNOMP predominan las aguas bicarbonatadas, en la zona considerada hay manantiales cuyas características hidrogeoquímicas difieren de la tónica general. Tales son los manantiales de Fuen l'Abellana [10] y Fuen Roya-Aguas Abajo [5], con agua sulfatada cálcica, y también en el manantial de Fuen dero Baño [22] (también conocido como Fuente de los Suspiros de Puyarruego), con agua sulfatada-clorurada sódica. En este manantial el agua presenta una temperatura de 26 °C que contrasta con los 10,5 °C de temperatura media del resto de los manantiales. Además, esta agua

presenta una CE próxima a 3600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mientras que en el resto de los puntos muestreados no se superan los 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Estas particularidades hidrogeoquímicas parecen poner de manifiesto la mezcla del agua de recarga con flujos de circulación regional más profundos. No obstante, para confirmar esta hipótesis es necesario realizar análisis isotópicos que complementen la información disponible: el tritio ayudaría a ver si hay diferencias remarcables entre el tiempo de tránsito asociado a este manantial respecto al resto de los puntos muestreados, y el tándem $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del SO_4 aclararía el origen del alto contenido en sulfatos observado en Fuen dero Baño [22].

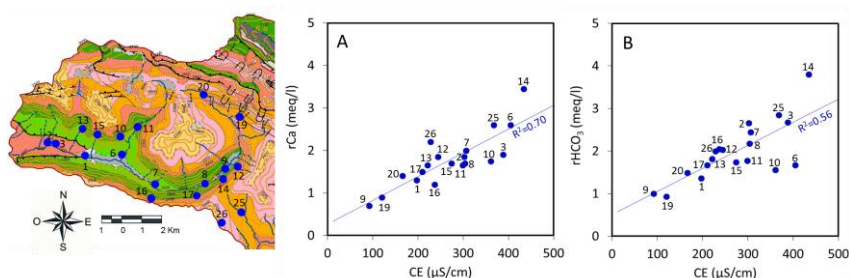


Figura 5: Relaciones hidrogeoquímicas en el ámbito del valle de Ordesa durante la campaña de julio del 2007: (A) CE y rCa, (B) CE y rHCO_3 . La numeración de los puntos se corresponde con la de manantiales de la Figura 1

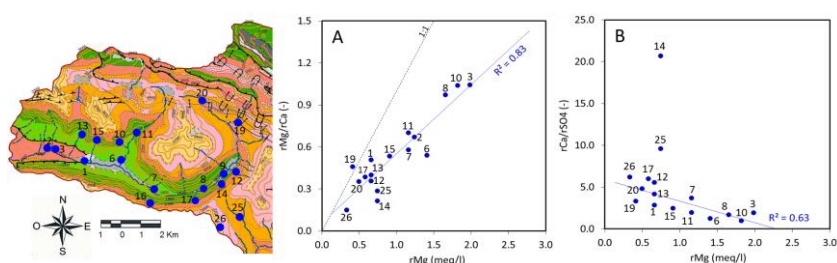


Figura 6: Relaciones hidrogeoquímicas en el ámbito del valle de Ordesa durante la campaña de julio del 2007: (A) rMg/rCa y rMg y (B) rCa/rSO_4 y rMg. La numeración de los puntos se corresponde con la de manantiales de la Figura 1.

Conclusiones

En el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido la química del agua subterránea está controlada por los iones HCO_3^- , Ca^{2+} and Mg^{2+} , en coherencia con las calizas, dolomías y calcarenitas, tanto del Cretácico superior como del Paleoceno-Eoceno inferior. Desde un punto de vista cualitativo el principal proceso hidrogeoquímico observado es la disolución de calcita. La interpretación de los datos hidrogeoquímicos obtenidos hasta el momento apunta hacia la existencia de (1) un proceso de disolución incongruente de dolomita con el flujo subterráneo en el sector del Valle de Ordesa, (2) un proceso de disolución de yeso/anhidrita en los manantiales de Fuen Roya (Surgencia y Aguas-Abajo), Fuen l'Abellana y Fuen dero Baño, y (3) un proceso de mezcla con agua procedente de flujos regionales más profundos en Fuen dero Baño. Para confirmar estas hipótesis es necesario llevar a cabo una caracterización isotópica del agua subterránea, que incluya $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H del agua y $\delta^{34}\text{S}$ y el $\delta^{18}\text{O}$ del SO_4 disuelto. Adicionalmente, sería también necesario conocer gradiente altitudinal local del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua de recarga.

El acuífero carbonatado y kárstico del PNOMP es un sistema hidrológico muy complejo, desarrollado en un entorno geográfico de alta montaña. Abordar su estudio desde una perspectiva multidisciplinar (geología, geomorfología, geofísica, geoquímica e isotópica) permitirá elaborar un modelo conceptual de funcionamiento, en el cual todos los resultados se complementarán de manera natural.

Agradecimientos

Esta investigación se ha realizado en el marco del proyecto de investigación del Instituto Geológico y Minero de España: "Funcionamiento hidrológico de humedales dependientes del agua subterránea". Los autores agradecen a la Dirección del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (PNOMP) y al Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) su colaboración. Los datos meteorológicos han sido facilitados por la Agencia Española de Meteorología (AEMET) y los análisis químicos han sido realizados en los laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España en Tres Cantos (Madrid) y del Instituto Pirenaico de Ecología en Zaragoza.

Bibliografía

AEMET/IM, (2011). Atlas Climático Ibérico-Iberian Climate Atlas. AEMET & IM. Madrid: 1-80.

CHE (1998). Catalogación de los acuíferos de la Cuenca del Ebro. Oficina de Planificación Hidrológica. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza.

Collins, D.N., Gordon, J.Y., (1981). Meltwater hydrology and hydrochemistry in snow- and ice-covered mountain catchments. *Nordic Hydrology*, 12:319–334

IGME-OAPN (2013). Guía Geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. *Guías Geológicas de Parques Nacionales*. Editorial Everest: 1-214.

Kiraly, L. (1997). Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *6th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Aquifers: Modelling Karst Aquifers*. Université de Franche-Comté, Sciences et Technique de l'Environnement, La Chaux-de-Fonds: 1–26

Motyka, J. (1998). A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by exemples from Poland, *Hydrogeology Journal*, 6: 469-482.

Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11: 1633-1644, doi: 10.5194/hess-11-1633-2007.

Puch, C. (2002). Sistema Arañonera. Subterránea, 17, 2002/1. Ed. Federación Española de Espeleología.

Ríos-Aragüés, L.M. (2003). Introducción al mapa geológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. *Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst, Boletín* 5: 84-99.

Seguret, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Pub. USTELA, *Ser. Geol. Struct.* n.2, Montpellier.

Detección del plaguicida Glifosato en la aguas subterráneas de la cuenca hidrográfica del Tajo

Laura Lozano Cabezas¹, María Victoria Corral Hernan², Antonio Yañez Ciudad²,
María Isabel Montoya Campuzano¹

Palabras clave: Glifosato, plaguicida, Confederación Hidrográfica Tajo

Resumen

El Glifosato o N-(fosfonometil)glicina es uno de los plaguicidas de amplio espectro de mayor uso. El Glifosato no se encuentra regulado en el Real Decreto 60/2011, de 21 de enero, sobre las normas de calidad ambiental en el ámbito de la política de aguas, ni en el ya derogado Real Decreto 995/2000, de 2 de junio, por el que se fijaban los objetivos de calidad para determinadas sustancias contaminantes. Tampoco se ha fijado para él norma de calidad ambiental en la recientemente aprobada Directiva 2013/39/UE, de 12 de agosto de 2013, por la que se modifican las Directivas 2000/60/CE y 2008/105/CE en cuanto a sustancias prioritarias en el ámbito de la política de aguas.

No obstante, desde el año 2009, la Confederación Hidrográfica del Tajo ha estado realizando controles de Glifosato en su Red de control de calidad de aguas subterráneas. En este póster se reflejan los resultados de dichos controles. Los resultados obtenidos han evidenciado que el Glifosato es el plaguicida más frecuentemente detectado, por encima del Alaclor, la Atrazina o la Terbutilazina. Aunque se trata de puntos de control concretos, se ha detectado Glifosato en 13 de las 24 masas de agua subterránea que tiene la Demarcación Hidrográfica del Tajo.

A su vez es el plaguicida que más incumplimientos ha registrado, superando los 0,1 µg/L que establece el Real Decreto 1514/2009, de 2 de octubre, por el que se regula la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro, en puntos de control de 7 masas de aguas subterránea. Estos

¹ Departamento de Asesoría Técnica, Investigación y Proyectos Medio Ambiente S.L.

² Área de Calidad de las Aguas, Confederación Hidrográfica del Tajo

estudios evidencian también que el Glifosato se encuentra asociado mayoritariamente a masas de agua subterránea detríticas de gran espesor, como la masa 030.015 y a detríticos aluviales como la masa 030.007. A su vez su aparición está asociada tanto a cultivos de secano como a cultivos permanentemente regados, usos del suelo típicos en las tipologías de masas de agua mencionadas anteriormente.

Tras la obtención de dichos resultados, la Confederación Hidrográfica del Tajo ha comenzado a controlar la presencia de Glifosato en varias redes de calidad de aguas superficiales. Actualmente se realizan controles en la Red de control de zonas protegidas y en la Red de control del estado químico, incluyendo en ésta última tanto el análisis en agua como en sedimento y biota. Además de dicha medida y de continuar con los controles en las aguas subterráneas, se propone la incorporación de información específica para la aplicación de Glifosato en los códigos de buenas prácticas agrarias así como la propuesta de norma de calidad específica para el control de este plaguicida.

Mantenimiento de capacidad productiva de sondeos de bombeo y recarga con CO₂ líquido. Sistemas Agua Freed® y Agua Gard®

Eduardo Lupiani Moreno¹, Salvador Bueso Sánchez² y Carlos Pérez Aparicio³

Palabras clave: desarrollo, incrustación, compatibilidad ambiental, mantenimiento preventivo

Resumen

La productividad de sondeos y pozos de bombeo y recarga está condicionada por la permeabilidad de cada uno de los tres elementos por los que transita el agua hacia la perforación: rejillas del entubado, filtro de grava y acuífero en su entorno próximo. Los procesos de incrustación y colmatación que afectan a estos elementos, por finos movilizados, precipitación de sales, deterioro de tubería y biofilm, provocan su obstrucción y pérdida de permeabilidad, que se traducen en disminución de productividad e incremento de costes.

Los sistemas de limpieza y desarrollo de pozos Aqua Freed® y Aqua Gard® se basan en la aplicación de CO₂ líquido y en una misma operación se genera un desarrollo físico – mecánico, que moviliza elementos adheridos, la disolución de precipitados y la eliminación del biofilm, obteniendo mayor efectividad que los tratamientos convencionales y un radio de acción superior. También cuenta con la ventaja de su compatibilidad medioambiental, al no generar subproductos peligrosos ni aguas ácidas, lo cual posibilita que la purga se pueda verter al medio tras simple decantación.

Aqua Freed® está diseñado para tratamientos intensivos puntuales, o de choque, mientras que Aqua Gard® es un tratamiento de tipo preventivo, y está

¹ Aqualogy – Aquatec, Proyectos para el Sector del Agua SAU, Santa Leonor 39, 280027 Madrid, Spain, elupiani@aqualogy.net

² Aqualogy – Aquatec, Proyectos para el Sector del Agua SAU, Santa Leonor 39, 280027 Madrid, Spain, sbueso@aqualogy.net

³ Aqualogy – Aquatec, Proyectos para el Sector del Agua SAU, Santa Leonor 39, 280027 Madrid, Spain, cperezan@aqualogy.net

orientado a limitar la generación de procesos que desencadenan la obstrucción/incrustación.

Introducción

Los sondeos y pozos sufren pérdidas de productividad y rendimiento, resultado de la suma de pérdidas individuales de cada uno de los elementos por los que transita el agua hacia la perforación:

- Permeabilidad y desarrollo del acuífero en el entorno de la perforación.
- Dimensionamiento y grado de colmatación de rejillas.
- Permeabilidad y colmatación del filtro de gravas

Estos factores son intrínsecos a la naturaleza de la perforación y se le debe sumar otro elemento de incidencia directa en la productividad, como es el diseño y desgaste de la electrobomba y resto de instalaciones de impulsión.

Cualquiera que sea las causas, el resultado de la pérdida de rendimiento siempre se traduce en menor caudal y en incremento de costes de operación, bien por depresión adicional del nivel dinámico, asociada a pérdidas de eficiencia hidráulica de la captación, o por desgaste y disminución de eficiencia energética del equipo de impulsión.

Las pérdidas de eficiencia hidráulica de la captación se asocian procesos que afectan tanto al pozo como al entorno próximo del acuífero, y pueden generarse por las siguientes causas:

- Obstrucción por finos (limos y arcillas) movilizados por los flujos de agua.
- Precipitación de minerales en forma de sales, óxidos e hidróxidos.
- Creación de biofilm en rejillas, acuífero y filtro de gravas.
- Disminución de sección de rejillas por degradación del entubado.

En la presente comunicación se describen los procesos que acarrearán esta pérdida de eficiencia hidráulica y la tecnología de tratamiento con CO₂ líquido mediante los sistemas Aqua Freed® y Aqua Gard®.

Eficiencia hidráulica de sondeos

La eficiencia hidráulica de un sondeo se establece como la relación entre los descensos teóricos que debería sufrir el nivel de agua ante la extracción de un caudal determinado y los que realmente registra.

La depresión que se origina al extraer un determinado caudal, de un sondeo totalmente penetrante en el acuífero, viene determinada por la conocida expresión de Theis, de expresión:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du; \text{ siendo } u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (1)$$

donde s : descensos; Q : caudal bombeado a caudal constante; T : transmisividad; S : coeficiente de almacenamiento y t : tiempo de bombeo.

La ecuación de Theis establece los descensos asociados al flujo de agua en el acuífero y no considera los descensos por la circulación a través de los elementos del sondeo, como son rejillas del entubado, macizo filtrante de gravas y por el propio entubado hasta la aspiración de la bomba de impulsión. Estas depresiones añadidas son realmente pérdidas de carga y se generan cuando el caudal de extracción influye altas velocidades de flujo y se pasa de circulación en régimen laminar a turbulento.

Estas pérdidas adicionales vienen recogidas en la ecuación de descensos del pozo, que adopta la expresión:

$$s = AQ + BQ^n \quad (2)$$

donde s : descensos; Q : caudal; A , B y n : factores intrínsecos a cada captación.

El primer término de la ecuación, AQ , es de tipo lineal y se asocia a las pérdidas ocasionadas por circulación de agua en régimen laminar, normalmente debido al flujo a través del acuífero, mientras que término BQ^n se correlaciona con flujos turbulentos, que normalmente se generan en la perforación.

La Eficiencia Hidráulica del pozo puede definirse como la relación entre descensos asociados a flujo laminar y flujo turbulento (pérdidas de carga), y adopta la expresión:

$$ef = 1 + \frac{AB}{BQ^n} \quad (3)$$

La ecuación se obtiene a partir de ensayos de bombeo escalonado, necesitando un mínimo de tres escalones para permitir un adecuado ajuste de la curva.

La ecuación de descenso de un sondeo es reflejo del rendimiento hidráulico a una fecha determinada y se debe tener en consideración que varía en el tiempo como consecuencia de la propia explotación y de los procesos de envejecimiento que le afectan, que van generando pérdidas de carga adicionales y se traducen en incrementos de la depresión del nivel de agua, que incluso superan ampliamente las propias del acuífero. Los procesos de obstrucción y colmatación parcial de las vías de circulación son los más comunes y los responsables directos de esas pérdidas de eficiencia hidráulica.

A partir de la ecuación de descensos se construyen las curvas de Eficiencia Vs caudal del pozo, útiles para establecer el rango de caudal óptimo de explotación.

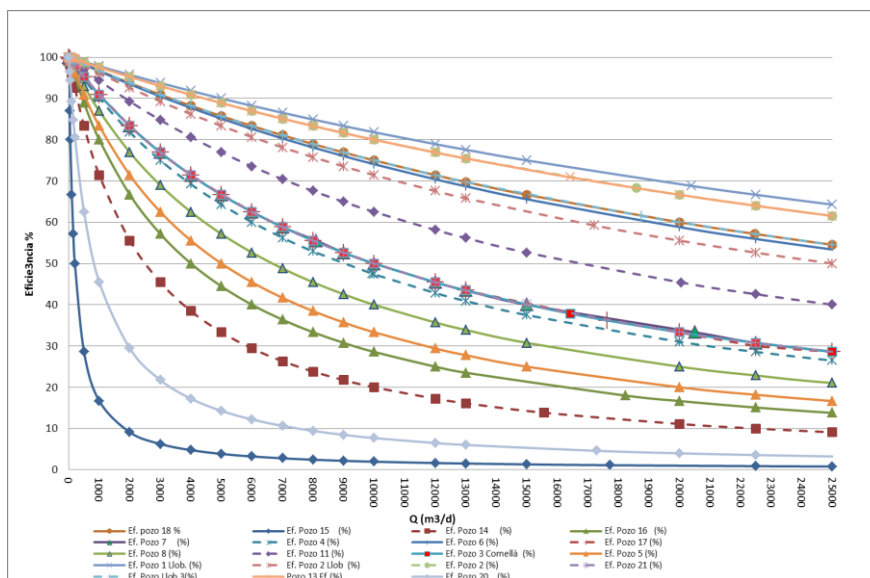


Figura 1. Curvas de eficiencia en batería de pozos del Delta del Llobregat.

Indicador de eficiencia hidráulica

Para verificar la progresión de las pérdidas de eficiencia hidráulica del sondeo se utiliza un indicador de cálculo simplificado, como es el caudal específico (Q_s), de expresión:

$$Q_s = \frac{Q}{s} \quad (4)$$

donde Q : caudal del pozo, y s : depresión de nivel registrada (nivel dinámico – nivel estático).

El Q_s desliga el rendimiento hidráulico de la captación de su caudal de extracción, o caudal que aporta la electrobomba, que está condicionado por la eficiencia del grupo de impulsión, a su lógico desgaste, a las oscilaciones naturales del nivel de agua, tanto de tipo estacional como de índole hiperanual, y a posibles afecciones desde otros pozos cercanos, que en su conjunto pueden acumular variaciones importantes y pueden alcanzar decenas de metros.

Causas de la pérdida de eficiencia hidráulica

Las pérdidas de caudal específico deben ser confirmadas con reconocimiento con TV del entubado y, en su caso, muestreo y determinación de naturaleza de las obstrucciones y adherencias que puedan visualizarse.

Las causas más frecuentes son:

- Obstrucción por finos (limos y arcillas) movilizados por los flujos de agua.
- Precipitación de minerales en forma de sales, óxidos e hidróxidos.
- Creación de biofilm en rejillas, acuífero y filtro de gravas.
- Disminución de sección de rejillas por degradación del entubado.

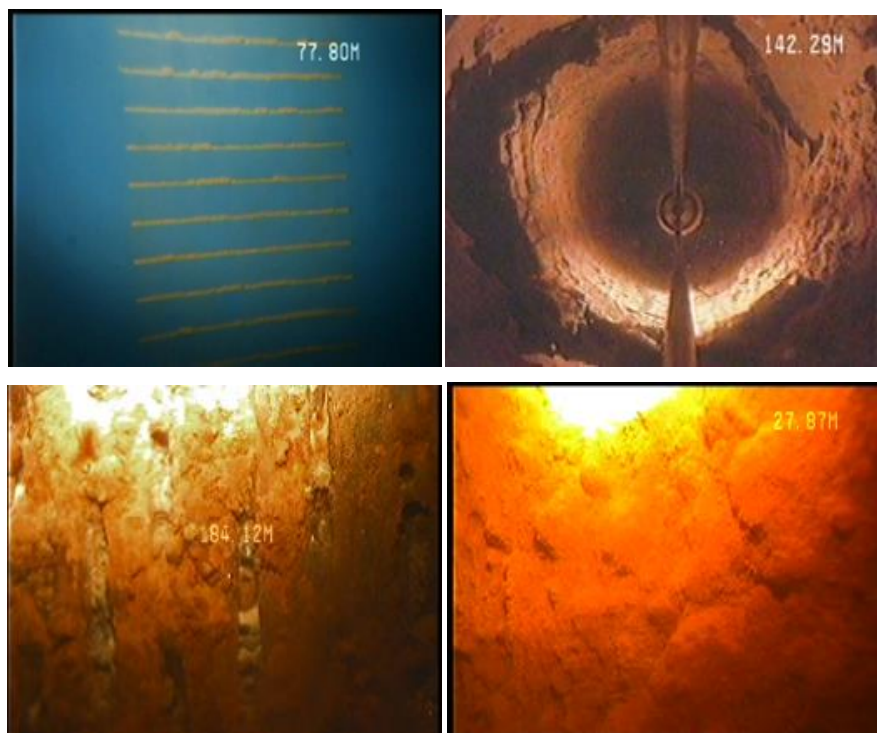


Figura 2. Causas de pérdida de eficiencia. De Izda a Dcha: obstrucción por finos, precipitados, biofilm y degradación de rejillas.

En la mayor parte de casos, los procesos de obstrucción e incrustación están relacionados con la acumulación biológica de minerales por acción de bacterias, que están presentes en el sondeo normalmente en forma de biofilm. De esta forma se fijan óxidos, hidróxidos y sales de Fe, Mn, Ca, Mg y Si, que son las más frecuentes.

Los procesos de incrustación y colmatación de sondeos tienen origen multifactorial, siendo los factores de mayor incidencia para su desarrollo:

- Composición del agua
- Contaminación desde superficie
- Perfil redox de la columna de agua
- Naturaleza del entubado
- Naturaleza del acuífero
- Caudal de extracción

- Régimen de funcionamiento
- Otros

Las bacterias que desencadenan estos procesos son autóctonas y su proliferación desmedida está asociada a la modificación de su entorno natural inferido por la perforación e incremento de flujos de agua.



Figura 3. Biofilm en tubería de impulsión y otros elementos del sondeo.

Sólo en contadas ocasiones se puede establecer la causa objetiva del desarrollo de procesos.

Tratamiento de procesos de incrustación y colmatación

Los sondeos afectados por procesos de obstrucción e incrustación pueden recuperar la eficiencia perdida sometiéndolos a tratamientos de limpieza y desarrollo.

El mercado ofrece una extensa variedad de técnicas de rehabilitación, que pueden agruparse en dos grandes grupos: métodos mecánicos y métodos químicos, los primeros orientados a la movilización física de elementos y los segundos a su disolución y eliminación.

Entre los más frecuentes destacan el cepillado de la entubación, pistoneo, desarrollo con aire comprimido, y tratamientos químico con ácidos, bactericidas, dispersantes, emulsificantes, etc., en tratamientos combinados o simples.

La rehabilitación clásica de pozos se enfrenta a problemas de difícil solución, como son:

- Agresión física al entubado, por generación de esfuerzos y presiones de difícil control.
- Agresión química y pérdida de espesor del entubado por ataque de ácidos concentrados utilizados en la disolución de incrustaciones
- Gestión de aguas de purga, que presentan elevada turbidez y pH muy bajos e incumplen la normativa ambiental para su vertido a cauces y suelos.

La aplicación estricta de esta última normativa invalida la aplicación de tratamientos químicos en la mayor parte de casos, salvo su combinación con sistemas de neutralización, lo cual no siempre es de fácil ni económicamente viable.

El mercado ofrece otros sistemas alternativos a los comentados, entre los que se encuentra limpieza y desarrollo de pozos CO₂ líquido.

Tratamiento de sondeos con CO₂ líquido

El sistema de tratamiento ha sido desarrollado y patentado por la empresa Subsurface Technologies Incorporated (STI), con la que AQUALOGY tiene acuerdo de comercialización.

El proceso de rehabilitación utiliza dióxido de carbono licuado de 99,9%, que se inyecta mezclado con fase gas en un volumen suficiente y adaptado al diámetro y profundidad del pozo, considerando también un volumen adicional para la actuación en la formación circundante.

La limpieza y desarrollo de pozos CO₂ líquido presenta varias ventajas operativas frente a otros sistemas de rehabilitación, ya que en una única operación se logra un triple efecto:

- Movilización y retirada de fracción fina acumulada en el acuífero + macizo de grava + rejillas del entubado, gracias a la energía liberada en el cambio de fases

- Disolución de sales, óxidos e hidróxidos por formación de ácido carbónico
- Eliminación de biofilm por desprendimiento y efecto bacteriostático del CO_2 .

Su eficiencia es superior a otros métodos al disponer de una mayor penetración en el acuífero (1 litro de CO_2 líquido se convierte en 570 litros de CO_2 gas a 1 atm y 15 °C) y cuenta con la ventaja añadida de no atacar las tuberías metálicas y la práctica neutralización del agua de purga, que posibilita su limpieza posterior sin los problemas de vertido de los métodos convencionales.

Para el tratamiento puntual y desarrollo de un sondeo con pérdida de eficiencia hidráulica se aplica el proceso intensivo denominado Aqua Freed®, que consta de los siguientes pasos:

- 1) Retirada del equipo de bombeo
- 2) Cepillado de paredes del pozo



Figura 4. Herramienta y visualización de tubería tras cepillado

3) Instalación de cierre presurizado del pozo y dispositivos de inyección y control. Inyección de CO_2 con auxilio de packer por fases, controlando la presión en cabeza de pozo mediante la actuación coordinada sobre la inyección y válvulas de alivio. La oscilación de presiones estimula la expansión rápida del dióxido de carbono licuado y la liberación de energía suficiente para movilizar finos arrastrados y desprender minerales y el biofilm, tanto en la tubería como en la formación acuífera circundante. El tiempo mínimo de contacto del dióxido de carbono en el pozo sellado es de 12 h.



Figura 5. Equipo de inyección Aqua Freed ® conectado a cabezal de pozo

4) Purga y desarrollo mediante swabbing, utilizando doble obturador y efecto pistón, que se prolonga hasta extraer agua totalmente clarificada y sin arrastres.

5) Finalmente el equipo de bombeo se vuelve a instalar.

Los resultados que se obtienen son espectaculares, logrando la limpieza y eliminación de adherencias al entubado y restituyendo los caudales específicos a sus valores originales, siendo relativamente frecuente que incluso se mejoren por el desarrollo del acuífero.

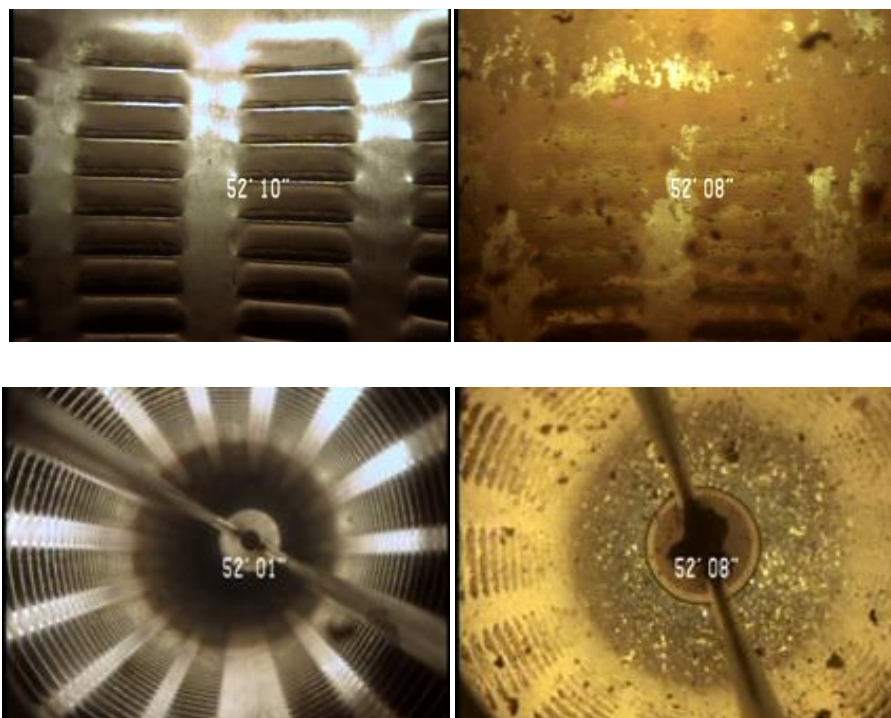


Figura 6. Resultados del tratamiento con CO₂ líquido

Se destaca que el agua de purga tiene un pH entre 5,5 y 6, por lo que no tiene problema alguno de vertido al terreno o a cauce público, previa decantación de arrastres sólidos.

Los procesos que desencadenan la pérdida de eficiencia hidráulica en sondeos son muy lentos y los primeros síntomas pueden retrasarse hasta decenas de años, en función de la composición del agua, condiciones de bombeo e incluso de la naturaleza del acuífero y de los materiales utilizados en su construcción. Una vez que aparecen, es normal que se manifiesten de nuevo, exigiendo rehabilitaciones recurrentes cada periodos de 2 a 5 años. Para estos casos se ha desarrollado el sistema Aqua Gard®, que posibilita la inyección periódica de pequeñas dosis de CO₂ y desarrolla el pozo en fases tempranas del proceso de colmatación, no precisando la intervención intensiva de equipos y medios que exige el tratamiento de choque y sin necesidad de desinstalar el equipo de bombeo.

A esta simplificación se le une un reducido tiempo de intervención, que normalmente no superan las 24 horas, garantizando una mínima interrupción del servicio.

Los balances económicos realizados indican que el sistema Aqua Gard®, es totalmente competitivo para tratamientos recurrentes con cadencia inferior a 5 años, alcanzando un ahorro de costes entre el 30 y 50% frente a los sistemas puntuales de rehabilitación, incluido Aqua Freed®, para desarrollos cada 2 a 3 años



Figura 7. Esquema operativo del sistema Aqua Gard®

Aqua Gard® puede considerarse como una técnica de mantenimiento preventivo de rendimientos de captaciones de agua subterránea, teniendo pleno encaje entre las actividades recurrentes de mantenimiento de estos activos de producción.

Bibliografía

Bueso, S. Lupiani, E. y Cantudo, A. Bueso, S. (2013). Recuperación y mantenimiento de rendimiento hidráulico de sondeos tratados con CO₂ líquido. *X Simposio Hidrogeología*, Granada.

Mansuy, N. y Layne Geosciences Inc. (1999). Water Well Rehabilitation – A Comprehensive Guide to Understanding Problems and Solutions. *CRC Press* (Lewis Publishers).

Mansuy, N. y Gregory P. Miller. (2007). Treatment Approach to Reduce Well Maintenance Costs. *ULTRAPURE WATER* July/August.

Stuart A. Smith. (1995). Monitoring and Remediation Wells: Problem Prevention, Maintenance and Rehabilitation. *CRR Press*.

Investigación hidrogeológica de acuíferos carbonáticos profundos de la provincia de Alicante, mediante integración de datos geológicos y geofísicos y modelización geológica 3D

Carlos Marín-Lechado¹, Sergio Martos-Rosillo², J. Luis García-Lobón³, Concepción Fernández-Leyva⁴, J. Antonio López-Geta⁵, Antonio Pedrera Parias⁶, Ana Ruiz-Constan⁷ y L. Rodríguez-Hernández⁸

Palabras clave: modelos 3D, reservas, Alicante, acuíferos carbonáticos

Resumen

En este trabajo se presenta una propuesta metodológica para la mejora del conocimiento hidrogeológico de acuíferos carbonáticos profundos, que ha sido aplicada a tres acuíferos del Levante Peninsular (acuíferos de Carrascal-Ferrer, Solana-Onteniente-Volcadores y Serral-Salinas). La metodología utilizada ha consistido en la elaboración de modelos geológicos 3D a partir de datos geológicos y geofísicos y mediante la mejora del conocimiento de la estructura en superficie. Asimismo, se han caracterizado desde el punto de vista petrofísico muestras de rocas carbonáticas, en las que, además, se ha evaluado la porosidad conectada y la densidad de la roca. Los resultados conseguidos han

¹ IGME. C/Alcázar del Genil, 4. 18006. Granada. c.marin@igme.es

² IGME. C/Alcázar del Genil, 4. 18006. Granada. s.martos@igme.es

³ IGME. C/Ríos Rosas, 23. 28006. Madrid. jl.garcia@igme.es

⁴ IGME. C/Alcázar del Genil, 4. 18006. Granada. c.fernandez@igme.es

⁵ IGME. C/Ríos Rosas, 23. 28006. Madrid. lopez.geta@igme.es

⁶ IACT. Avda. de las Palmeras, 4. 18100 Armilla (Granada). pedrera@ugr.es

⁷ IGME. C/Alcázar del Genil, 4. 18006. Granada. a.ruiz@igme.es

⁸ Dpto. Ciclo Hídrico. Diputación Provincial de Alicante. Avda. de Orihuela, 128. 03006 Alicante. ciclohidrico@diputacionalicante.es

permitido mejorar el conocimiento de la estructura de los citados acuíferos, revisar sus relaciones laterales con otros acuíferos y hacer cálculos relativos a la evaluación de sus reservas de agua totales. Las superficies de referencia modeladas en 3D, del cretácico inferior y superior, van a permitir construir futuros modelos matemáticos de flujo y transporte, evaluar las reservas potencialmente explotables y definir, entre otros aspectos, los sectores más favorables para la captación de reservas de agua en situaciones de emergencia.

Introducción

El aumento de la demanda de recursos hídricos en zonas semiáridas, obliga a hacer un mayor énfasis en la evaluación de las reservas, sin dejar de mejorar la evaluación de la recarga a los acuíferos. No es posible gestionar bien un recurso si no se conoce de cuanto se dispone. En este sentido, en los últimos años la Diputación Provincial de Alicante (DPA) ha evaluado las reservas de agua en más de treinta acuíferos de la provincia de Alicante (DPA, 2009). Con el último convenio entre el IGME y la DPA se ha querido dar un paso más en la mejora del conocimiento hidrogeológico del subsuelo alicantino y se ha realizado la actividad "Desarrollos metodológicos en Geología del Subsuelo para la caracterización de recursos Hidrogeológicos Profundos de Alicante (HIDROPROAL)". Este proyecto ha pretendido ensayar nuevas metodologías para la realización de estudios geológicos del subsuelo sobre un conjunto importante de acuíferos de la provincia de Alicante con el objeto de caracterizar su estructura y geometría y así contribuir a la determinación de sus recursos hidrogeológicos profundos. Los objetivos principales del proyecto HIDROPROAL son:

1. Establecer una metodología para la modelación geológica 3D para una serie de acuíferos seleccionados y
2. Evaluar las reservas hídricas de acuíferos profundos.

de distintos tipos de software comercial 3D en el que se integra la información geológica, sondeos y geofísica existente. El esquema metodológico general utilizado para la construcción de los modelos 3D se representa en la figura 2.

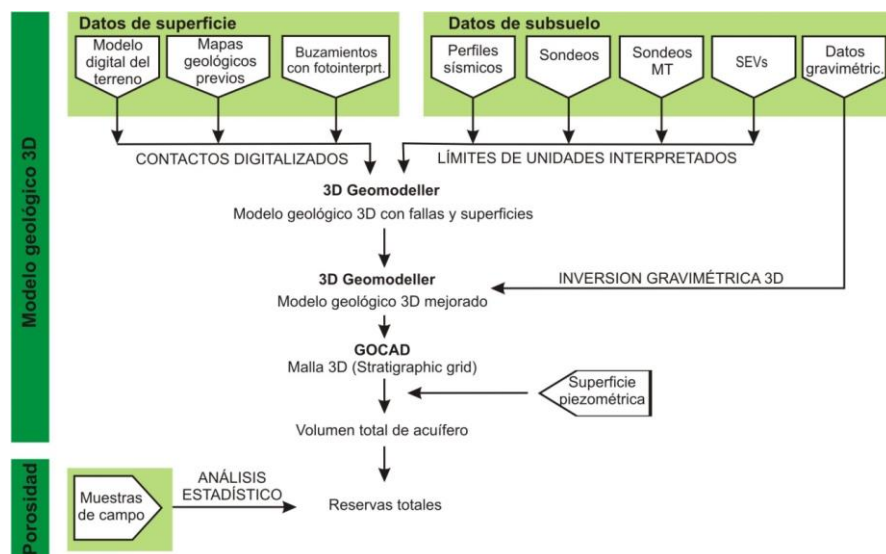


Figura 2. Esquema de la metodología utilizada para la construcción de modelos geológicos 3D. En cada uno de los pasos se detalla el software usado

Los datos de partida para la construcción del modelo incluyen el Modelo Digital del Terreno (MDT) de 10x10 m, ortofotografía, y cartografía geológica Magna 1:50.000. Además se incorporan los sondeos y los datos de geofísica disponibles. Estos incluyen perfiles sísmicos y campañas geofísicas de campo potencial y eléctrico.

Para la caracterización del sistema poroso de las formaciones permeables de los acuíferos estudiados se ha realizado un estudio petrográfico y se ha determinado en laboratorio la porosidad de unas 134 muestras recogidas en campo. De cada una de las muestras se ha preparado una lámina delgada y una probeta para la determinación de la porosidad abierta o interconectada mediante ensayos de inmersión en agua (Borczak *et al.*, 1990). Es importante resaltar que para el cálculo del volumen de reservas de agua, en este trabajo se asume que en la matriz de la roca se concentra la práctica totalidad del almacenamiento del acuífero. Esta distribución de la porosidad es evidente en los acuíferos detríticos y, según los estudios más actuales, también lo es en los

acuíferos de naturaleza carbonática (calizas y dolomías). En este sentido, las investigaciones más recientes ponen de manifiesto que las fracturas y los conductos kársticos proveen un escaso porcentaje de capacidad de almacenamiento total de los acuíferos (Ahr, 2008; Nelson, 2001; Worthington, 2007; Worthington *et al.*, 2000). Esta misma asunción se mantiene en los cálculos de la capacidad de almacenamiento de CO₂ en reservorios de formaciones carbonáticas (Bachu, 2008; Eisinger and Jensen, 2011) y en los proyectos de Almacenamiento Subterráneo y Recuperación en este tipo de materiales (ASR; Herrmann *et al.*, 2004; Lowry and Anderson, 2006; Vacher *et al.*, 2006).

Los datos de superficie se densifican y mejoran con la incorporación de contactos fotointerpretados desde imágenes 3D. Además, la dirección y buzamiento de las capas se obtiene a partir de la intersección de la estratificación con el MDT (Figura 3).

En el modelo 3D se introducen cortes geológicos interpretados a partir de la cartografía geológica, buzamientos aparentes, sondeos e información geofísica. El software *3D Geomodeller* integra toda la información disponible y permite generar modelos geológicos 3D que representan una aproximación compatible con la serie estratigráfica y relaciones de corte con las fallas. Una vez realizado el modelo 3D se realiza con el software Gocad cálculos volumétricos del volumen total de roca y del volumen saturado del acuífero y reservas correspondientes teniendo en cuenta la porosidad y superficie piezométrica del acuífero.

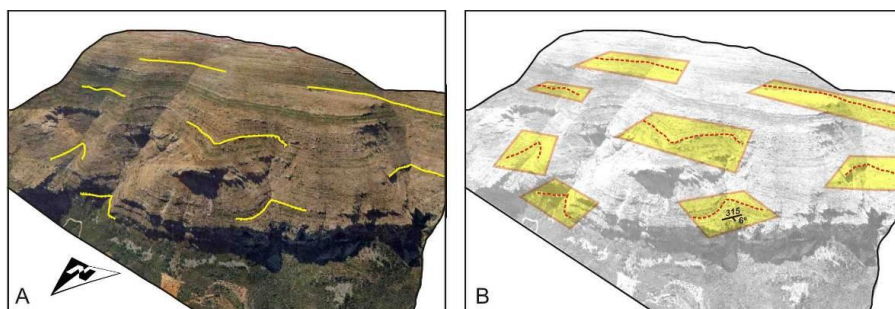


Figura 3. Densificación de datos cartográficos y estructurales. A) Fotointerpretación de la intersección de la estratificación con la topografía en un entorno 3D para el acuífero Carrascal-Ferrer. B) Planos que se ajustan a las líneas 3D digitalizadas. Los planos indican dirección y buzamiento de la estratificación y son utilizados en la modelación de las superficies en 3D Geomodeller.

Para el cálculo de las reservas totales se han determinado los volúmenes saturados de formaciones acuíferas, entre la superficie piezométrica y el techo y muro de cada formación. Para ello es necesario conocer la porosidad abierta y el coeficiente de almacenamiento elástico de las formaciones acuíferas. De esta forma se han obtenido las curvas de reservas subterráneas que resultan de aplicar porosidades abiertas que corresponden a los percentiles 25 y 75 de las muestras recogidas en campo. Por curva de reserva se entiende aquella función que expresa el volumen de reservas de un acuífero por debajo de una cota determinada (López-Geta, 2004).

Resultados

El primer resultado de este Proyecto ha sido el establecer una metodología para la modelización geológica 3D de acuíferos profundos. La metodología establecida, descrita en el apartado 2, implica dos aspectos básicos:

- Un esfuerzo importante de revisión estructural, a partir de trabajo de campo, y fotointerpretación en un entorno 3D (dirección y buzamiento de la estratificación, cartografía de contactos, medida de cinemática de fallas, secuencia temporal de las estructuras de plegamiento y las fallas, etc.). Se ha generado abundante información estructural adicional, con unos 1.300 nuevos datos de medidas de buzamiento.
- Una fuerte integración de datos de subsuelo, para abordar la modelación 3D de regiones, como las estudiadas, donde los sondeos profundos son escasos. Se han usado datos interpretados de geofísica eléctrica y electromagnética, y, sobre todo, líneas sísmicas no apoyadas por sondeos de investigación con registro de velocidad, dada la no disponibilidad de sondeos de exploración de hidrocarburos. Para la construcción de los modelos se han reinterpretado 192 km de líneas sísmicas de origen petrolero, 68 sondeos eléctricos verticales, 22 sondeos magnetotélúricos, 94 sondeos electromagnéticos en el dominio de los tiempos, 1.600 estaciones gravimétricas y las columnas litológicas de 150 sondeos mecánicos.

La metodología propuesta incide en una recuperación y análisis integral de toda la información de subsuelo disponible, de manera que, especialmente con las líneas sísmicas, se puedan elaborar cortes y definir la geometría de los

acuíferos a unas profundidades no alcanzadas en trabajos previos. La metodología se adapta bien a los acuíferos del Prebético Externo e Interno de la provincia de Alicante que muestran una cierta complejidad geológica, con objetivo profundo en el cretácico carbonatado, con una buena exposición y afloramiento de las estructuras y no demasiados datos de subsuelo.

El segundo de los objetivos propuestos en este trabajo era la construcción de modelo geológicos y la consiguiente evaluación de las reservas hídricas profundas de acuíferos carbonáticos de Alicante. Los modelos 3D de estos acuíferos suponen un avance en el conocimiento previo de estos, especialmente en su geometría.

A partir de los modelos 3D de cada acuífero se pueden obtener:

- Mapas de isobatas de las superficies modelizadas (Figura 4A), y cortes geológicos en cualquier dirección del espacio (Figura 4B).
- Superficies georeferenciadas de techo y muro de formaciones geológicas acuíferas exportables a modelos de flujo y transporte de aguas subterráneas (Figura 5).
- Volúmenes de roca saturada en función de la piezometría conocida, y reservas según datos petrofísicos disponibles.
- Curvas de explotación del acuífero desde cualquier sondeo que se considere.
- Implicaciones relativas a los modelos conceptuales de funcionamiento de los acuíferos estudiados y a las relaciones laterales con otros acuíferos de la región.

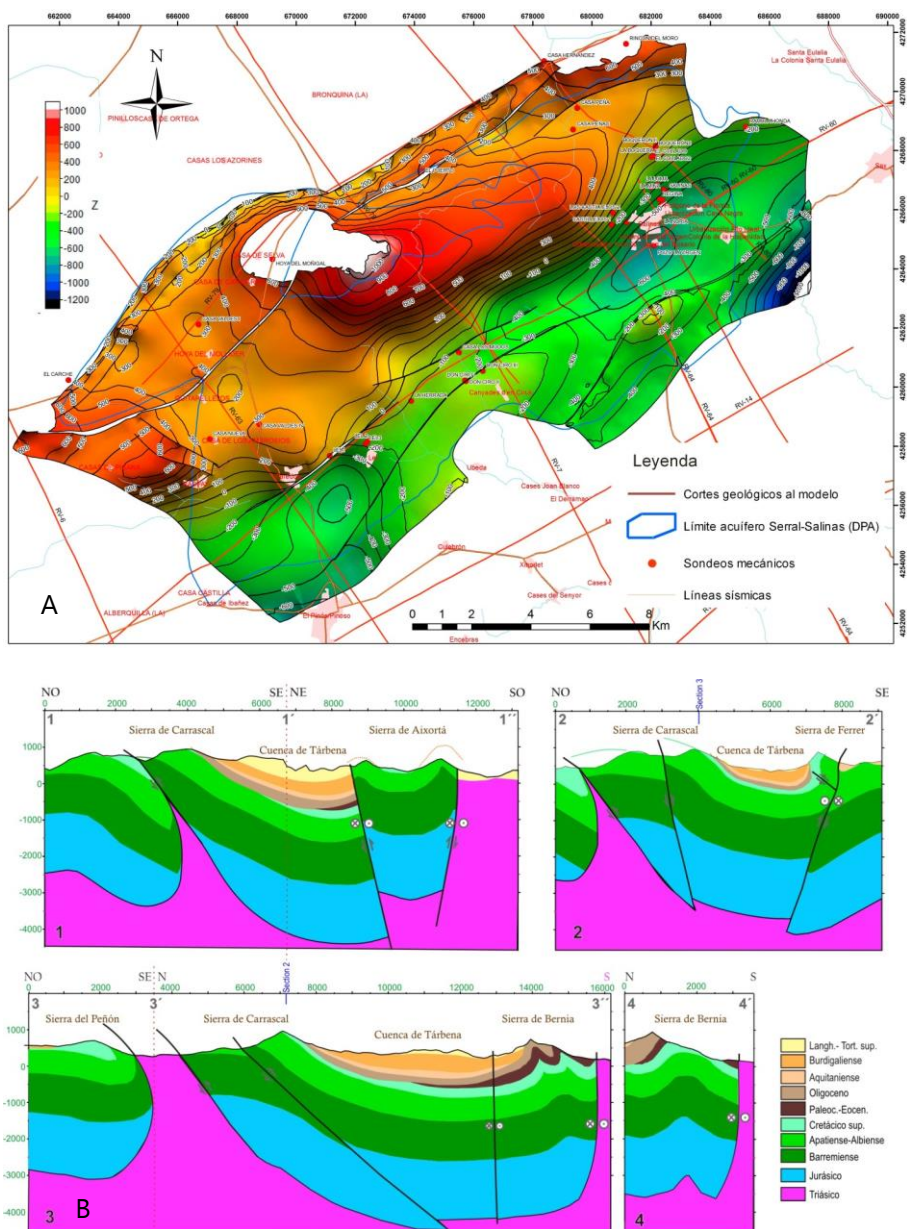


Figura 4. A) Ejemplo de un mapa de isobatas del muro de la Unidad Aptiense-Albiense del acuífero de Serral-Salinas. B) Cortes geológicos del modelo 3D del acuífero de Carrascal-Ferrer.

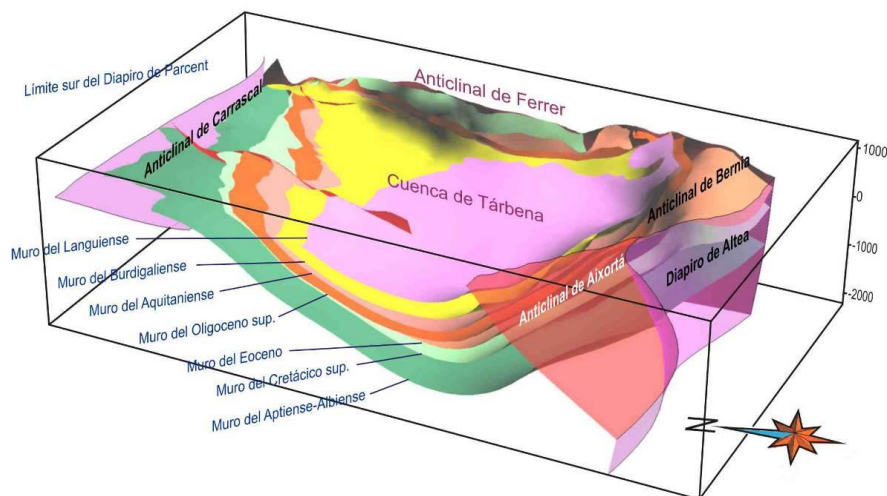


Figura 5. Vista de las superficies georeferenciadas para el modelo 3D del Acuífero de Carrascal-Ferrer.

Conclusiones

En el proyecto HIDROPROAL se ha establecido una metodología para la modelización geológica 3D de acuíferos profundos. Los aspectos metodológicos novedosos residen en la integración completa de toda la información (geología, cortes estructurales, sondeos, geofísicas diversas) en un modelo 3D con métodos específicos y software especializado (3D Geomodeller, Gocad). Las profundidades mayores de los modelos vienen controladas por sísmica de reflexión.

Los modelos 3D de Carrascal-Ferrer (119 km²), Solana-Onteniente-Volcadores (360 km²) y Serral-Salinas (266 km²) suponen notables mejoras del conocimiento geológico de las zonas estudiadas. Concretamente, de los mismos se pueden derivar con facilidad: mapas de isobatas y superficies georeferenciadas de techo y muro de formaciones geológicas acuíferas exportables a modelos de flujo y transporte de aguas subterráneas, reservas

totales y curvas de explotación del acuífero desde cualquier sondeo que se considere y un buen número de implicaciones relativas a los modelos conceptuales de funcionamiento de los acuíferos estudiados y a las relaciones laterales con otros acuíferos de la región.

Por lo tanto, la propuesta metodológica supone un nuevo acercamiento en la construcción de los modelos de subsuelo, en particular para el cretácico superior, que puede considerarse el objetivo hidrogeológico más general de la provincia de Alicante. Los nuevos datos geológicos integrados en los modelos geológicos de tales acuíferos, además de proporcionar unos valores aproximados de reservas acuíferas totales, permiten a los gestores y planificadores del agua disponer de un mejor conocimiento de la estructura de cada acuífero. Los modelos 3D generados indican posibles conexión laterales con otros acuíferos, sirven para construir futuros modelos matemáticos de flujo y transporte, con los que evaluar las reservas potencialmente explotables, además de sugerir los sectores más favorables para la captación de reservas de agua en situaciones de emergencia. Las calidades de la modelación 3D son variables, aunque en general, puede estimarse en media-alta en los casos estudiados.

Por último, con este trabajo se pretende poner de manifiesto que los acuíferos son estructuras tridimensionales que no pueden ser caracterizados de forma adecuada con los tradicionales mapas hidrogeológicos 2D. La integración en los modelos 3D de acuíferos de los datos procedentes de los sondeos mecánicos, de información geofísica y de la investigación petrofísica es absolutamente esencial para seguir avanzando en el conocimiento hidrogeológico del territorio.

Bibliografía

Ahr, W.M. (2008). Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks Editorial, John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. 277 pp.

Bachu, S. (2008). Comparison between methodologies recommended for estimation of CO₂ storage capacity in geological media. *Carbon Sequestration Leadership Forum (CLSF) and USDOE Capacity and Fairways Subgroup of the Regional Carbon Sequestration Partnerships Program*, Canada. 17.

Borczak, S., Motyka, J., Pulido-Bosch, A. (1990). The hydrogeological properties of the matrix of the chalk in the Lublin coal basin (southeast Poland). *Hydrological Sciences Journal*, 35: 523-534.

DPA (2009). Determinación del volumen de reservas útiles en los embalses subterráneos de abastecimientos públicos, para la información continua a los municipios. 121 pp.

Eisinger, C. and Jensen, J. (2011). Reservoir characterization for CO₂ sequestration: assessing the potential of the Devonian Carbonate Nisku formation of Central Alberta. *Oil & Gas Science and Technology*, 66.

Gill, B., Cherry, D., Adelana, M., Cheng, X., Reid, M. (2011). Using three-dimensional geological mapping methods to inform sustainable groundwater development in a volcanic landscape, Victoria, Australia *Hydrogeology Journal*, 19: 1349-1365.

Herrmann, R., Pierce, M., Burgess, K., Priestley, A. (2004). Integrated aquifer characterization and numerical simulation for aquifer recharge and storage at Marco Lakes, Florida. *Hydrology Science & Practice for the 21st Century*, 1: 276-283.

López-Geta, J.A. (2004). Análisis metrológico sobre la utilización de los embalses subterráneos en la regulación de los recursos hídricos. Aplicación a la transferencia Ebro-Levante-Sureste peninsular español. *Tesis Doctoral*. Universidad Politécnica de Madrid. 615 pp.

Lowry, C.S. and Anderson, M.P. (2006). An assessment of aquifers storage recovery using ground water flow models. *Ground Water*, 44: 661-667.

Marín Lechado, C., Martos Rosillo, Fernández Leyva, C., S., Pedrera Parias, A., García Lobón, J.L., Galindo Zaldívar, J. (2014a). Modelo geológico 3D del acuífero de Carrascal-Ferrer y evaluación de sus reservas totales de agua subterránea. *Fondo Documental del IGME*. (nº Informe SID por asignar, 130 pag).

Marín Lechado, C., Martos Rosillo, S., García Lobón, J.L., Ruiz Constán, A., Ibarra Torre, P.I., Rey Moral, C, Fernández Leyva, C. (2014b). Modelo geológico 3D del acuífero de Solana-Onteniente-Volcadores y evaluación de las reservas totales de agua subterránea. *Fondo Documental del IGME*. (nº Informe SID por asignar, 116 pag.).

Marín Lechado, C., Martos Rosillo, S., García Lobón, J.L, Fernández Leyva, C. (2014c). Modelo geológico 3D del acuífero Serral-Salinas y evaluación de las reservas totales de agua subterránea. *Fondo Documental del IGME*. (nº Informe SID por asignar, 116 pag.).

Nelson, R.A. (2001). Geologic analysis of naturally fractured reservoirs. 2nd ed Editorial, Houston. 322 pp.

Vacher, H.L., Hutchings, W.C., Budd, D.A. (2006). Metaphors and models: the ASR bubble in the Floridan Aquifer. *Ground Water*, 44: 661-667.

Worthington, S.H.R. (2007). Ground-water residence times in unconfined carbonate aquifers. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69: 94-102.

Worthington, S.R.H., Davies, G.J., Ford, D.C. (2000). Matrix, fracture and channel components of storage and flow in a Paleozoic limestone aquifer In: Wicks C. M. y and Sasowsky, I. D. (eds) *Groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers*: 113-128.

Wu, Q., Xu, H., Zhon, W. 2008. Development of a 3D GIS and its applications to karst areas. *Environmental Geology*, 54: 1037-1045.

Diseño y optimización de redes de monitorización con apoyo de programas informáticos: Ventajas, inconvenientes y limitaciones. Aplicación a un caso de estudio

Antonio Luis Marqués Sierra¹, Pablo Cienfuegos Suárez¹, Jorge Loredó Pérez¹

Palabras clave: optimización, redes de monitorización, MODFLOW, transporte de contaminantes

Resumen

El diseño de redes basado en la modelización del flujo subterráneo es una herramienta básica en la monitorización de las aguas subterráneas. La idea principal es la optimización de tiempo y recursos durante las operaciones de monitorización, con la obtención de datos de calidad en cantidad suficiente para los estudios a realizar, especialmente en terrenos contaminados. Es esencial calibrar adecuadamente el tiempo invertido en el diseño de la red de monitorización y adecuarlo a los resultados esperados.

En el mercado se encuentran innumerables programas que permiten abordar el problema, tanto de pago como gratuitos; de entre todos ellos el OWL se muestra como una herramienta sencilla, que permite una primera aproximación al problema del diseño de redes de control. En la presente comunicación se muestra mediante un caso de estudio las ventajas, inconvenientes y limitaciones que ofrece el programa, comparándolo con otros disponibles en el mercado.

La zona estudiada es un terreno contaminado que fue ocupado por una instalación industrial por mas de 70 años en el noroeste de España, en el que se tratado de optimizar la red de monitorización de las aguas subterráneas, con el fin de maximizar la calidad de los datos con un mínimo de pozos de control.

¹ Dpto. de Explotación y Prospección de Minas. Universidad de Oviedo

Análisis de la influencia de las perforaciones en la distribución de un contaminante en un acuífero libre

Amanda Del Pilar Mejía Fajardo¹, Eduardo Cassiraga¹, Andrés Sahuquillo¹

Palabras clave: pozos, contaminante, modelo

Resumen

En trabajos anteriores se ha mostrado que, en un sistema de dos acuíferos separados por un acuitardo, la existencia de pozos abandonados y de bombeo que tienen un diseño inapropiado afectan a la distribución de un contaminante. El soluto que entra por la superficie del terreno alcanza el acuífero inferior y lo contamina.

En este trabajo se investiga la situación de un acuífero libre, en el que en régimen natural se desarrolla un flujo horizontal y al que ingresa un contaminante a través de la zona no saturada. El acuífero es explotado a través de una serie de pozos cementados en la mayor parte de su recorrido, lo que genera un flujo vertical que en combinación con el flujo horizontal original afecta la distribución del soluto.

El escenario se completa con algunos pozos abandonados o defectuosos. Se analiza la distribución del contaminante y sus causas. El análisis se realiza a partir de implementar un modelo 3D de flujo de agua subterránea y transporte conservativo considerando flujo vertical a través de los pozos. Dicho flujo vertical se representa asignando a las celdas que corresponden al pozo una porosidad y un valor de conductividad hidráulica vertical alto, distinto del resto del área a modelar.

¹ Instituto de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València

Estudio del proceso de atenuación natural de metales (Pb-Zn) en una explotación minera ubicada en un entorno carbonatado. Mina de Reocín

Mónica Meléndez Asensio¹, Teresa Bros Miranda²

Palabras clave: atenuación natural, karst

Resumen

La actividad minera en la Cornisa Cantábrica supuso en el siglo pasado un pilar importante de la economía regional. Sin embargo, en la actualidad, este sector está en recesión, lo que ha llevado al cierre de múltiples explotaciones. En gran parte de las áreas mineras el cese de la actividad lleva asociado la producción de aguas ácidas, lo que deriva en problemas medioambientales que suelen implicar la necesidad de poner en marcha costosos sistemas de tratamiento.

En este artículo se muestra un entorno minero relacionado con la minería de plomo-cinc, en los que el sustrato rocoso actúa como atenuante natural permanente, evitando así la formación de aguas ácidas. Utilizando el código de especiación PHREEQC se analiza el proceso de atenuación que tiene lugar de modo natural, de manera que pueda servir como apoyo para la puesta en práctica de sistemas de tratamiento artificiales.

El estudio de la interacción agua de mina-roca ha permitido por un lado, hacer un seguimiento de la evolución del proceso, y, por otro, conocer la tasa de consumo de carbonato cálcico necesaria para provocar dicho fenómeno.

¹ Instituto Geológico y Minero de España

² Profesional libre

La Fuente Agria de Puertollano y su entorno hidrogeológico

Ignacio Menéndez Pidal¹, Eugenio Sanz Pérez², Alejandro Lomoschitz Mora-Figueroa³ y Andrés Sanz de Ojeda⁴

Palabras clave: Fuente Agria, manantial ferruginoso, flujo CO₂, protección

Resumen

La célebre Fuente Agria de Puertollano (Ciudad Real) forma parte del conjunto de manantiales ferruginosos y con alto contenido en CO₂ que se hayan asociados a la extensa área volcánica del Campo de Calatrava, representando la fase póstuma del volcanismo terciario y cuaternario que afectó a esta zona. Se trata de una surgencia a presión que procede de la descarga bajo los depósitos miocenos del acuífero de cuarcitas de la Sierra de Santa Ana.

Se establece así mismo la caracterización hidrogeológica del entorno regional del manantial en base a sondeos realizados exprofeso, y que incluye el subsuelo de una parte de la ciudad de Puertollano y de la Sierra que lo bordea por el norte. Se propone un modelo hidrogeológico para la explicación de este tipo de fuentes de borde de las sierras, el cual supone la captación del flujo profundo del CO₂ mediante fallas en la periferia de las masas impermeables por parte de las aguas que circulan por los niveles cuarcíticos paleozoicos más permeables.

Finalmente, se historian algunas de las afecciones que ha sufrido dicho manantial a lo largo de los siglos, y que culmina con el establecimiento de un

¹ Departamento de Ingeniería y Morfología del Terreno. Escuela de Caminos. Universidad Politécnica de Madrid, C/ Prof. Aranguren s/n. 28040 Madrid, Spain, impidal@caminos.upm.es

² Departamento de Ingeniería y Morfología del Terreno. Escuela de Caminos. Universidad Politécnica de Madrid, C/ Prof. Aranguren s/n. 28040 Madrid, Spain, esanz@caminos.upm.es

³ Departamento de Ingeniería Civil. Escuela de Ingenierías Industriales y Civiles Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, alomoschitz@dic.ulpgc.es

⁴ Escuela Tec. Sup. de Ingenieros Industriales. Universidad Politécnica de Madrid. Calle de José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid, andressanzojeda@gmail.com

perímetro de protección a alteraciones desde arriba de origen urbano, aunque se llama la atención de otros posibles impactos por parte de túneles profundos.

Introducción y objetivos

Distribuidas por toda la región volcánica del Campo de Calatrava y sus inmediaciones aparecen una veintena de manantiales y pozos llamados popularmente hervideros, en cuyas aguas de carácter ferruginoso se desprenden burbujas de gas carbónico, relacionado con el flujo profundo de CO₂ de origen volcánico residual (Yélamos *et al.*, 1999). De todas estas peculiares manifestaciones hídricas, algunas semitermales y utilizadas como balnearios durante los siglos IXX y XX (MOPU, 1982), la más famosa y conocida es La Fuente Agria de Puertollano (Ciudad Real), situada dentro del casco histórico de esta ciudad (Figura 1). Este manantial fue objeto de estudio en el siglo XVII por parte del doctor Alfonso Limón, natural de Puertollano ("Espejo Cristalino de las Aguas de España", 1674-79), en donde se destacaban sus propiedades terapéuticas. Por influjo de este libro se creó en 1817 el cuerpo de Médicos Directores de aguas minerales y Balnearios de España.



Figura 1. Mapa de Situación

El presente trabajo intenta avanzar en el conocimiento de la hidrogeología de Puertollano (Figura 1) y en particular de la mencionada Fuente Agria. Los objetivos que se persiguen son los siguientes:

- Contribución al conocimiento de la hidrogeología del subsuelo del casco urbano de Puertollano (Ciudad Real) y de la Sierra de Santa Ana, aneja a esta gran población, con la caracterización hidroestratigráfica de los distintos materiales representados, piezometría y funcionamiento hidrogeológico.
- Avance en el conocimiento del modelo conceptual hidrogeológico del de la Fuente Agria, la cual se asocia al acuífero principal de cuarcitas ordovícicas, y en el que se incluye la geología de detalle del sitio del brote, la distribución del CO₂ en el acuífero, y su captación por parte de una fractura importante.
- Estudio preliminar sobre la conservación de este manantial y discusión sobre las posibles afecciones que pudiera comprometer su existencia.

Metodología

Se parte del conocimiento previo de antiguas publicaciones sobre este famoso manantial, y se analizan los resultados de varios documentos realizados a petición del Ayuntamiento de Puertollano (1981, 1983, 1999, SGOP, 1982, 1983), e IGME (1970, 1979a, 1979b, 1983). A estos antecedentes, se incluye en la presente comunicación los resultados del Estudio para la Caracterización Geológica y Geotécnica de la traza de la conducción de Abastecimiento a Puertollano llevado a cabo por la empresa Gabinete de Ingeniería para la Confederación Hidrográfica del Guadiana (Menéndez-Pidal y Sanz, 1997), que es de donde se recogen, de forma parcial, la mayor parte de los datos que se utilizan.

De este estudio se destacan las investigaciones hidrogeológicas correspondientes al proyecto de túnel hidráulico de la cercana Sierra de Santa Ana y su eventual impacto en la Fuente Agria, habiéndose levantado para ello un mapa geológico a escala 1/5.000, la realización de un inventario completo de puntos de agua, perforación de 6 piezómetros y prospección geofísica. Se ha completado con una investigación de carácter histórico sobre la mencionada fuente, de los antiguos balnearios relacionados con ella, y de los pozos que se han hecho en las inmediaciones.

Resultados

Ámbito geológico

La cuenca carbonífera de Puertollano tiene una morfología de valle amplio con suaves pendientes en los bordes, donde se levantan las sierras cuarcíticas. La cuenca carbonífera se emplaza en un sinclinorio de dirección E-O. El flanco norte lo forman las potentes series cuarcíticas ordovícicas que dan lugar a la sierra o cerro de Santa Ana. Los terrenos carboníferos y devónicos no llegan a aflorar en el valle del río Ojalén porque se encuentran recubiertos por depósitos miocénicos y pliocuaternarios. Sin embargo, son las formaciones con mayor conocimiento geológico dada la información de sondeos existentes, pues los niveles de carbón y pizarras bituminosas se emplazan en ellos.

El paleozoico se encuentra cubierto por depósitos subhorizontales miocenos (margas y margocalizas) de 15 m de espesor y de los de la raña de unos 5 m de espesor, que está formada por gravas con matriz limo-arenosa. El casco urbano de Puertollano se asienta sobre estos depósitos recientes. El contacto discordante entre el Mioceno y el Paleozoico es irregular y varía entre los 12 y los 25 m de profundidad.

La base del Carbonífero se encuentra bajo el casco urbano de Puertollano así como el contacto entre el Silúrico-Devónico y el Silúrico-Ordovícico. A pesar de estar el Paleozoico cubierto por el Mioceno, ha sido posible reconstruir el flanco norte del sinclinal en el Carbonífero gracias a los sondeos existentes, y así se refleja en el corte de las figuras 2, 3 y 4. Cada figura 2 y 3 representan la estructura encontrada desde el Sur. Las figuras se solapan y la figura 4 recoge la leyenda de los cortes.

Se observa como la parte sur de este corte es el flanco norte de un sinclinal que gradualmente va disminuyendo su buzamiento hacia su centro. Dentro de este periodo se encuentran hasta trece niveles de carbón y horizontes de pizarras bituminosas.

Se observa también como el Ordovícico se estructura en un gran anticlinal cilindroide, fallado en su charnela con una fractura importante de carácter regional, que tiene buzamiento de unos 55° hacia el sur. La estructura de la vertiente meridional del Cerro de Santa Ana está claramente definida, pero no la de su ladera septentrional, que se desconoce en detalle.

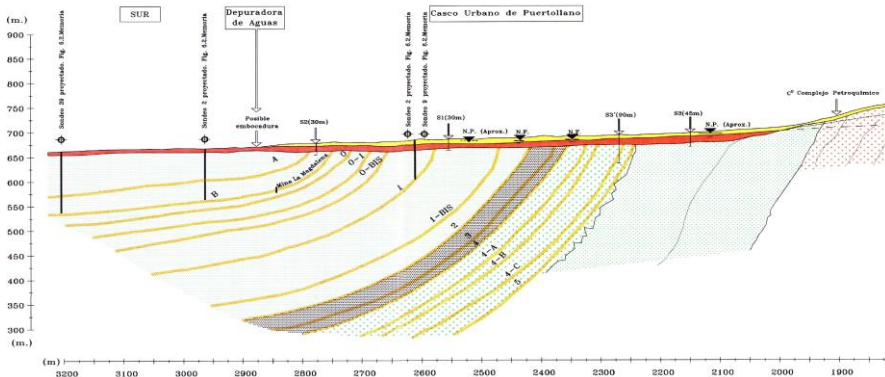


Figura 2. Corte geológico N-S de Puertollano y la Sierra de Santa Ana, corte 1 de 2.

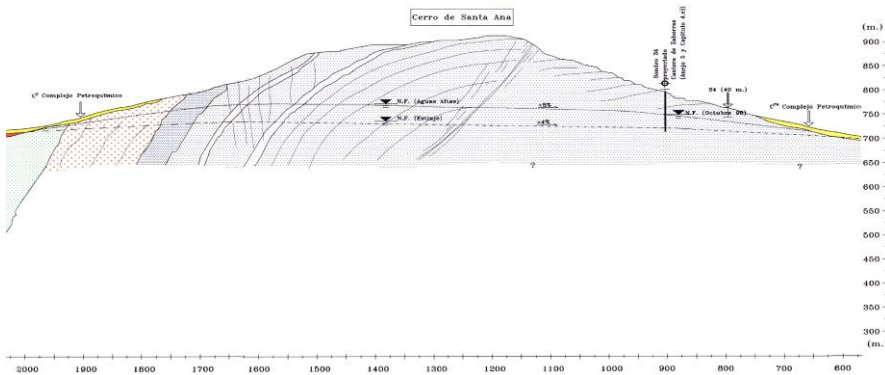


Figura 3. Corte geológico N-S de Puertollano y la Sierra de Santa Ana, corte 2 de 2.

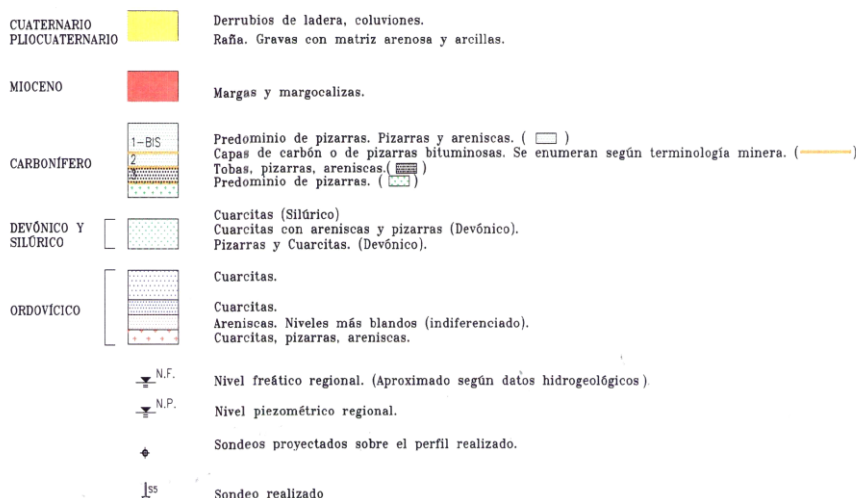


Figura 4. Leyenda del corte geológico N-S.

Hidrogeología de Puertollano y de la Sierra de Santa Ana

Hidroestratigrafía

A continuación se reseñan las características litoestratigráficas e hidrogeológicas de los diferentes terrenos que aparecen en la zona de estudio:

El *Ordovícico* puede tener más de 600 m de espesor y en él predominan cuarcitas blancas y tenaces dispuestas en bancos potentes. Hay niveles intercalados de areniscas rojizas arcillosas y esquistos talcosos. En las cuarcitas hay presencia de niveles de hierro. Por encima se presentan con una potencia total de 200 a 300 m de espesor una secuencia de pizarras arcillosas rojas y violetas, con niveles de espilitas albitófiros o variolitas (pórfidos de albita) y areniscas, alternancias de areniscas, pizarras y cuarcitas, cuarcitas blancas y rojizas en superficie en bancos de 30-80 cm, y pizarras micáceas con niveles de areniscas.

Las cuarcitas del Ordovícico pueden considerarse medianamente permeables pues están bastante fracturadas y sus diaclasas suelen estar abiertas. Es característico en esta región que los principales manantiales que drenan el Paleozoico estén asociados a estas cuarcitas. Durante la última sequía se perforan numerosos sondeos en esta litología, obteniéndose siempre caudales modestos (normalmente menos de 1-2 L/s) aunque suficientes para muchas necesidades domésticas o de pequeñas industrias.

El *Silúrico y Devónico* es menos filtrante y permeable que el Ordovícico. Aparecen numerosas intercalaciones pizarrosas entre areniscas y cuarcitas que impiden la circulación del agua con facilidad.

El *Carbonífero* es muy importante y está formado por unos 400 m de pizarras, pizarras con areniscas y dos niveles de tobas volcánicas. Pueden aparecer intercalados once niveles de carbón y dos de pizarras bituminosas en la base, que son motivo de explotación minera.

El Carbonífero debe considerarse poco permeable en general, aunque hay niveles de areniscas que pueden ser filtrantes. Según los estudios mineros (IGME, 1979,1983), no parece existir una circulación apreciable de agua por encima de la tercera capa de carbón. La entrada de agua subterránea al Carbonífero se verifica a través de flujos subterráneos procedentes de los bordes montañosos a través de fracturas. Esta recarga es muy variable estacionalmente acorde con las oscilaciones de las precipitaciones. También existe un caudal de 1,5 hm³/año de recarga por parte del río Ojailén.

La permeabilidad media del Carbonífero es de 1m/día y su coeficiente de almacenamiento varía entre el 2 y el 4%. Las capas de carbón hacen de niveles impermeables y esa es la razón por la que suelen encontrarse rezumes de agua en las galerías al cortar esas capas. En galerías de minas se han cuantificado entradas concretas de agua a través de fracturas de hasta 850 m³/día.

Discordante sobre Paleozoico aparecen sedimentos horizontales del *Mioceno* entre 2 y 15 m de espesor, que están formados por margas de tonos rosáceos con niveles finos de arcillas y arenas, y encima calizas margosas y margocalizas con arenas intercaladas. Se puede considerar poco permeable y base del acuífero pliocuaternario que se sitúa encima. Existen algunos niveles delgados de arenas más permeables y fracturas por las cuales puede entrar el agua del Carbonífero al acuífero colgado superior pliocuaternario. En toda la zona de Argamasilla de Calatrava el nivel calcáreo superior del Mioceno constituye un acuífero donde el flujo natural va de Este a Oeste. Los pozos existentes tienen normalmente un caudal inferior a 10 L/s.

Inmediatamente después se apoyan los sedimentos del *Pliocuaternario* (*Rañas*), que están constituidos por conglomerados sueltos de cantos rodados de cuarcitas y matriz marga-arcillosa. Aunque puede tener una potencia media de 5-6 m estos materiales pueden alcanzar más de 15 m de espesor. El *Cuaternario* está formado fundamentalmente por coluviones, depósitos de pie de monte y derrubios de ladera. Bajo estas asignaciones se denominan unos depósitos formados por gravas y bolos de cuarcita con matriz areno-limosa.

El *Pliocuaternario* es sin duda la formación más permeable y constituye un acuífero superficial y libre. En el sector de Puertollano se recarga por el agua de lluvia (aunque muy disminuido por la existencia del casco urbano) y por la entrada de agua de las cuarcitas paleozoicas del Cerro de Santa Ana y materiales silúricos, devónicos y carboníferos subyacentes que se encuentran confinados. La raña ha sido el acuífero tradicionalmente explotado para regadío y otros usos en esta comarca. Eran pozos de menos de 10 m de profundidad y con caudales entre 0,2-5 L/s. En la vertiente septentrional de la Sierra de Santa Ana, el *Pliocuaternario* también es bastante permeable y aunque apenas hay sondeos, se puede comprobar que el freático se suele encontrar a pocos metros de la superficie (3-5 m).

Los niveles piezométricos en las distintas formaciones hidroestratigráficas

En base a los sondeos realizados, en el corte geológico norte-sur transversal a la Sierra de Santa Ana de las figuras 2, 3 y 4 se observa como el nivel freático en las cuarcitas ordovícicas sigue a grandes rasgos la topografía de la sierra, y el nivel se sitúa de media como hacia la cota 750 m. Los gradientes hidráulicos oscilan entre el 7 y 8% para el lluvioso invierno de 1996-97.

En sondeos realizados en los materiales silúricos y devónicos salió agua surgente una vez atravesado el Mioceno. Esto indica la presencia de flujos ascendentes y el carácter impermeable del Mioceno que hace de capa confinante. Así pues, el nivel piezométrico del Paleozoico está por encima del nivel freático del Mioceno y del *Pliocuaternario*.

En el Carbonífero, las labores antiguas mineras en el centro de la cuenca se encuentran interconectadas a efectos hidráulicos con una cota de agua libre situada hacia los 590 m. En el Carbonífero no explotado, sin embargo, el agua

llegaba a la cota 670 m en 1982 y ascendía con un ritmo 4,5 m/año pues las entradas eran mayores que las salidas. Según los sondeos realizados para este estudio, parece que existe en amplias zonas del Carbonífero un nivel piezométrico por encima de la superficie topográfica (artesianismo) y del nivel freático de las rañas, separado por el Mioceno impermeable. Así pues, hay que admitir 2 niveles piezométricos y un flujo ascendente del Carbonífero al Pliocuatrnario. La variación de los niveles piezométricos dentro del Paleozoico pueden oscilar estacionalmente entre 4 y 10 m.

En la zona de Puertollano, el nivel freático en la Raña se sitúa a unos 4-5 m de profundidad de forma generalizada, deduciéndose que esta formación puede tener un espesor saturado de 1-2 m. En la vertiente norte de la Sierra de Santa Ana, tanto en el Pliocuatrnario como en el Mioceno calcáreo el nivel freático puede estar entre 1 y 15 m de profundidad.

La Fuente Agria de Puertollano

La Fuente Agria, es un manantial minero-medicinal situado en el paseo más céntrico de Puertollano. El manantial surge a 20 °C de temperatura y tiene un caudal muy constante de 0,5 L/s y no acusa los estiajes, lo que parece sugerir un origen relativamente lejano y profundo. Sus aguas son bicarbonatadas, magnésicas con hierro y unos 1800 mg/L de CO₂.

Geología e Hidrogeología del sitio

Según los sondeos realizados en las proximidades y alrededor del manantial (Ayuntamiento de Puertollano, 1981,1983.; SGOP, 1979,1983) se tiene la siguiente secuencia estratigráfica: en la parte superior hay depósitos pliocuatrnarios formados por dos niveles; el de arriba tiene 1,7-6 m de potencia y está constituido por bolos y gravas de cuarcita con matriz arcillosa roja. El de abajo tiene 1,7-10 m y está formado por arcillas rojas, con cantos, gravas y bolos de cuarcita. Descansan sobre un Mioceno de 4 a 7,8 m formado por arcillas ocre y rojas compactas y plásticas. La base de esta unidad o la parte superior de las cuarcitas paleozoicas sobre las que se apoyan está muy alterada, definiéndose un tramo con muchas impregnaciones en hierro; es la

característica brecha con abundante cemento ferruginoso que aparece en toda la zona del Campo de Calatrava que fosiliza la superficie de erosión del zócalo paleozoico. La estratigrafía según otros sondeos algo más alejados es muy parecida. El Pliocuatnario está formado por 5-6,4 m de bolos y gravas con matriz arenosa y arcillosa. El Mioceno por 11-22 m de arcillas y arenas marrones. En el contacto discordante con las cuarcitas aparece el mismo tramo alterado de arcillas rojas y cuarcitas impregnadas de óxidos de hierro.

En los alrededores de la Fuente Agria se pudo comprobar que las cuarcitas estaban confinadas por el Mioceno arcilloso, ya que al realizar dos sondeos secos (sin nivel de agua) en el Pliocuatnario y Mioceno, al llegar a los 12 m donde se encontraban las cuarcitas paleozoicas, se manifestó de repente el nivel piezométrico que subió desde esa profundidad hasta los 1-1,5 m. El freático del Pliocuatnario del entorno se sitúa entre 1 y 3,40 m de profundidad, es decir, algo más bajo que el piezométrico del acuífero confinado de las cuarcitas, por lo que pudiera existir un flujo ascendente del Paleozoico a la raña, si se lograra atravesar el Mioceno impermeable. Aunque no se puede asegurar, parece que el agua surge de alguna fractura en cuarcitas paleozoicas.

Desde el punto de vista hidrogeoquímico, y según los análisis químicos que se hicieron en las aguas de los sondeos de reconocimiento del SGOP y Ayuntamiento de Puertollano en 1981, 1982 y 1983, la mayor parte de las aguas subterráneas del Pliocuatnario en torno a esta fuente no tienen relación con las agrias del acuífero de cuarcitas subyacente. No parece existir flujo de forma natural, ya que según los análisis químicos realizados en los sondeos y zanjas de 5 m de profundidad (SGOP, 1982), y tal como se observa en el diagrama de Piper Hill Langelier (Figura 5), las aguas de este manantial son bastante diferentes a las de los pozos, sin hierro y sin gas carbónico.

En la figura 6 se representan a modo de ejemplo el quimiograma de algunos aniones y del pH de esta fuente a lo largo de una año (1981/82) (Ayuntamiento de Puertollano, 1981, 1983) donde se observa las pequeñas variaciones que existen, típicas de manantiales de origen profundo como éste.

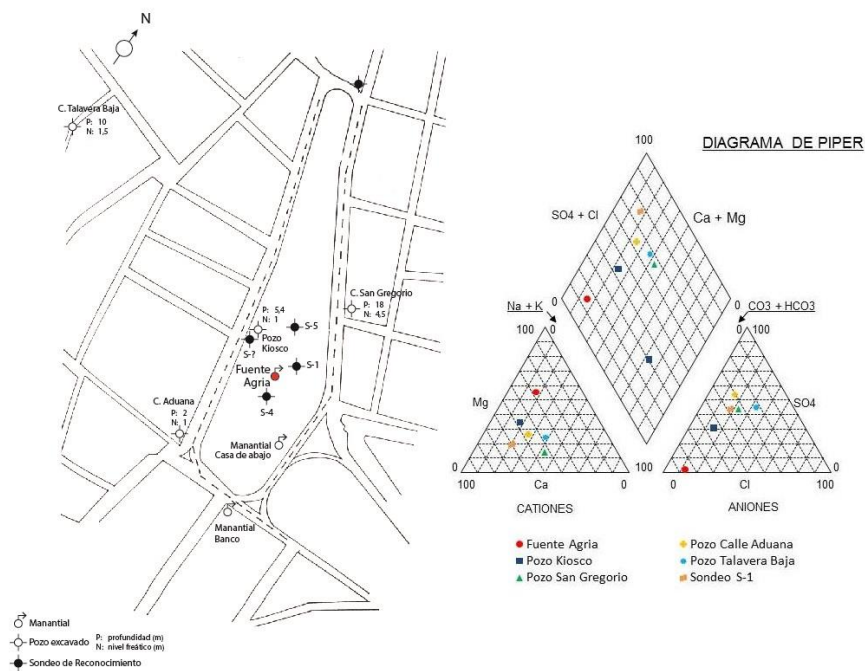


Figura 5. Esquema de situación de la Fuente Agria y los sondeos citados en el texto en el casco urbano de Cuernavaca alrededor de dicho manantial. Diagrama de Piper Hill Langelier del agua de los mismos.

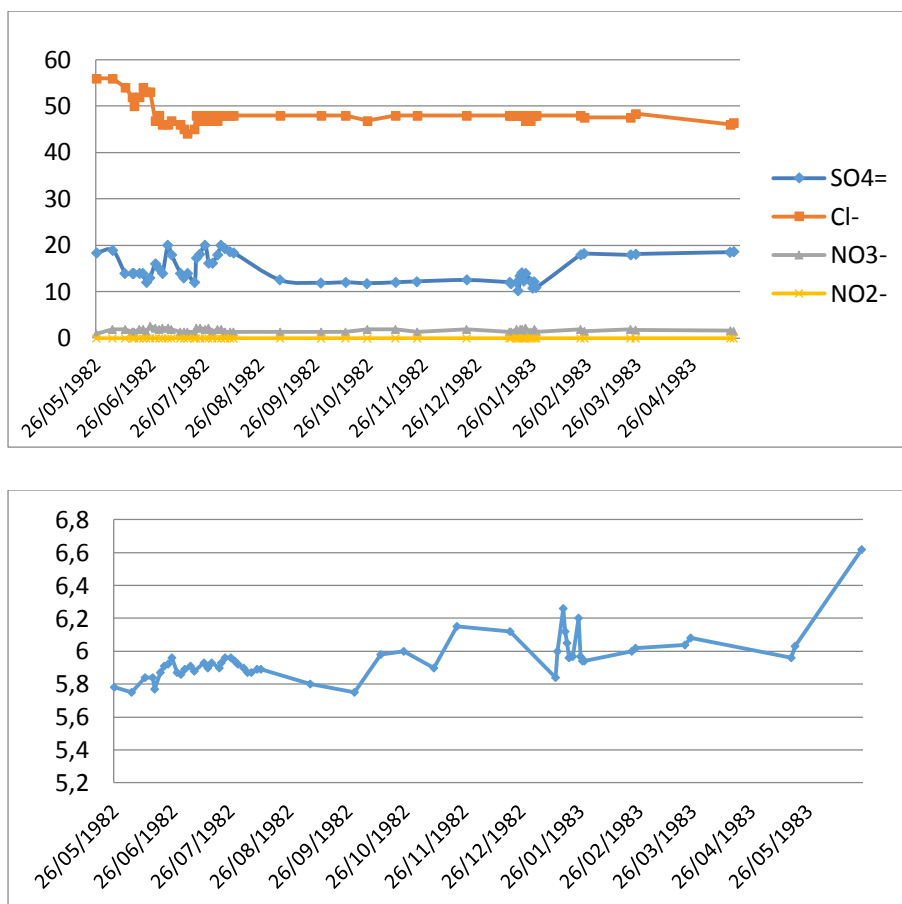


Figura 6. Evolución del pH en la Fuente Agria y de algunos aniones (mg/L) en la Fuente Agria de Puertollano durante el año 1982/83

Discusión

Modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico

Muchos de los manantiales agrios de la zona volcánica de Ciudad Real se localizan al pie o muy cerca de los relieves de cuarcitas ordovícicas, tal como ocurre con la Fuente Agria de Puertollano. Esta circunstancia podría explicarse con el modelo de funcionamiento hidrogeológico que se propone (Figura 7).

Los cerros y sierras cuarcíticas forman relieves por erosión diferencial de tipo inselberg. La relativa mayor permeabilidad de esta clase de litología dentro de las existentes en el Paleozoico, y una ligera mayor abundancia de precipitaciones de origen orográfico, los hace constituir en áreas de recarga. Los acuíferos de cuarcitas se asoman a modo de ventanas en estos relieves, haciéndose aflorar por entre los materiales en general menos permeables del Terciario o del resto de la serie paleozoica.

En estas ventanas dan lugar a acuíferos libres, donde el nivel piezométrico se haya elevado respecto a las planicies que los rodean, tal como ocurre en la Sierra de Santa Ana. Pero se confinan lateralmente cuando encima se disponen las formaciones más recientes e impermeables del Silúrico, Devónico y Carbonífero, o del Terciario.

Condicionado por la topografía y la geología, el flujo subterráneo se mueve en los acuíferos de estas sierras de manera divergente hacia los bordes, manifestándose en forma de manantiales, que casi siempre se localizan asociados a alguna fractura notable. Así ocurre en Puertollano con la Fuente Agria, asociada a las cuarcitas ocultas, (en Puertollano no hay manantiales en las cuarcitas que afloran) aunque se desconoce en concreto la fractura por la cual surge el agua, ya que toda la zona se haya cubierta por sedimentos miocenos y pliocuaternarios. Otra posibilidad es la descarga de manera oculta mediante transferencia lateral hacia estas formaciones de rañas y depósitos coluviales de las laderas bajas y de la llanura. Cuando ocurre esto, parece indicar que estas formaciones geológicas no son los suficientemente impermeables como para constituir contactos que justifiquen la localización en ellos de manantiales. Sin embargo, en periodos de aguas altas y recargas importantes, se ha comprobado que el nivel piezométrico sube en el acuífero de las cuarcitas de la Sierra de

Santa Ana de tal manera, que surgen numerosos rezumes y manantiales efímeros en el contacto con pizarras a lo largo del borde meridional.

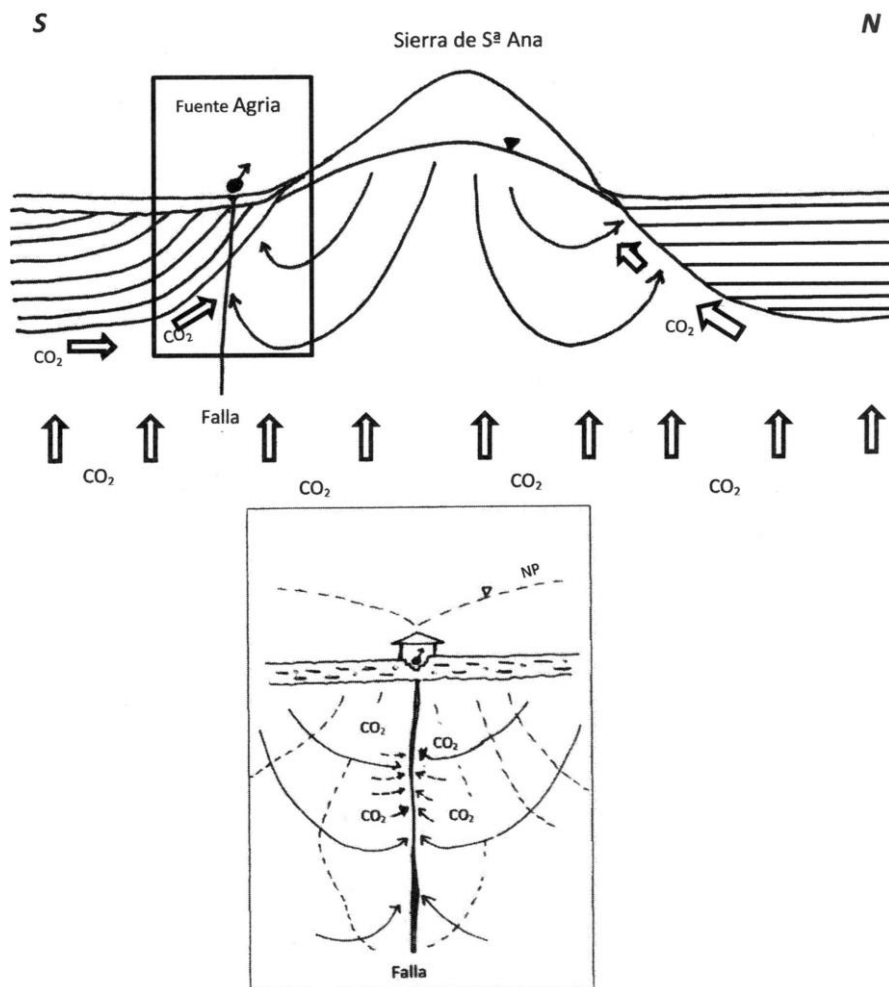


Figura 7. Esquema general del modelo conceptual hidrogeológico de la Fuente Agria y la incorporación de CO_2 en los bordes de los acuíferos de cuarcitas.

El CO₂ y el papel de las fracturas

Por otro lado, existe un flujo difuso de CO₂ de origen profundo de abajo a arriba como manifestación póstuma del vulcanismo terciario-cuaternario de la zona (Figura 7), y que en principio consideramos que tiene una tasa constante en el espacio y en el tiempo actual, aunque sea de baja intensidad. Este flujo profundo de CO₂ parece que afecta de manera general a toda la región, tal como se ha puesto de manifiesto en la liberación y burbujeo de gas carbónico en muchos de los sondeos perforados en las últimas décadas, y no solo en las zonas donde se sitúan los *hervideros* (Rolandi *et al.* 2001). Al llegar este gas de origen volcánico a las capas superficiales de la corteza queda interceptado, absorbido y mezclado mediante difusión molecular con las aguas subterráneas, viajando según el flujo de las mismas. Puede también quedar atrapado a presión bajo formaciones impermeables, tal como se ha podido comprobar hace 14 años con el sondeo surgente de Granátula de Calatrava (Ciudad Real), que liberó en forma de geiser de 60 m de altura y durante seis meses, un volumen total de 1 hm³ (unos 60 L/s) de agua mezclada con una cantidad muy importante de dióxido de carbono y material sólido (Blasco *et al.*, 2001; Maestro *et al.*, 2001; Rolandi *et al.*, 2001). Si el escape se hubiera producido con un caudal constante de 0,5 L/s por ejemplo, típico caudal de muchos *hervideros*, se hubieran tardado 60 años en vaciar el depósito de la trampa, pero con una concentración en el agua de CO₂ cientos de veces superior al de estos manantiales. Sin embargo, si el suministro de agua se supusiera proveniente del exterior, el contenido en gas carbónico de esta trampa aseguraba para casi 500 años la pervivencia de uno de estos *hervideros* con valores típicos de CO₂ de 1.000 a 2.000 mg/L. Esto nos hace pensar que existan otras posibles trampas de agua con altos contenidos en CO₂ en la zona que, con su inercia y regulación natural hidrogeológica, pudieran estar contribuyendo con pequeñas pero sostenidas fugas, a la alimentación de gas carbónico en los acuíferos.

La primera formación medianamente permeable que encuentra este gas volcánico en amplias zonas de esta región son las cuarcitas ordovícicas, que por su situación estratigráfica se suelen localizar en la parte inferior. El techo impermeable con el Silúrico reconduce la movilidad del gas hacia los bordes en dirección a los sectores no confinados de estos acuíferos, buscando su liberación. Esto supone de hecho un aumento de la concentración del CO₂ en los bordes, aunque la tasa de flujo difuso profundo sea de baja intensidad y la misma por unidad de superficie. Y es en los bordes donde este gas se encuentra

con las líneas de flujo de descarga de los sectores no confinados, tal como se muestra en la figura 7. Así pues, en los bordes se juntan dos procesos: un mayor caudal subterráneo de descarga y una mayor concentración de gas carbónico.

Las descargas se verifican sin embargo y en detalle por fracturas concretas que juegan un papel muy importante como drenes del agua subterránea y del CO₂ en los acuíferos de cuarcita. Efectivamente, las fracturas permeables actúan en el caso de Puertollano a modo de sondeos surgentes, aunque tengan una dimensión planar. Su gran penetración en el acuífero las hace ser superficies subverticales eficaces de captación de agua y de CO₂ a profundidades considerables, deprimiendo el nivel piezométrico y disminuyendo a su alrededor la presión de agua, favoreciendo la formación de burbujas sin necesidad de bombeo. El que la fractura tenga una profundidad relativamente importante puede sospecharse por un lado con el carácter semitermal o templado del manantial (casi 20 °C) y su alto contenido en gas carbónico. Como se sabe, el movimiento del CO₂ en los acuíferos está controlado por la relación de presiones de este gas con respecto a la presión de agua, de tal manera que si la presión hidrostática es mayor, el gas está en disolución, pero si es al contrario, el gas se desprende en forma de burbujas y tendera a ascender hacia la superficie por la falla arrastrando consigo el agua (Figura 7). Se desconoce la presión de agua en la supuesta falla de la Fuente Agria, pero podemos suponer en base al corte hidrogeológico de la figuras 2 y 3 que podría estar en dos o tres atmosferas en la parte superior de la fractura, aunque en profundidad podría ser significativamente mayor.

Este alto contenido en CO₂ en las aguas les confiere una gran capacidad para la disolución de los minerales silicatados que forman las rocas paleozoicas, y favorece la disolución del hierro que hay en los sistemas de diaclasas de las mismas. El simple lavado de las patinas ferruginosas de los planos de fracturas en las cuarcitas armoricanas en Almadén y Chillón (Ciudad Real), por ejemplo, da lugar a la aparición de manantiales ferruginosos, sin necesidad de tener presente el gas carbónico.

La conservación del manantial

La conservación de este manantial y las posibles afecciones que las actividades y obras de su entorno pudieran influir en el caudal y calidad del agua, es una

cuestión que siempre ha preocupado en Puertollano. Y es que este manantial, a pesar de situarse en medio del casco urbano, con las excavaciones hechas para la construcción de los edificios de alrededor, red de saneamiento, pozos domésticos, balnearios, etc. ha sobrevivido a todas las vicisitudes de la historia hasta ahora, aunque esta fuente ya no tiene el caudal ni el regusto herrumbroso y de anhídrido carbónico de hace medio siglo, según se recoge en Gómez Vozmediano (2001).

Remontándose varios siglos hacia atrás, y según diversas fuentes históricas consultadas (Mestre y Marzal, 1865; Madoz, 1847; Gascón, s.f.; Limon Montero, Reed. 1979; Mondéjar, 1992 y Gómez Vozmediano, 2001), la Fuente Agria ya se cita en el siglo XIV como Fuente Aceda, la cual estaba captada mediante una obra de fábrica que seguramente era de origen romano. Parece que en la Edad Media no había costumbre en Puertollano de beber de esta fuente, que era considerada impotable, y no es hasta la primera mitad del siglo XVII cuando empiezan a utilizarla para bebida. En el primitivo casco urbano de Puertollano durante el siglo XVI, el nivel freático en el acuífero pliocuaternario estaba muy próximo a la superficie, y en las cercanías corrían arroyos como el de Melendo o corrientes de agua más importantes como el Ojailén, cuyo caudal base se alimentaba de dicho manto freático. Había también manantiales de agua dulce de litros por minuto de caudal, o de pocos litros por segundo. Eran la Fuente de la Santa, al pie del Cerro de Santa Ana, Fuente de los Cinco Caños, Fuente del Pilar, Fuente del Prior y alguna otra. Había también un pequeño manantial de agua dulce a 20 pasos de la Fuente Agria. Sin embargo, el suministro mediante estas fuentes siempre fue deficitario, por lo que los habitantes de esta población tenían pozos de agua dulce para sus necesidades cotidianas, sin que dejase de ser el agua un problema en el abastecimiento, siempre en precario, hasta que en los años sesenta del siglo pasado se resolvió de manera casi definitiva el abastecimiento.

Las afecciones por arriba

Noticias sobre afecciones ya las tenemos en 1554, donde debido a la excavación de un pozo con noria en una huerta cercana por parte de un particular, la Fuente Agria sufrió una disminución considerable en su caudal, y un detrimento en su calidad, gusto y propiedades medicinales. Se desconoce cómo se resolvió este problema.

En 1575 hay noticias que algunos pozos que estaban cerca de la Fuente Agria eran también de carácter ferruginoso y carbónico; desconocemos también las afecciones que estos pozos harían a la Fuente Agria. Y en una sequía de 1577 parece que se habilitó la fuente como abrevadero. Se comenta que la fuente salía de un hondo de unos 3 o 4 m de profundo, tal como es ahora.

Hacia 1830 se abrió un pozo junto a la Fuente Agria de 8,32 m para regar una huerta y en el que surgió agua agria. Esta captación se utilizaría más tarde para construir ahí la Casa de Baños municipal que, antes de que estuviera terminada en 1850 se notó una notable disminución en el caudal de la Fuente Agria. De igual manera, y a 100 m de distancia, se aprovechó una charca excavada de agua medicinal que sirvió para construir posteriormente el balneario de la Diputación Provincial. Es de suponer que este pozo afectase también a la Fuente Agria. Los pozos-noria que se excavaron después en estos balnearios para aumentar la disponibilidad de agua, tenían aguas agrias, y otros eran de aguas mixtas, o de mezcla con las dulces del pliocuaternario.

En 1855 se cita que la fuente surgía de una excavación en embudo invertido de 5,20 m de profundidad, a modo de balsa. En 1880 se tiene la noticia del Ayuntamiento que las fuentes públicas de la Aceda (Fuente Agria) y otra dulce, habían disminuido su caudal; la Fuente Agria tenía por entonces un caudal de 10 L/min. En 1883 los responsables de los balnearios aprecian un menor caudal en los caños de la Fuente Agria que es achacado a los trabajos subterráneos realizados en una fábrica de fundición de plomo.

En 1982 el Servicio Geológico de Obras Públicas realizó un informe sobre la posible afección que produciría en el manantial la excavación de la red de saneamiento de Puertollano, de 5m de profundidad. Se tomaron numerosas muestras de agua para su análisis químico repartidas irregularmente a lo largo de todo el periodo de trabajo, según la proximidad o alejamiento del frente de excavación respecto a la Fuente, así como por eventuales paradas de obra. De las muestras tomadas en cuatro de ellas, se realizaron análisis completos al comienzo de la obra y al final, con la finalidad de comprobar las variaciones en la composición del agua de la Fuente.

Las afecciones de la construcción de la red de saneamiento sobre la Fuente Agria no se produjeron tal como se pudo comprobar posteriormente cuando se hicieron las obras. Se realizó un seguimiento con fluoresceína, aforos del caudal y composición química del agua durante un año en las zanjas y el manantial. Se pudo comprobar que no había contaminación proveniente del Pliocuaternario

Es de común aceptación para los habitantes de Puertollano que desde 1950, y acorde con el desarrollo urbano de esta ciudad, se ha observado una evidente disminución de su caudal y calidad de la fuente Agria que no ha dejado de deteriorarse en su contenido en gas carbónico. Aunque siga siendo agua muy pura, como lo demuestra el hecho que en el punto de la captación no haya detección de microorganismos (Yélamos *et al.*, 1999).

En realidad, todas las excavaciones y pozos que se han excavado del lugar no han hecho si no adelgazar esta cobertera impermeable y aproximarse al acuífero confinado de las cuarcitas. Y han sido al parecer varios los casos en que ha aparecido agua agria en las excavaciones de las cimentaciones de los edificios del entorno, prueba inequívoca de la vulnerabilidad y sensibilidad de este manantial a las alteraciones del flujo natural provocado por la despresurización general debido al desarrollo urbano. Las afecciones serán tanto más importantes a medida que las excavaciones sean más profundas.

Así, el manantial se secó durante la excavación de los bloques de viviendas de la calle Numancia, por lo que se realizó un estudio hidrogeológico de detalle (Ayuntamiento de Puertollano, 1999) que sirvió para el establecimiento de un ámbito de protección de la Fuente Agria de 30 hectáreas desde el venero hasta la falda del Cerro de Santa Ana dentro del cual se rigen por unas normas urbanísticas específicas que prohíben hacer excavaciones para cimentaciones por debajo de los 1,5 m de profundidad, y de 2 m para otros elementos de urbanización. Alrededor de este perímetro hay otro de 58 hectáreas donde es necesario realizar un estudio geológico específico que asegure su viabilidad. El manantial se volvió a recuperar.

Estas medidas son muy positivas, a pesar de que es muy difícil controlar estas afecciones para un manantial tan pequeño y frágil, a lo que hay que añadir seguramente la disminución del área de recarga por pavimentación de la urbe hacia el cerro de Santa Ana y quizá otras modificaciones que no sabemos cómo repercutirán en el futuro de esta fuente.

Las afecciones por abajo

Pero aquí quiere llamarse la atención a otros posible impactos, como es la excavación de galerías minera y túneles. Efectivamente, una de los impactos ambientales de los túneles es la afección a manantiales, con la disminución de

su caudal. En el informe de Menéndez Pidal y Sanz (1997) ya se advirtió sobre este tema en el caso de realizar un túnel hidráulico de abastecimiento a Puertollano por la Sierra de Santa Ana, ya que este túnel atravesaría el acuífero de cuarcitas por debajo de la cota de la Fuente Agria, y en gran parte por debajo del freático que lo deprimiría. Se recomendaban estudios específicos previos y controles durante su ejecución. Hay que pensar que aunque el túnel pase a una distancia considerable del punto de emergencia, su profundidad pudiera cortar la fractura concreta por la que circula el agua minero-medicinal.

Durante los años 60 y 70 del siglo pasado, el Carbonífero y el Silúrico estaba sin confinar debido al drenaje que había hacia las minas de carbón y sin embargo la fuente no se secó. El nivel piezométrico en estos terrenos del Paleozoico cuando se estaba explotando en galerías las capas de carbón por debajo del casco urbano de Puertollano deprimió de manera generalizada los niveles, situándolos por debajo del freático del pliocuaternario, todo lo contrario a lo que ocurre hoy, que se han recuperado. Esto parece indicar que ni el Carbonífero ni el Silúrico son los acuíferos de este manantial.

Conclusiones

La Fuente Agria de Puertollano procede de las descargas ocultas y a presión bajo el Mioceno y Pliocuaternario del acuífero de borde de las cuarcitas de la Sierra de Santa Ana, incorporándose el gas carbónico en profundidad a través de fracturas situadas en la periferia de estos acuíferos, que es donde se concentra el CO₂.

Se destaca positivamente el establecimiento de un perímetro de protección para su conservación que lo protege de las excavaciones para cimentaciones, pero se llama la atención de otros posibles impactos desde abajo, como sería la excavación de túneles.

Bibliografía

Ayuntamiento de Puertollano (Ciudad Real) (1981). Estudio hidrogeológico de la Fuente Agria, Puertollano (Ciudad Real). Fases I y II.

Ayuntamiento de Puertollano (Ciudad Real) (1983). Control de contaminación de la Fuente Agria, Puertollano (Ciudad Real).

Ayuntamiento de Puertollano (Ciudad Real) (2009).Ámbito de Protección de la Fuente Agria. *Revista Puertollano* nº 89, pag.18.

Blasco, O., Rolandi, M., Casas, S., y Barrera, J.L. (2001). El sondeo surgente de Granátula de Calatrava (Ciudad Real). *VII Simposio de Hidrogeología*. pp 519-529.

Gascón, F. (s.f.). La Fuente Agria y la Casa de Baños de Puertollano durante la segunda mitad del siglo XIX. Ayuntamiento de Puertollano

Gómez Vozmediano, M.F. (2001) Una Fuente Agria centenaria: El agua agria de Puertollano. 13 págs. Ediciones Puertollano.

IGME (1970). Investigación eléctrica en Puertollano (Ciudad Real). (Documento 10.253).

IGME (1979a). Investigación geológico-minera de las pizarras bituminosas de Puertollano (Ciudad Real). *Tomo de Geología y Calidades. Tomo de Estudio Minero* (Documento 10.658).

IGME (1979b). Informe sobre el proyecto de pizarras bituminosas de Puertollano (Ciudad Real). Tomo I, II, III, IV, Memoria, Apéndice I, II, II-bis.

IGME (1983). Estudio geomecánico de las pizarras bituminosas de Puertollano (Ciudad Real). Tomos I y II (Documento 00789).

Limón Montero, A. (1979) Espejo Cristalino de las Aguas de España. Edc. facsimil reeditada por el Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Madoz, P (1847) Diccionario geográfico-estadístico-histórico de España. Tomo 13.

Maestro, MT., Rolandi, M., Peña, E., y Barrera, J.L. (2001). Caracterización hidroquímica del "geiser" de Granátula de Calatrava (Ciudad Real). *VII Simposio de Hidrogeología*. pp 691-702.

Menéndez Pidal, I. y Sanz, E. (1997) Caracterización geológica y geotécnica de la traza de la conducción de abastecimiento a Puertollano: Puerto Lápice – Puertollano. Ciudad Real. Gabinete de Ingeniería. Confederación Hidrográfica del Guadiana. Inédito. 38 pp. y Anejos.

Mestre y Marzal, C. (1865) Monografía de las Aguas Acidulo-Alcalino-Ferruginosas de Puertollano. Ciudad Real.

Mondéjar, M. (1992) Breve historia de Puertollano (2ª edición). 153 págs.

MOPU (1982). Guía de establecimientos balnearios de España. 357 pp.

SGOP (MOPU) (1982). Estudio hidrogeológico entorno de la Fuente Agria. Puertollano (Ciudad Real). *Informe n° 13* (1 3.700/401.05/1924/0182).

SGOP (MOPU) (1983). Informe preliminar sobre el reconocimiento hidrogeológico efectuado en Argamasilla de Calatrava (Ciudad Real). (Informe 1366).

Rolandi, M., Pineda, A., Blasco, O., Maestro, MT y Peña, E.(2001). Funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca del río Jabalón entre Granatula y Moral de Calatrava (Ciudad Real). *VII Simposio de Hidrogeología*. pp 427-436.

Yélamos, J.G., Redondo, R., De Castro, F., Galván, A., Martínez-Rubio, J., Rebollo, L., Ruano, P., Senderos, A., y Villarroya, F.I. (1999). *Hidrogeoquímica y microbiología en Los Hervideros del Campo de Calatrava* (Ciudad Real). *Geogaceta*, 26, 115-118.

Gestión de acuíferos costeros con intrusión salina en pequeñas islas turísticas: caso de Cabo Verde

Mariona Miret¹, Jorge Molinero¹, Ester Vilanova¹ y Salvador Jordana¹

Palabras clave: intrusión salina, acuíferos costeros, desalinización, energía eólica

Resumen

La intrusión salina es un problema recurrente en pequeñas islas de clima árido y con altos picos de demanda de agua en época turística. La isla de San Vicente, Cabo Verde, presenta la problemática de la intrusión salina debido a una sobreexplotación de los acuíferos costeros y un clima árido con limitada e irregular pluviometría. El desarrollo turístico de la isla afronta la escasez de agua potable durante la temporada alta turística. El presente estudio muestra los principales factores influyentes en la gestión de los recursos hídricos en la isla y propone la tecnología de desalinización de agua de mar con energías renovables como una solución viable a los recursos hídricos de San Vicente.

Contexto geográfico y geológico

La isla de San Vicente se encuentra en el norte del archipiélago de Cabo Verde, entre las islas de Santo Antao y San Nicolau, entre los paralelos 16°55'19" y 16°46'21" al norte del Ecuador y entre los meridianos 24°51'58" y 25°05'40" oeste de Greenwich. La isla tiene una longitud máxima de 24 km en dirección este-oeste y una anchura máxima de 16 km de norte a sur, con una superficie total de 277 km². La capital, la ciudad de Mindelo, se encuentra en la parte norte y ocupa un área de 75 km².

¹ Amphos 21 Consulting S.L., Passeig Garcia i Fària 49-51, 08019 Barcelona, Spain, mariona.miret@amphos21.com

La isla de San Vicente aún y ser de origen volcánico, es relativamente plana, con dos áreas morfológicas diferentes (Figura 1). El centro y parte de la zona noreste es topográficamente más baja sin superar los 100-150 m de altitud, y está cubierto por arenas eólicas. En esta zona hay afloramientos de rocas intrusivas y volcánicas que están parcialmente cubiertas por depósitos sedimentarios recientes. La otra área diferencial se encuentra en la parte externa de la isla que rodea la parte central y está formado por una alineación de relieves de 500-700 m de altitud. Estas montañas son estratovolcanes formadas por antiguas rocas volcánicas con diques basálticos frecuentes y con presencia de rocas volcánicas intermedias ultra-alcalinas sin diques (Huertas *et al.*, 2006).



Figura 1. Isla de San Vicente (Delegação de Praia, Cabo Verde)

Gran parte de la isla está deforestada y sólo el 1,1% de la tierra es cultivable. Las zonas interiores forman cuencas de ríos secos que van de la zona interna al océano que rodea la isla.



Figura 2. Diques basálticos en Madeiral (izquierda) y depósitos recientes en la cuenca hidrográfica de Calhau.

Climatología y recursos hídricos

En Cabo Verde no existen cursos de agua superficiales permanentes, sólo arroyos efímeros durante la época de lluvias. Estos a menudo se convierten en corrientes torrenciales que duran unas pocas horas o días.

La precipitación anual es particularmente variable en San Vicente, siendo muy baja a lo largo de las zonas costeras y mayor en las zonas altas del interior. En el estudio se ha analizado la climatología de la isla con datos de más de 100 años de pluviometría (Albergel y Yanninck, 1991; Instituto Nacional de Meteorología e Geofísica de Cabo Verde, 2012). San Vicente está clasificado como clima árido, con períodos de 25 a 40 años de sequía seguidos de períodos de 5-10 años de lluvia limitada. El periodo de sequía tiene una precipitación media anual estimada de 55 mm/año y el periodo de "lluvias" tiene una precipitación media anual de 220 mm/año (Figura 3). La precipitación media se estima en 100 mm/año.

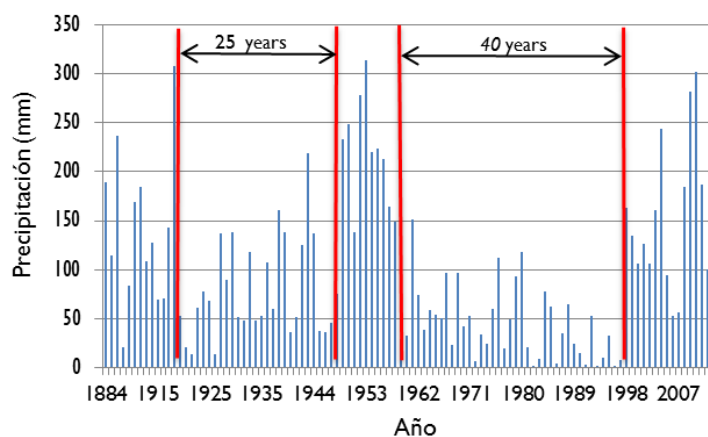


Figura 3. Precipitación anual en Mindelo desde 1884 hasta 2012. Registros obtenidos del Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Delegação da Praia.

En cualquier caso, la precipitación anual se concentra en 3 meses de agosto a octubre, sin precipitaciones durante el resto del año (Figura 4).

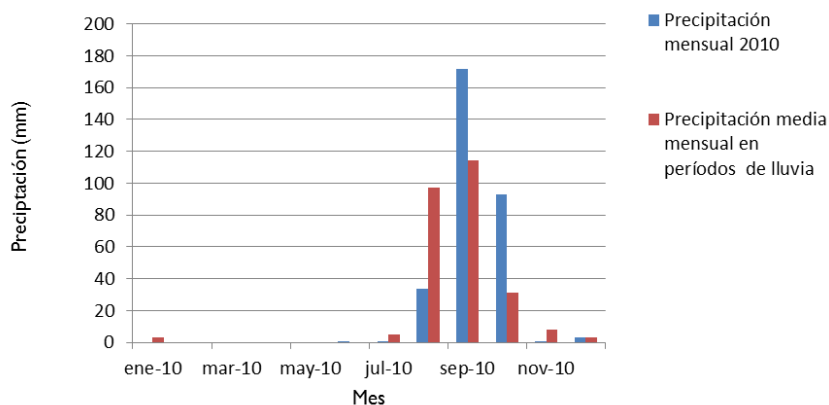


Figura 4. Precipitación mensual en Mindelo. Comparativa entre el año 2010 y el promedio mensual durante los períodos de lluvia (Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica de Cabo Verde).

El balance hídrico de la isla estima una recarga de los acuíferos a través de la infiltración de la precipitación del 7% y el 18% en la zona de Mindelo (norte) y en el área de Calhau (este), respectivamente (Albergel y Yanninck, 1991). El modelo hidrogeológico conceptual de la isla de San Vicente se basa en el modelo conceptual característico de las islas volcánicas, y presume la existencia de una lente de agua dulce subterránea por encima de una capa de agua salobre en el límite de agua dulce/salada como ocurre en pequeños acuíferos insulares del océano (USGS, 2011).

La distribución y características de las cuencas hidrográficas en San Vicente, refleja las principales características geológicas de la isla. El lecho de roca de la isla tiene un origen ígneo. Este material aflora en la parte exterior de la isla donde los materiales volcánicos provenientes de estratovolcanes viejos definen el relieve. La parte interior de la isla muestra algunos depósitos sedimentarios en la parte superior de las secuencias ígneas. Estos dos materiales definen al menos dos unidades hidrogeológicas, la formación volcánica y los depósitos aluviales.

La formación volcánica a nivel local está degradada y muestra fracturas de distribución irregular. Los minerales neoformados como la calcita y los minerales de arcilla pueden rellenar estas fracturas, limitando el flujo del agua subterránea. A la vez, algunos flujos de lava muestran erosiones menores, pero las fracturas abiertas permiten la infiltración rápida de agua. Como consecuencia, los flujos de agua subterránea en los materiales volcánicos pueden ser muy irregulares a lo largo de la isla. Además, los diques de los materiales volcánicos pueden actuar tanto como barreras de flujo horizontal como trayectorias de flujo preferenciales (Figura 5). En el primer caso, estos diques pueden causar acuíferos colgados, manantiales a gran altitud y/o compartimentación de las aguas subterráneas.



Figura 5. Vista de las formaciones ígneas y la presencia de diques verticales en la zona de Madeiral.

Los depósitos aluviales que rellenan las cuencas de drenaje (Ribeiras) tienen un grosor de menos de 15 m, en base en la profundidad observada de pozos (Figura 6). Se trata de depósitos aluviales de grano fino con material heterogéneo y conductividades hidráulicas notables. La mayoría de los pozos se encuentran ubicados en esta formación. La intrusión de agua marina es frecuente y contribuye a una extensa degradación de la calidad del agua subterránea.

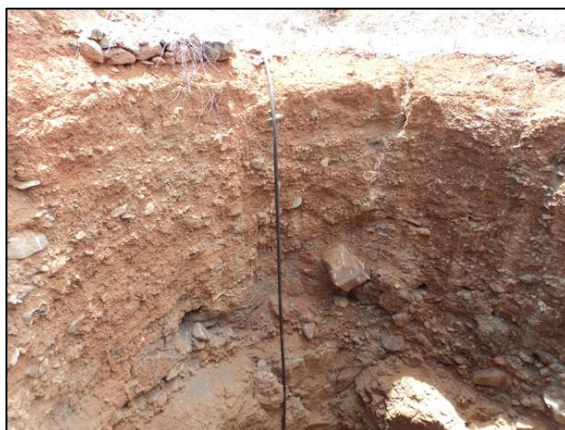


Figura 6. Materiales aluviales en la zona de Riberira Vinha

Teniendo en cuenta la tasa de infiltración, se ha estimado una recarga de agua subterránea entre 3.800 m³/d y 9.300 m³/d a través de una superficie de recarga de aproximadamente el 75% de la superficie total de la isla. Sin embargo, la accesibilidad a las aguas subterráneas está sujeta a la disponibilidad de los acuíferos fracturados y porosos. Un inventario de las fuentes de agua subterránea del INGRH realizado entre 2009 y 2010 identificó 475 puntos de agua en San Vicente (INGRH, 2010). Otro inventario de INGRH en 2008 estimó 335 fuentes de aguas subterráneas con una productividad de 1.241 m³/d (INGRH, 2010).

Tabla 1. Fuentes de agua subterránea en San Vicente (INGRH, 2010)

Inventario aguas subterráneas	Número puntos de agua
Manantiales	30
Pozos abiertos	429
Pozos profundos	16
Total	475

Existen también pequeños manantiales naturales a lo largo de la isla, pero de caudal pequeño y temporal. Sólo hay un manantial natural con descarga permanente en San Vicente llamado Fuente de Madeiral (Figura 7), relacionado hidrogeológicamente con la presencia de diques. Se estimó un caudal de 0,15 m³/h en abril de 2013. Sin embargo, estas fuentes probablemente registran importantes variaciones de descarga estacional a lo largo del año.



Figura 7. Fuente de Madeiral (abril, 2013)

Calidad de las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas en Cabo Verde están muy afectadas por la salinidad. Las condiciones naturales y, especialmente, la intrusión salina condicionan especialmente la calidad del agua subterránea en San Vicente (ONU-HABITAT, 2012).

Las aguas subterráneas primarias en San Vicente ya presentan una concentración significativa de salinidad. Esta salinidad es debido a las condiciones climáticas y los factores geológicos. Hay diferentes posibles fuentes de entrada de sales disueltas: entradas de aguas meteóricas húmedas y secas, lixiviación de los sólidos con disolución de minerales debido a la erosión de la superficie y de las reacciones con la matriz del acuífero y la disolución del CO_2 en la zona del subsuelo. La mezcla con agua de mar y la precipitación de sales son factores adicionales que tienen que tenerse en cuenta para inferir acerca de los procesos modificadores de la calidad del agua subterránea.

En abril de 2013, se registraron los parámetros básicos de 10 puntos de agua visitados (Tabla 2). Además, se tomaron muestras de agua de 2 puntos.

Tabla 2. Parámetros registrados en abril de 2013. (p: nivel piezométrico; CE: conductividad eléctrica; S: salinidad; T: temperatura)

Código	Altitud (m)	p (m)	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	S (ppm)	T ($^{\circ}\text{C}$)	pH
P2	36	28,4	3000	1600	27	6,8
P3	22	12,7	30200		25	6,7
P4	26	24,6	4710	2480		7
P5	198	0	1437		24	8,4
P6			1375		23	
P7	93	15	3350		24	
P8	16		68000	36000		
P9	42	24,5	3210		25	
P10	29	12,1	7400		24	
P11	64	3	3110		28	

En los puntos ubicados en la base de las montañas de San Vicente, la conductividad eléctrica en el agua es de alrededor de $1.500 \mu\text{S}/\text{cm}$, la Fuente de Madeiral (P5) ubicada a 200 metros sobre el nivel del mar, registra una conductividad eléctrica de $1.437 \mu\text{S}/\text{cm}$. En las zonas más bajas se considera agua salobre y se confirma que la salinidad de las aguas subterráneas aumenta al acercarse a la línea costera debido a la intrusión salina, tal y como se muestra la Figura 8.

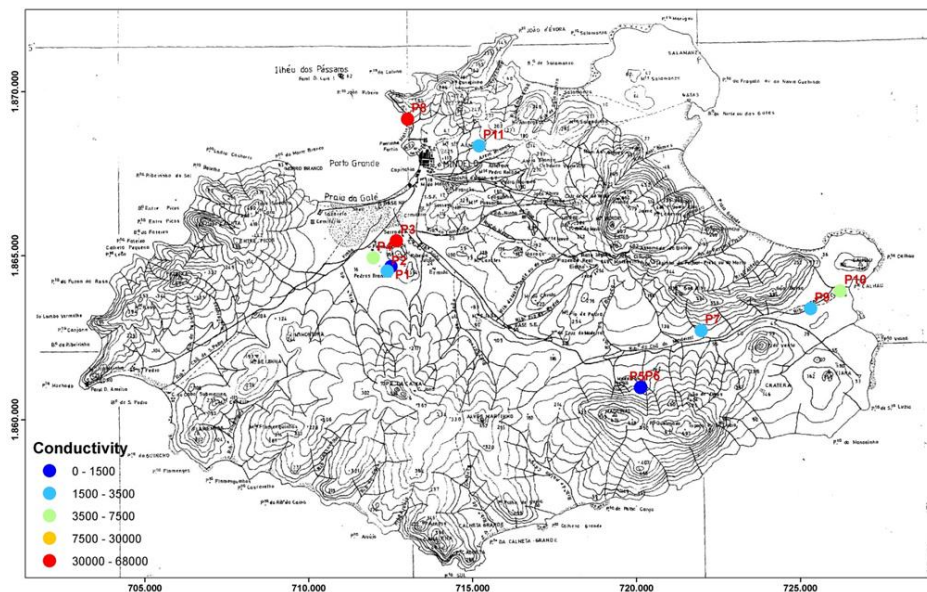


Figura 8. Mapa de la CE en San Vicente (abril de 2013)

En las décadas pasadas, durante los períodos de sequía, los pozos de la isla fueron sobreexplotados con el fin de obtener agua dulce para el consumo humano y el uso agrícola. La sobreexplotación de las aguas subterráneas causó una alta intrusión salina, que parece estar retrocedido ligeramente después del último período "de lluvia" y posiblemente ha mejorado después de la reciente implementación de las plantas de desalinización en San Vicente.

Tal y como se observa en el inventario de INGRH, la concentración de salinidad varía considerablemente entre cuencas con un valor medio de 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Tabla 3. Valores representativos de CE de las fuentes de agua subterránea en diferentes cuencas de San Vicente (INGRH, 2010)

<i>Código</i>	<i>Descripción</i>	<i>CE ($\mu\text{S/cm}$)</i>
PSV-378	Pozo en Ribeira da Vinha	6.043
PSV-384	Pozo en Ribeira da Vinha	2.000
PSV-009	Pozo en Ribeira de Calhau	8.000
PSV-111	Pozo en Ribeira de Calhau	1.500
PSV-112	Pozo en Ribeira de Calhau	2.500
PSV-118	Pozo en Ribeira de Calhau	3.500
PSV-402	Pozo en Mindelo; Fonte Inés	5.280
PSV-399	Pozo en Sao Pedro	1.800
PSV-398	Pozo en Sao Pedro	1.805
PSV-416	Pozo en Ribeira Boite	9.360
PSV-253	Pozo en Ribeira Lameirao	3.000
PSV-231	Pozo en Ribeira Lameirao	2.300

En la campaña de abril de 2013 se tomaron dos muestras de agua durante la visita de campo en San Vicente: una en la Fuente de Madeiral y otra en Ribeira de Calhau (P5 y P10 en la Figura 8) y se analizaron los principales iones y metales básicos.

La concentración de los compuestos analizados no superan los valores de referencia de calidad del agua (WHO, 2011), excepto en los valores recomendados de concentración de cloruro y sodio para la aceptabilidad del gusto, que es altamente superado en P10 debido a la salinidad de las aguas subterráneas.

Ambas muestras son consideradas del tipo cloruradas sódicas, aunque P5 (Fuente Madeiral) presenta un contenido porcentual más alto de HCO_3 .

Al mismo tiempo, los acuíferos de San Vicente son particularmente vulnerables en las zonas donde las actividades humanas se encuentran dentro de las zonas de recarga de los acuíferos (en particular en los suelos permeables o lecho de roca fracturada). Los contaminantes pueden incluir residuos sépticos o animales, nutrientes y pesticidas agrícolas y productos químicos industriales.

Las recientes mejoras en los drenajes de agua de lluvia han contribuido a mejorar la calidad de las aguas subterráneas como es el caso del acuífero urbano de Mindelo que es de origen aluvial.

Abastecimiento de agua

En la actualidad, debido a la alta salinidad y el caudal limitado de los pozos, las aguas subterráneas en San Vicente están siendo solamente utilizadas para fines agrícolas.

Desde 2003 la fuente principal de suministro de agua en la isla es el agua producida por la planta de desalinización ubicada en Mindelo y conectada a una red de suministro de agua a lo largo de la ciudad y sus alrededores (ONU-HABITAT, 2012). Esta plantas de desalinización tienen una producción nominal de 5.400 m³/d de agua dulce, pero en realidad están distribuyendo aproximadamente 3.600 m³/d (se estima un 33% de pérdidas comerciales y conexiones no reguladas), que cubre el 85% de los hogares de San Vicente (Martel y Peñate, 2011) a través de más de 120 km de tubería de la red. La producción promedio anual se estima en 1.300.000 m³ de agua dulce. La captación de agua de mar se realiza a través de dos pozos y por medio de una tubería directa del agua de mar. El agua en la admisión tiene una salinidad de 36.500 mg/L.

Las zonas donde no llega la red de abastecimiento de agua son suministradas por "chafarizes" (puntos de suministro de agua municipal que venden el agua a precios sociales) y por el transporte de agua privado (camión cisterna). Un inventario de INGRH en 2010 estimó 59 chafarizes en la isla de San Vicente (INGRH, 2010). Chafarizes y camiones cisterna de agua se abastecen desde la planta de desalación de Mindelo y el agua se utiliza tanto para el consumo humano como agrícola. Los pozos privados se utilizan principalmente para la agricultura.

Tabla 4. Abastecimiento de agua en la isla de San Vicente

<i>Porcentaje</i>	<i>Abastecimiento de agua</i>
85%	Red pública
8%	Camión cisterna
3%	Chafarizes
9%	Pozos privados

El precio actual del agua desalada de la red pública oscila entre 2,63 y 4,90 €/m³ (www.electra.cv) en función del consumo. Este elevado precio condiciona el consumo de agua por parte de la población y limita el desarrollo agrícola, ya que no hay otras opciones disponibles hoy en día.

Recursos y costes energéticos

Actualmente el sector energético en la isla de San Vicente es altamente dependiente de las importaciones de combustible y sus derivados. Sin embargo, teniendo en cuenta los recursos eólicos fiables, la energía eólica es una buena opción para complementar la generación de electricidad. La estrategia de futuro en el suministro de energía en San Vicente se basa en el desarrollo de fuentes de energía renovables como la energía eólica, como se explica en el proyecto ZEDER en Esquema Regional do Ordenamento do Território, Ilha de Sao Vicente (EROT, 2012).

Hoy en día el suministro principal de energía proviene de una planta de energía térmica (22,9 MW). Desde 2011, un parque eólico suministra alrededor del 30% de la energía que se consume en la isla de San Vicente y tiene una capacidad instalada de 6 MW. La energía solar se utiliza en menor porcentaje en la zona rural (EROT, 2012).

Tabla 5. Suministro energético en San Vicente (EROT, 2012)

<i>Tipo de Energía</i>	<i>Capacidad</i>	<i>Producción energética en 2012</i>
Planta térmica	22,9 MW	45.407,2 MWh
Campo eólico	6 MW	20.682,2 MWh
Solar	No estimado	

El consumo medio de energía de las plantas de desalinización en San Vicente es de alrededor de 3,5 kWh/m³. El precio medio de suministro de energía para uso industrial, como una planta de desalinización es de 39 CVE/kWh (0,35 €/kWh).

Por otra parte, las islas de Cabo Verde se encuentran en el cinturón de vientos alisios con un excepcional recurso de viento bueno y confiable. La velocidad del viento en San Vicente tiene una fuerza media de 5 en la escala de Beaufort (dirección noreste) a lo largo del año. El promedio de velocidad del viento, registrado en la estación meteorológica Sao Pedro entre 2012 y 2013, se resume en la tabla 6 y muestran una velocidad del viento media mínima de 7 m/s en agosto y un récord de máxima media de 13 m/s en enero. El promedio anual de velocidad del viento de San Vicente es adecuado para el aprovechamiento de la energía eólica para generar electricidad (los aerogeneradores sólo funcionan con corrientes horizontales con velocidad superior a 3 m/s y menor de 25 m/s).

Tabla 6. Velocidad mensual media del viento (m/s) en Sao Pedro, San Vicente (www.windfinder.com)

<i>Mes</i>	<i>Ene</i>	<i>Feb</i>	<i>Mar</i>	<i>Abr</i>	<i>May</i>	<i>Jun</i>	<i>Jul</i>	<i>Ago</i>	<i>Sep</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Dic</i>
Media	13	11	11	11	12	10	8	7	10	12	9	9

Demanda en agua

San Vicente es la segunda isla más poblada de Cabo Verde, con 76.107 habitantes (INE, 2010) con una tasa de crecimiento anual de 1,3%. La mayoría de

la población se considera urbana puesto que el 92,6% de la población de San Vicente vive en la ciudad de Mindelo.

La media de consumo de agua per cápita en Cabo Verde es baja, oscilando entre 30 a 40 L/p/d en la red de abastecimiento público de Mindelo a 10-20 L/p/d en áreas suministradas por chafarizes (MAAP, 2004; MAHOT, 2012).

Hay escasez de agua durante los picos de temporada alta turística, tanto en diciembre, como entre julio y septiembre. La escasez de agua puede durar 10 días y causar un gran problema a la población. La escasez de agua se debe al aumento de la demanda de los hoteles y el sector turístico y a la limitada capacidad de producción de la planta de desalinización en Mindelo y la imposibilidad de utilizar las aguas subterráneas salinizadas.

A la vez hay una demanda existente y futura de agua para uso agrícola, sobre todo durante los períodos de sequía. Hoy en día el agua para la agricultura es suministrada por pozos salobres existentes y por el agua reutilizada de la planta de depuración de Mindelo. Sin embargo la disponibilidad de agua subterránea es muy vulnerable y no es suficiente durante los períodos de sequía.

Vale la pena mencionar que el acceso al agua es geográficamente desequilibrado. En la zona de Calhau y Baia das Gatas el agua dulce sólo está disponible por el transporte de camión cisterna a un precio muy alto, a excepción del agua que se distribuye con el precio social de la Municipalidad.

Según lo establecido en EROT, el consumo diario de agua debe ser considerado igual a 110 L/p/d debido al perfil socio-económico (teniendo en cuenta que el precio del agua esté al alcance de la población). De acuerdo con esto, la demanda actual debería ser 8.400 m³/d, considerando un aumento de 10% debido a las pérdidas de la red y los picos de consumo turístico.

Teniendo en cuenta que la actual planta de desalación cubre 3.600 m³/d, se requiere de una cantidad adicional de 4.800 m³/d de agua para cubrir las necesidades de la población actual de San Vicente. Además, la demanda futura en el 2020 se estima en 12.000 m³/d. Teniendo en cuenta tanto la demanda presente y futura, se considera que se requiere un suministro adicional de 8.800 m³/d de agua dulce en San Vicente.

Por otra parte, las necesidades agrícolas también han de ser consideradas. La demanda de agua en la agricultura es difícil de estimar, pero seguramente podría llegar a los 500 m³/d.

Alternativas al déficit de agua: planta de desalinización mediante energías renovables

Como solución al actual déficit de agua dulce, se considera una nueva planta de desalinización de 1.500 m³/d.

El proceso de Osmosis Inversa (R.O.) de desalinización es el proceso preferencial por su eficacia y al requerir menor energía en comparación con otras tecnologías (Frenkel, 2007). Actualmente las membranas de las plantas R.O. comercialmente disponibles pueden retener sobre 98-99,5% de la sal disuelta en el agua de alimentación.

Hay que tener en cuenta los dos factores limitantes en el uso de las plantas de desalación en pequeñas islas turísticas: el abastecimiento energético y el pico de demanda. La aportación energética es el factor más limitante de las plantas de desalinización en islas, por su alto coste y por su disponibilidad.

En este caso, se estima un consumo de energía de 2,6 kWh/m³ teniendo en cuenta el uso de aguas subterráneas salobres como fuente de agua para la planta desalinizadora. Considerando una producción de 1.500 m³/d la planta tiene una demanda pico de potencia energética de 225 kW.

Después de elaborar un análisis coste-beneficio comparando diferentes fuentes energéticas, se demuestra que el uso de la energía eólica para una planta de desalación hace que el coste de producción de agua potable sea muy competitivo.

El coste final de 1 m³ de agua desalada se ha estimado considerando dos opciones de suministro de energía: red eléctrica común y la energía eólica como energía renovable. Se han calculado los costes de funcionamiento, amortización y costo financiero, considerando una producción de 1.500 m³/d.

Para las dos opciones se han calculado los costes de inversión de acuerdo a los precios de mercado de todos los equipos y los gastos involucrados en la instalación de una planta de desalinización, incluyendo el transporte y la adquisición o alquiler del terreno. Una fuente back-up de energía no ha sido incluida en ninguna de las dos opciones.

Los gastos financieros se han calculado teniendo en cuenta un interés del 4% y la depreciación se han calculado a 15 años.

Los costes de funcionamiento se han estimado tomando en cuenta el funcionamiento y coste de mantenimiento, que incluye el personal y la

reparación de equipos, y los costes de energía y consumibles se han estimado teniendo en cuenta la información de los fabricantes.

La opción de suministro eléctrico conectado a la red eléctrica supone que la planta R.O. en sí representa el 73% de la inversión. Los gastos de operaciones principalmente son el coste de la electricidad, lo que representa el 75% del total de gastos de funcionamiento. Como se muestra en la Tabla 12 el coste final de producción de agua desalada se estima en 1,5 €/m³.

La opción de suministro eléctrico mediante energía eólica supone una inversión mayor a la red eléctrica. La planta R.O. y el generador eólico representan igualmente la mayor parte de la inversión (40% y 30% respectivamente). Los costes de funcionamiento son bajos y son principalmente de personal, insumos y la reparación y mantenimiento de los equipos. En caso de la planta R.O. conectada a un generador eólico, el coste final de producción de agua desalada se estima en 0,72 €/m³.

La opción de la energía eólica tiene significativamente menor coste de producción de agua desalada en comparación con la opción de red eléctrica, que es el doble más cara. A pesar de que se requiere un coste de inversión superior, una planta de desalación R.O. suministrada energéticamente por una turbina eólica sería la mejor opción.

Tabla 7. Costes de producción de agua desalada considerando red eléctrica y el suministro de energía eólica

	<i>Opción A: Red eléctrica</i>	<i>Opción B: Eólica</i>
<i>Costes de inversión</i>	815.000 €	1.430.000,00 €
Costes de operación	1,34 €/m ³	0,45 €/m ³
Costes de depreciación	0,10 €/m ³	0,17 €/m ³
Costes financieros	0,06 €/m ³	0,10 €/m ³
Costes totales de producción	1,50 €/m ³	0,72 €/m ³

Se constata también que el pico de demanda durante la época turística sobredimensiona la producción de las plantas de desalación. Se propone la técnica de "Aquifer Storage and Recovery (ASR)" como solución de

almacenamiento del excedente de agua potable desalada durante la época no turística que a la vez contribuiría a la disminución de la intrusión salina.

La técnica de ASR se utiliza para la recarga artificial de agua subterránea cuando el agua excedente es disponible y para recuperar el agua del acuífero cuando se necesita. Los pozos ASR normalmente se utilizan para el almacenamiento estacional de agua potable en zonas con demanda de agua con picos de temporada, y donde el almacenamiento superficial del agua no es posible o es demasiado caro. El superávit se almacena durante la temporada de baja demanda y se explota cuando ésta aumenta, pudiéndose mantener una producción constante de la planta de desalinización.

La demanda de agua en San Vicente tiene picos estacionales debido a la demanda turística durante las estaciones secas. La producción de agua puede ser dimensionada para cubrir estos picos estacionales, un exceso de agua dulce podría producirse durante la temporada de baja demanda y almacenarse en el acuífero para una posterior explotación. El almacenamiento de agua en los embalses o lagunas en climas áridos como en San Vicente tienen altos costos de inversión y hay muchas pérdidas debidas a las altas tasas de evaporación. Almacenar excedentes de agua dulce de la planta desalada utilizando la técnica ASR podría ser una alternativa más eficiente y económica.

En principio, la presencia de acuíferos locales granulares relativamente productivos en los principales valles de la isla de San Vicente ha sido verificada. Esto significa que la implementación de ASR como opción de gestión del agua es, en teoría, posible. Sin embargo, para analizar la factibilidad de implementar ARS desde una planta de desalinización debe llevarse a cabo un estudio hidrogeológico detallado, incluyendo pruebas de inyección. También sería recomendable tener en cuenta la calidad del agua subterránea existente en el acuífero, especialmente el nivel de salinidad y el control y uso del acuífero de recarga por los pozos privados colindantes.

Cabe mencionar que algunas acciones se realizaron en los años 80 para mejorar la recarga de aguas subterráneas en San Vicente. Varias presas del río se construyeron en las escorrentías con el fin de aumentar la infiltración de agua de lluvia durante los episodios de lluvia cortos pero intensos. Hoy en día la mayoría de estos diques están completamente obstruidos. La rehabilitación de estos diques y la construcción de otros nuevos, podría aumentar la recarga natural del acuífero.

Conclusiones

La gestión actual del agua en San Vicente presenta varias dificultades. Los únicos recursos hídricos de agua dulce son las aguas subterráneas que a la vez están restringidas por su limitada recarga y están altamente salinizadas. Actualmente una planta de desalación abastece la mayor parte de agua por consumo humano de toda la isla, pero su capacidad no es suficiente en frente a la demanda turística y su elevado precio condiciona el consumo doméstico y agrícola.

Las poblaciones más alejadas de la capital, dónde no alcanza la red pública de agua, son las más afectadas al tener el acceso al agua dulce muy limitado debido al elevado coste del agua comercializada por los camiones cisterna. A la vez, hay déficit de agua en las áreas de agricultura, donde los agricultores también tienen que pagar precios muy altos durante los períodos de sequía que se estima de una duración de 30 a 40 años.

Un análisis de coste-beneficio demuestra que el coste de producción de agua desalada de una planta de desalinización con energía eólica es muy competitivo y podría cubrir las necesidades de agua de las zonas más desventajadas.

La desalinización de agua salobre mediante energías renovables y un posible ASR contribuyen de forma sostenible el desarrollo económico de pequeñas islas como San Vicente.

Bibliografía

Albergel, J. y Yanninck, P. (1991). *Etude des ressources en eau des iles du Cap-Vert*. Projet CVI/07/001/90, PNUD.

EROT (2012). Esquema Regional de Ordenamento do Território da Ilha de São Vicente. *Volume IV Relatório de Ordenamento*.

Frenkel, V. (2007). *Desalination Methods, Technology and Economics*. [http://www.idswater.com/Common/Paper/Paper_90/Desalination%20Methods,%20Technology,%20and%20Economics1.htm]

Huertas, M.J., Hernan, F., Ancochea, E. y Brändle, J.L. (2006). *The Old Edifice of San Vicente Island (Cape Verde): features of the western sector*. Geogaceta, 40, p95-p98.

INE (Instituto Nacional d'Estatística) (2010). *Censo 2010*. Cabo Verde.

INGRH (Instituto Nacional de Gestão de Recursos Hídricos) (2010). *Inventário de recursos hídricos 2008-2010*. Cabo Verde.

Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (2012). *Registos meteorológicos*. Delegação da Praia, Cabo Verde.

MAAP (Ministério do Ambiente, Agricultura e Pescas) (2004). *PANA II (Plano de Acção Nacional para o Ambiente II)*. Cabo Verde.

MAHOT (Ministério do Ambiente, habitação e Ordenamento do Território) (2012). *PANA II (Plano de Acção Nacional para o Ambiente II). Revisão e Atualização*. Cabo Verde.

Martel, G. y Peñate, B. (2011). *Apoyo a la planificación de los sectores de la energía y el agua para el desarrollo sostenible de Cabo Verde*. PROYECTO PECAVE – AGUA.

ONU-HABITAT (2012). *Perfil Urbano do Mindelo, São Vicente, República de Cabo Verde*. ERAPA.

USGS (2011). *Cape Verde – Groundwater Resource Assessment project*. [\[http://ut.water.usgs.gov/projects/capeverde/\]](http://ut.water.usgs.gov/projects/capeverde/)

WHO (World Health Organization) (2011). *Guidelines for Drinking-water Quality 4th Edition*.

Simulación numérica de flujo y transporte de la laguna de Fuente de Piedra en condiciones extremas de densidad variable

F. Javier Montalván^{1, 2, 3} Javier Heredia¹, F. Javier Elorza², Juan Hidalgo⁴ y Jesús Carrera⁴

Palabras clave: humedal, Ramsar, salmuera, karst hipersalino

Resumen

La laguna de Fuente de Piedra es un humedal con un alto valor ecológico, fue declarada Reserva Natural y ha sido uno de los tres primeros humedales de España en incorporarse al convenio de Ramsar. La laguna (13 km²) se encuentra en una cuenca endorreica (150 km²), donde afloran las calcarenitas del Mioceno, que albergan un acuífero de agua dulce, y el Complejo Caótico Sub-Bético (CCS), que además define el muro del acuífero Mioceno. El CCS del Mioceno inferior-medio es un olistostroma formado por una matriz margo-yesífera de edad triásica y bloques calizos, dolomíticos y margosos de edad Jurásica a Oligocena. Entre el modelo genético de la laguna, el conceptual de su sistema hidrogeológico y el genético-evolutivo de la salmuera existe una relación muy estrecha. La laguna se originó por karstificación y colapso del material yesífero-salino del CCS. En el sistema hidrogeológico de la laguna se presentan grandes contrastes de densidad: el agua dulce superficial, la salobre y las salmueras someras y profundas. Tradicionalmente, a las salmueras de este sistema se les atribuyó un origen exclusivamente evaporativo y se las ubicó únicamente en la

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid-España, Ríos Rosas, 23, Madrid, España, fmontalv@espol.edu.ec

² ETS de Ingenieros de Minas, UPM, Ríos Rosas, 21, Madrid, España, franciscojavier.elorza@upm.es

³ Centro de Investigación y Proyectos Aplicados a las Ciencias de la Tierra (CIPAT) – Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL). Guayaquil-Ecuador. fmontalv@espol.edu.ec

⁴ Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA)-UPC

zona de descarga, asociándose a un modelo clásico de cuenca endorreica en clima semiárido. En esta comunicación se propone un nuevo modelo de la laguna apoyado en una modelación axisimétrica del sistema hidrogeológico local de la laguna en régimen cuasi-estacionario de flujo y transporte con densidad variable. Los resultados de la simulación reforzaron las conclusiones de los trabajos realizados previamente que indicaban que el origen de las salmueras no era el resultado exclusivo de la evaporación en la laguna y sugerían la aportación de un sistema profundo kárstico hipersalino desarrollado en el CCS, vinculado con la génesis y evolución de las salmueras de la cuenca. No obstante, los resultados de las simulaciones aquí presentadas modifican parcialmente el patrón de flujo del sistema que sugerían estas conceptualizaciones previas, desestimando las posibles recargas del sistema kárstico desde el acuífero mioceno.

Introducción

La laguna de Fuente de Piedra se encuentra en una cuenca endorreica al norte de la provincia de Málaga en el sur de España (Figura 1), es un humedal de alto valor ecológico, declarado Reserva Natural e incluido en el convenio de Ramsar desde 1983. La cuenca se localiza entre las cuencas de los ríos Guadalquivir –vertiente atlántica- y Guadalhorce –vertiente mediterránea-. Las divisorias de agua de la cuenca están definidas por las sierras de Humilladero y Mollina, respecto a las cuencas de los ríos Guadalhorce y Guadalquivir en ese orden. En la cuenca afloran materiales del Mioceno superior constituidos por calcarenitas, arenas y margas con intercalaciones conglomeráticas y materiales del Cuaternario (depósitos aluviales, lagunares, travertinos y costras) donde se emplaza el principal acuífero del sistema, teniendo como sustrato al Complejo Caótico Subbético (CSC). Este complejo es un olistostroma formado por una matriz de margas, yesos, arcillas y sales del Triásico, además de bloques calizos dolomíticos y margosos del Jurásico.

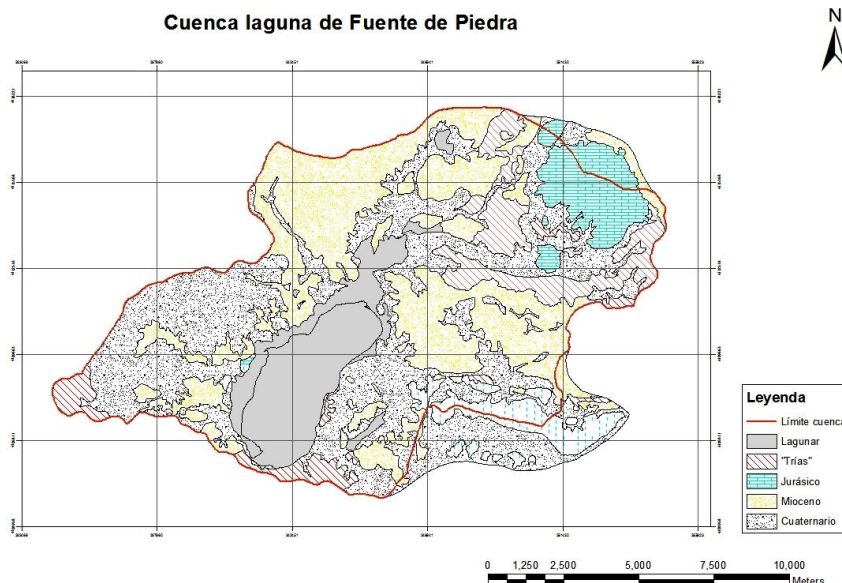


Figura 1. Mapa Geológico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra

La laguna se originó por karstificación y colapso del material yesífero-salino del CCS (Durán *et al*, 2002). La alta variabilidad de la densidad del flujo que circula por la cuenca y su salinidad extrema dan como resultado que el sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra presente una gran complejidad. Se han propuesto distintos modelos conceptuales sobre este sistema, en este trabajo se considera que en las acumulaciones masivas de yesos y materiales evaporíticos de los niveles profundos del CSC se han desarrollado por disolución conductos en los que circulan flujos hipersalinos. Estos flujos son de carácter regional. Todo este proceso de hiperkarstificación de los yesos subyacentes habría originado la subsidencia-endorreísmo de las lagunas (Calaforra, 1998; Calaforra *et al.*, 2002).

En la nueva conceptualización, que se modela en condiciones de densidad variable, el sistema kárstico hipersalino del CCS se recarga sólo en los bloques calizos de edad jurásica, actuando la matriz margo-yesífera como el sustrato impermeable del acuífero mioceno. La descarga local del sistema hipersalino kárstico regional se produciría, junto a la del acuífero mioceno, en la laguna.

La circulación del flujo subterráneo en un medio poroso la describe la ley de Darcy, si se consideran condiciones de densidad variable esta se expresa como:

$$\mathbf{v} = -\frac{k}{\mu} \cdot (\nabla p - \rho \mathbf{g}) \quad (1)$$

donde: $\mathbf{v}$ es la velocidad de Darcy, de componentes V_x , V_y y V_z (LT^{-1}); k es el tensor de la permeabilidad intrínseca del medio poroso (L^2); μ es la viscosidad dinámica del fluido ($\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$); ∇p es el gradiente de presiones de componentes $\partial p/\partial x$, $\partial p/\partial y$ y $\partial p/\partial z$ ($\text{ML}^{-2}\text{T}^{-2}$); ρ es la densidad del fluido (ML^{-3}) y $\mathbf{g}$ es la aceleración de la gravedad (LT^{-2}).

Un modelo numérico resuelve de manera discreta en el tiempo y en el espacio las ecuaciones de flujo (2) y transporte (3), que son expresiones diferenciales, reemplazando estas expresiones diferenciales por ecuaciones algebraicas. Algunos códigos numéricos consideran de forma explícita la variación de la densidad, que varía linealmente en función de las concentraciones isotermas.

$$\nabla \left(k \frac{\rho g}{\mu} \nabla h \right) + \rho^* Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

donde: Q es el caudal de recarga (L^3T^{-1}); ρ^* es la densidad del fluido inyectado; h es el potencial piezométrico y S_s es el almacenamiento específico.

$$-\theta \rho \mathbf{v} \cdot \nabla C + \nabla [\theta \rho (D_m \mathbf{I} + \mathbf{D}) \cdot \nabla C] + Q_p (C^* - C) = \theta \rho \frac{\partial C}{\partial t} \quad (3)$$

donde: C es la concentración de soluto como fracción másica (masa del soluto/masa del fluido) (Ms/M); θ es la porosidad; $\mathbf{v}$ es la velocidad de Darcy; D_m es el coeficiente de difusión molecular del soluto en el flujo, incluye el efecto de tortuosidad a través del medio poroso (L^2T^{-1}); $\mathbf{I}$ es la matriz identidad (-); $\mathbf{D}$ es el tensor de dispersión hidrodinámica (L^2T^{-1}); Q_p es el caudal de recarga del acuífero dado en términos másicos ($\text{ML}^{-3}\text{T}^{-1}$); C^* es la concentración de soluto, dada como fracción másica del fluido, del caudal de recarga (Ms/M).

El objetivo principal de este trabajo fue modelar el sistema hidrogeológico de la laguna en régimen transitorio no antropizado, sometido a perturbaciones constantes y bajo condiciones de densidad variable. El resultado de la modelación ha contribuido a caracterizar el sistema, que presenta una variabilidad extrema de su densidad, al calibrar sus parámetros, establecer su patrón de flujo y calcular un balance hídrico en régimen natural. Otro objetivo

del trabajo fue que esta modelación en régimen cuasi-estacionario posibilitase establecer las condiciones iniciales para un futuro modelo del sistema en régimen transitorio.

Metodología

La simulación se la realizó en dos etapas: i) densidad constante, ii) densidad variable con perturbaciones constantes en el tiempo. Para el modelo numérico en densidad constante se utilizó el programa TRANSIN 4.0 en su implementación de interfaz gráfica Visual TRANSIN. El modelo de densidad variable se desarrolló con el programa TRANSDENS (Hidalgo *et al.*, 2004). Estos programas fueron desarrollados en el marco del Grupo de Hidrogeología de la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC).

Visual TRANSIN y TRANSDENS resuelven la ecuación de flujo en medio saturado y no saturado para régimen estacionario y transitorio, las condiciones de contorno están definidas por caudal prescrito, nivel prescrito y de goteo, estas condiciones pueden variar en el espacio y en el tiempo. En cuanto al transporte, tanto Visual TRANSIN como TRANSDENS incluyen los procesos de dispersión-difusión y advectivo. Las condiciones de contorno varían en el espacio y en el tiempo y se definen como masa prescrita, concentración prescrita y flujo másico. Tanto en el flujo como en el transporte las condiciones iniciales pueden ser arbitrarias o las del régimen permanente. La resolución de la ecuación de transporte requiere conocer las velocidades en el sistema y los caudales en los contornos, que se obtienen por la resolución previa de la ecuación de flujo o a través de la entrada de datos. Las ecuaciones de flujo y transporte pueden tratarse de forma desacoplada (densidad constante) o de forma acoplada (densidad variable). Las ecuaciones de flujo y transporte se resuelven por el método de los elementos finitos en el espacio y diferencias finitas ponderadas en el tiempo.

En el modelo realizado se simula la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra - 150 km²- por medio de modelo axisimétrico definido a partir de una sección vertical de la zona de estudio.

El modelo de densidad constante fue realizado utilizando inicialmente los parámetros de un modelo previo de flujo con densidad equivalente realizado por Montalván *et al.*, (2011), con el objetivo de establecer la condición inicial de

flujo para el modelo con perturbaciones constantes en condiciones de densidad variable.

La discretización espacial del modelo en densidad variable consta de 16298 nodos con 30861 elementos. En el modelo cuasi-estacionario las perturbaciones permanecen constantes durante 41 años, período suficiente para que el modelo se estabilizase pues se trabajó con almacenamiento específicos 2 órdenes de magnitud menores respecto a los reales. Ello acelera las reacciones del sistema en un orden similar, por lo que el dominio temporal equivaldría aproximadamente a 4.100 años. El dominio temporal se dividió en 1.500 intervalos de tiempo de 10 días,

En el modelo cuasi-estacionario las condiciones de contorno en el problema de flujo fueron (Figura 2): 1) la carga piezométrica de los niveles del sistema kárstico profundo en la entrada al sistema (extremo norte) y en la salida (extremo sur), se representa con un prefijado H_f , 2) la recarga media histórica de las cuencas media y alta se representa con un flujo prescrito, 3) condición de nivel prefijado en la laguna con la cota de su lecho y 4) el drenaje a los cauces de la red hídrica en la cuenca baja que se representa con una condición de Cauchy. Las condiciones de contorno para el transporte fueron: 1) flujo másico en el sistema kárstico que representa la entrada de soluto y 2) concentración prescrita en el lecho de la laguna que se corresponde con la concentración que alcanza la salmuera. Para el problema de flujo el parámetro calibrado fue la conductividad hidráulica (k_x , k_y , k_z). El coeficiente de almacenamiento específico (S_s) fue uniforme en todo el dominio (10^{-5} m/d), el valor adoptado es 2 órdenes de magnitud menor al real, con el fin de reducir la inercia del sistema y alcanzar más rápidamente su estabilidad. En cuanto al transporte, la dispersión hidrodinámica fue calibrada, mientras que la porosidad se mantuvo constante (0,2 %), la información previa de los mismos se obtuvo mediante ensayos de campo (Heredia *et al.*, 2009, IGME 1998) e investigación bibliográfica (Freeze & Cherry, 1979, Custodio Llamas, 1982; De Marsily, 1981). Las concentraciones en la simulación se expresan en fracción másica. La recarga superficial utilizada en este modelo fue el 17% de la precipitación promedio anual del periodo 1995/96-2007/08 que es de 433 mm/año (IGME 1998).

La zonificación de los parámetros de conductividad hidráulica, almacenamiento específico y porosidad, se estructuró en 6 zonas (Figura 2): zona 1 (mioceno), zona 2 (margas y yesos), zona 3 (karst), zona 4 (margas y yesos debajo de la laguna), zona 5 (mioceno debajo de la laguna) y zona 6 (sedimentos lagunares). En el presente modelo numérico los bloques calizos

jurásicos se representan mediante las condiciones de contorno pertinentes en el borde norte. Esta estrategia, además de ofrecer mayor estabilidad numérica al modelo, se ajusta más a la sección ideal representada.

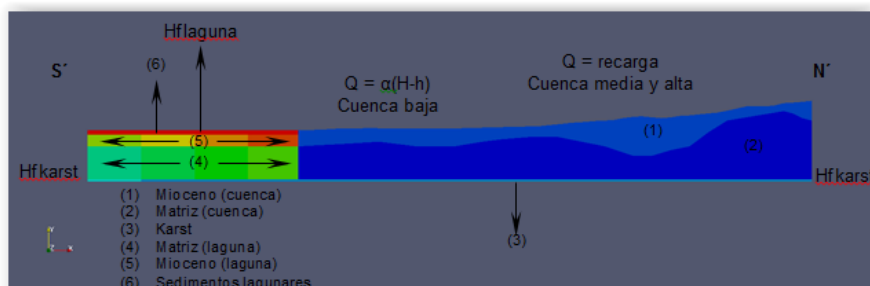


Figura 2. Zonificación de los parámetros del modelo numérico y condiciones de contorno de flujo del modelo cuasi-estacionario

Resultados

Modelo transitorio con perturbaciones constantes

La calibración de los parámetros -conductividad hidráulica y dispersión hidrodinámica- se realizó manualmente. Los parámetros calibrados (Tabla 1), indican que la matriz margo-arcillosa-yesífera del CCS (zona 2) presenta muy baja permeabilidad.

El acuífero mioceno descarga en la cuenca baja por los cauces de la red hídrica representada por la condición mixta de Cauchy y en la laguna, representados por las condiciones de contorno de flujo de Cauchy y de nivel prefijado, respectivamente.

Tabla 1. Parámetros calibrados de conductividad hidráulica (flujo) y dispersión hidrodinámica (transporte)

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

La matriz del CCS en todo su dominio, tanto en la zona de la laguna como en el interior de la cuenca, presenta un sentido regional de flujo ascendente, esto se debe al gradiente producido por las presiones en el sistema kárstico (Figura 3).

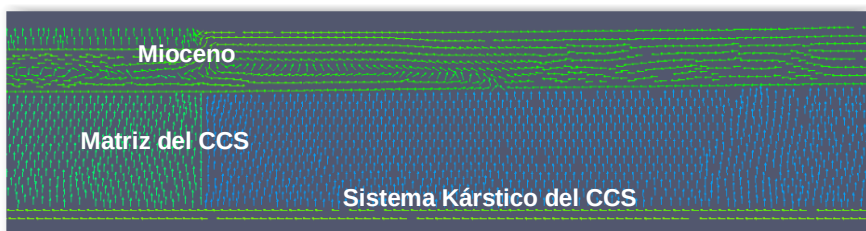


Figura 3. Vectores de flujo en la matriz y sistema kárstico del CCS y Mioceno

En la zonificación resultante del modelo, bajo la laguna se define una zona que podría interpretarse como mioceno. Ello sería coherente tanto con los testigos de sondeos en la orilla norte de la laguna (Almecia, 1992) como con la interpretación de estudios geofísicos (Heredia *et al.*, 2009). Igualmente en la zonificación del modelo bajo la laguna, el sustrato del Mioceno lo conformaría la matriz margo-arcillosa-yesífera del CCS. El proceso de concentración evaporativa que se produce en el lecho de la laguna y la baja permeabilidad de la matriz del CCS, propicia el desarrollo de celdas de circulación convectiva en

los niveles cuaternarios y miocenos una (Figura 4), apareciendo fenómenos de digitalizaciones análogas a las del problema de Elder (Elder, 1967).

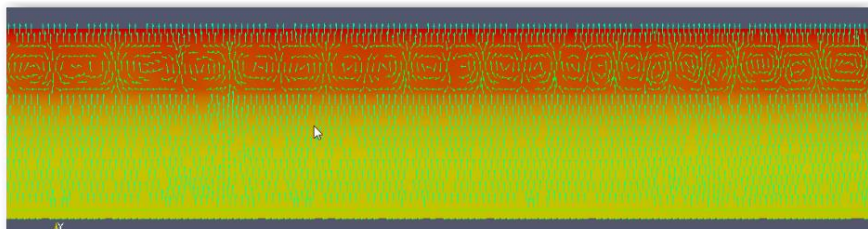


Figura 4. Circulación convectiva en el Mioceno debajo de la laguna

La cuña de intrusión salina desde la laguna alcanza un pie de aproximadamente 100 m hacia el interior del acuífero Mioceno, con un espesor estimado de la zona de mezcla de 60 m y con concentraciones entre 2.000 y 80.000 mg/l TDS aproximadamente. La zona de transición hacia el interior de la cuenca se desarrolla entre el acuífero Mioceno y la matriz, con concentraciones entre 1.800 y 140.000 mg/l TDS y un espesor de 100 m aproximadamente (Figura 5).

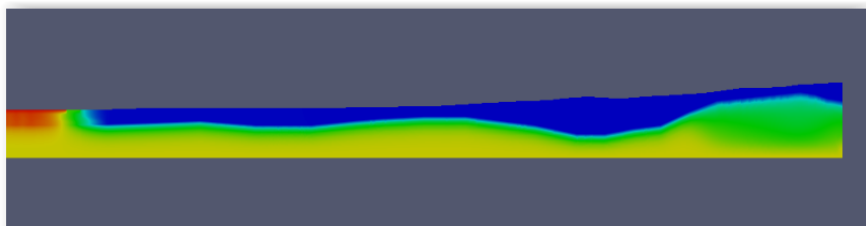


Figura 5. Zona de transición entre agua dulce (Mioceno) y salmuera (matriz)

La calibración de los parámetros del modelo indica que la matriz del CCS debajo de la laguna es más permeable que en el resto de la cuenca. Ello podría deberse a que implícitamente se está representando, caminos de flujo preferente desarrollados a través de los niveles yesíferos salinos del CCS, que permitiría la descarga del sistema kárstico Hipersalino desarrollado en el CCS (Figura 3). Los sedimentos lagunares presentan una permeabilidad baja. El sistema kárstico hipersalino profundo según los resultados de la calibración del modelo numérico presenta una alta permeabilidad; sin embargo, se debe mencionar que no se tiene una caracterización hidrodinámica de esta litología

que sería el resultado de la disolución de cloruros, particularmente en este caso de halita (Heredia *et al.*, 2009, Montalván *et al.*, 2012).

El resultado del balance de masas de este modelo indica que las entradas se dan desde el sistema kárstico profundo en la entrada de la cuenca (Figura 2), cuya vinculación se representa mediante una condición de contorno de nivel prefijado ($17,8 \text{ hm}^3/\text{a}$) y la recarga por infiltración de la precipitación ($6,63 \text{ hm}^3/\text{a}$). Las salidas (Figura 1) se producen por descarga a la red hídrica ($1,55 \text{ hm}^3/\text{a}$), por el nivel prefijado en la laguna ($9,48 \text{ hm}^3/\text{a}$) y por la descarga del sistema kárstico en la salida de la cuenca ($13,4 \text{ hm}^3/\text{a}$).

Conclusiones

Las condiciones de contorno y zonificaciones de parámetros impuestas al modelo numérico, representan un nuevo modelo conceptual (Figura 6), del cual se concluye preliminarmente:

- La matriz en margo-arcillosa-yesífera presenta un sistema de flujo de gradiente ascendente desde el sistema kárstico del CCS lo cual da como resultado que las aguas emplazadas en esta en el interior de la cuenca sean producto de una mezcla de las del acuífero Mioceno y del karst.

- La salmuera somera debajo de la orilla de la laguna es el resultado de mezcla de aguas del acuífero Mioceno que descarga a la laguna, agua evaporada de la laguna y del sistema kárstico.

- La descarga local del sistema kárstico profundo sería en la laguna. Otra descarga, esta de carácter regional del sistema kárstico sería en el extremo sur hacía una cuenca vecina.

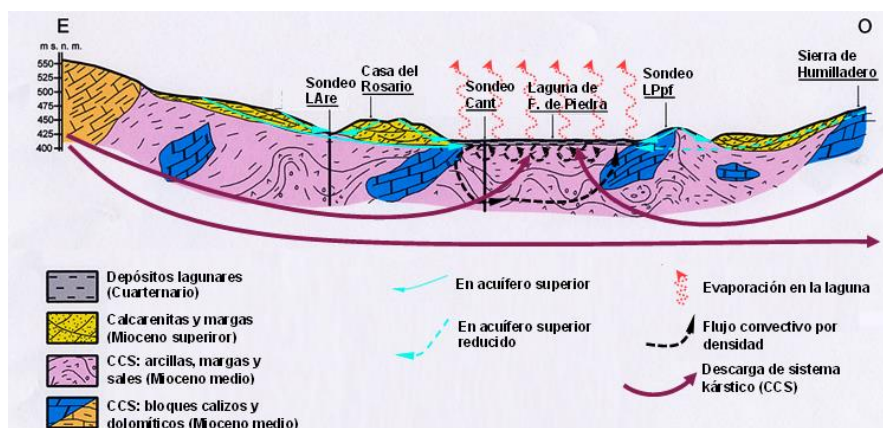


Fig. 6: Modelo conceptual hidrogeológico de la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra

Agradecimientos

Al Director y personal de la Reserva Natural de la laguna de Fuente de Piedra, al personal de los laboratorios de Técnicas Isotópicas de CEDEX, y a la Dra. María Pool de la UPC por su ayuda en el desarrollo de este trabajo.

Bibliografía

- Almécija Ruiz, C. 1997. Estudio hidrogeológico e hidroquímico de los sistemas lagunares del norte de la provincia de Málaga. *Tesis doctoral*. Universidad de Granada, 518 pp.
- Calaforra, J.M., Pulido-Bosch, A. y López-Chicano, M., (2002). Gypsum karst in the Betic Cordillera (South Spain). *Carbonates and Evaporites*, 17 (2):134-141 p.
- Calaforra, J.M., (1998). Kartsología de yesos-Gypsum Karstology. *Monografías Ciencia y Tecnología*, vol 3. Eds. Universidad de Almería-Instituto de Estudios Almerienses, 384 p.
- Custodio, E, Llamas, M. (1982) Hidrología subterránea. Editorial Omega. Barcelona, España.

De Marsily, G. (1981). *Hydrogeology Quantitative*. Academic Press. Oxford, U.K.

Elder JW. Steady free convection in a porous medium heated from below. *J Fluid Mech* 1967; 27:29–50.

Freeze, R; Cherry. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall Edit. N.J., U.S.A.

Heredia J., G. de Domingo A., Ruiz J. M., Araguás L. 2010. Fuente de Piedra lagoon (Spain): a deep karstic flow discharge point of a regional hydrogeological system. *4th ISKA. Advances in Research in Karst Media*. (Eds. Andreo, Durán, Carrasco, La Moreaux). Ed. Springer. Leipzig, Germany. 2010.

Heredia, J., García de Domingo, A., Ruíz, J. M. Ibarra, P. Y Rubio, F. (2009-a). Caracterización hidrogeológica y modelación numérica de un sistema de flujo con densidad variable: Sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra-Málaga. IGME. 169 pp

Heredia, J., Ruíz, J. M. y García de Domingo, A. (2009). Caracterización de un sistema hidrogeológico complejo con variabilidad extrema de la densidad: Laguna de Fuente de Piedra (Málaga). Vinculación con un sistema kárstico regional hipersalino. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 120, Nº 3. 423-441 pp. ISSN: 0366-0176

Heredia, J., Araguás, L., Ruiz, J.M., 2004. Use of environmental tracers to characterize a complex hydrogeological system under variable density conditions: case of the subsurface brine of Fuente de Piedra (SW Spain). *18th SWIM*, Spain. (Eds.: Custodio, Manzano and Araguás). Ed. IGME, Madrid, Spain.

Hidalgo, J., Slooteen, L., Medina, A. and Carrera, J. 2004. A Newton Raphson based code for seawater intrusion modelling and parameter estimation. Groundwater and saline intrusion. *Selected papers*. Araguás, Custodio and Manzano Eds.. 18th Salt Water Intrusion Meeting. Cartagena, Spain.

IGME, (1998). Hidrogeología de la reserva natural de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). IGME. 80 p. ISBN: 84-7840-334-5.

Kelly, M. and Bair, S., (1988). Difference in hydrodinamic interpretations based on equivalent freshwater heads versus variable-density heads. *Geological Society of America*, 1988 annual meeting. Abstracts with Programs, 20 (2), 103 p.

Linares, L., (1990). Hidrogeología de la Laguna de Fuente de Piedra (Málaga). *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 343 p.

Montalván, F.J., Heredia, J., Elorza, F.J. (2012). Hydrochemical and isotopic characterization and the use of natural tracers for the flowing pattern conceptualization in a hypersaline hydrogeological system: Fuente de Piedra

(Spain). *6th WWF-CHF: Ressources et gestion des aquifères littoraux*, Cassis-Francia, p. 159.

Fco. Javier Montalván, Javier Heredia y Fco. Javier Elorza. (2011). Simulación numérica de flujo de densidad equivalente del sistema hidrogeológico hipersalino de la laguna de Fuente de Piedra (España). *Congreso sobre "Las aguas subterráneas: desafíos de la gestión para el siglo XXI"*, Zaragoza, España, 246 p.

Ruiz, J.M., Heredia, J., G. de Domingo, A. (2007). Characterization of subsurface brines in Fuente de Piedra lake hydrogeological system (Málaga, Spain) using hydrogeochemical and geophysical techniques. *XXXV IAH Congress*. Lisboa, Portugal.

Influencia de la fracturación hidráulica en la calidad de las aguas subterráneas

Luis Montenegro Pérez¹, Javier Samper Calvete¹, Acacia Naves García-Rendueles¹, Bruno Pisani Veiga¹, Alba Mon López¹

Palabras clave: fracturación hidráulica, aditivos, fluido de retorno

Resumen

La extracción de gas no convencional mediante fracturación hidráulica (*fracking*) multi-etapa en pozos horizontales que parten de un pozo vertical profundo puede afectar la calidad de las aguas subterráneas de los acuíferos atravesados por dichos pozos debido a la contaminación con los compuestos químicos presentes en los fluidos inyectados (*inflow water*) para fracturar la roca o con los compuestos del agua resultante de la interacción del fluido de inyección con la roca fracturada. El volumen total del fluido que retorna a la superficie oscila entre un 9 y un 35% del volumen del fluido inyectado en la formación. El volumen restante permanece en el subsuelo y puede constituir una potencial fuente de contaminación de los acuíferos vecinos.

El estudio de los posibles efectos de la fracturación hidráulica en las aguas subterráneas requiere conocer la composición del fluido inyectado, la composición de los fluidos resultantes de la interacción del agua de inyección con la roca (*flowback water*) y los parámetros de transporte y retención de los compuestos potencialmente contaminantes. Los fluidos resultantes (*flowback water*) pueden contener los aditivos químicos añadidos en el fluido de inyección, compuestos químicos existentes en la formación geológica afectada que se pueden liberar de la formación durante la fracturación hidráulica así como otros compuestos resultantes de la interacción del agua de inyección con la roca. Las sustancias potencialmente contaminantes pueden incluir fluidos presentes en la formación, gases, elementos traza, isótopos radiactivos naturales y compuestos orgánicos.

¹ E.T.S. Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos, Universidade da Coruña

Dentro de los compuestos orgánicos pueden aparecer compuestos tóxicos como el benceno, el tolueno, el etilbenceno, xileno (BTEX) y los hidrocarburos policíclicos aromáticos (PAH's) como el naftaleno y el grupo de los fenoles. Las concentraciones de estos contaminantes son muy variables dependiendo entre otros factores de la localización de la formación geológica y del tiempo transcurrido desde la ejecución de la fracturación hidráulica.

En este trabajo se presenta una recopilación bibliográfica de la composición química de los fluidos de retorno (*flowback water*) de los pozos de extracción de gas no convencional. A partir de dicha recopilación se identifican los compuestos orgánicos, inorgánicos y radioactivos que pueden producir una mayor incidencia en la calidad de las aguas subterráneas.

Para dichos compuestos se han recopilado las concentraciones medidas de estos compuestos en el fluido de retorno, sus parámetros de retención, coeficiente de distribución y de reparto octanol-agua, así como sus solubilidades en el agua y sus concentraciones máximas admisibles. Además se han calculado los valores de los factores máximos de dilución calculados a partir del cociente entre su concentración máxima admisible y la concentración medida en fluidos de retorno para una selección de dichos compuestos.

Adecuación de un programa de control para la evaluación de tendencias. Aluvial del Bajo Miño

María Isabel Montoya Campuzano¹, Teresa Martí Segarra¹, Diego Fompedriña Roca², Alberto De Anta Montero², Alberto Bueres García-Junceda², María Itz'iar Vadillo Santos²

Palabras clave: análisis de tendencias, estudio estadístico, aluvial del Bajo Miño, nitratos

Resumen

En septiembre de 2007, la Dirección General del Agua (DGA) del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) del Ministerio de Ciencia e Innovación suscribieron un Acuerdo de Encomienda de Gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas. En el marco de esta colaboración, en la actividad "Apoyo a la implementación de la Directiva de protección de aguas subterráneas. Determinación de tendencias y de puntos de partida para la inversión de tendencias", se analizaron los datos disponibles del parámetro nitratos de las Demarcaciones Hidrográficas intercomunitarias a partir de un procedimiento estadístico propuesto para la evaluación de tendencias. En el caso concreto de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil, las conclusiones del estudio publicado en 2010, pusieron de manifiesto que la información disponible no permitía realizar un análisis estadístico de tendencias.

En el año 2010, con el objeto de dar respuesta a esta y otras obligaciones derivadas de las directivas 2000/60/CE (DMA) y 2006/118/CE, la Confederación Hidrográfica del Miño-Sil puso en marcha una nueva red de control y seguimiento del estado químico de sus masas de agua subterráneas. La presente comunicación, planteada como un estudio piloto de la metodología de análisis de tendencias propuesta por el IGME se realiza a partir de los resultados obtenidos durante el periodo 2008-2013 en la masa de agua 011.005 Aluvial del

¹ IPROMA S.L. Dto. Asesoría Técnica

² Confederación Hidrográfica del Miño-Sil. Área de Calidad de las Aguas

Bajo Miño (considerada en mal estado químico en el Plan Hidrológico de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil), y tiene como objeto:

- presentar la solución diseñada por la CHMS para completar el control de Nitratos en la masa 011.005 y poder dar respuesta a las obligaciones de la normativa vigente

- realizar un estudio pormenorizado de los datos y/o series de datos disponibles de nitratos en la masa 011.005, para una correcta implementación de la metodología propuesta para la determinación de tendencias

- evaluar la idoneidad del diseño propuesto en base a la disponibilidad actual de datos para la realización de un estudio estadístico de tendencias sobre los datos y/o series de datos disponibles y comparación de los diferentes resultados obtenidos

- determinar la existencia de tendencias y su punto de inversión en los casos en los que el análisis de datos realizado proporcione indicios estadísticamente significativos de su existencia.

Definición espacial de un proceso de upconing en un acuífero costero mediterráneo.

Evolución y causas. Plana de Castellón-España

Ignacio Morell Evangelista¹, Bruno J. Ballesteros Navarro², Olga García Menéndez³, Alejandra Renau-Llorens⁴, Arianna Renau-Pruñonosa⁵ y M^a Vicenta Esteller Alberich⁶

Palabras clave: intrusión marina, upconing, hidrogeoquímica

Resumen

Se describe el proceso de formación, evolución y estado actual de un fenómeno de *upconing* en un acuífero costero severamente salinizado desde hace más de 40 años como consecuencia de su fuerte sobreexplotación. A partir de los registros históricos de niveles piezométricos y contenido en ion cloruro, disponibles desde 1970, se analiza el régimen de explotación del sistema y su repercusión en la evolución del proceso de salinización del acuífero. Adicionalmente está siendo llevado a cabo un estudio hidrogeológico multiparamétrico con prospección geofísica eléctrica, control piezométrico, testificación de perforaciones y análisis de iones mayoritarios, minoritarios e

¹ Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas, Universitat Jaume I, Avda Sos Baynat s/n, 12071 Castellón, Spain, morell@camn.uji.es

² Unidad de Investigación de Acuíferos Costeros. Universitat Jaume I - Instituto Geológico y Minero de España, Avda Sos Baynat s/n 12071 Castellón, Spain, b.ballesteros@igme.es

³ Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Valencia, c/ Cirilo Amorós 42, 46004 Valencia, Spain, o.garcia@igme.es

⁴ Unidad de Investigación de Acuíferos Costeros. Universitat Jaume I - Instituto Geológico y Minero de España, Avda Sos Baynat s/n 12071 Castellón, Spain, erenau@uji.es

⁵ Unidad de Investigación de Acuíferos Costeros. Universitat Jaume I - Instituto Geológico y Minero de España, Avda Sos Baynat s/n 12071 Castellón, Spain, arenau@uji.es

⁶ Centro Interamericano de Recursos del Agua, UAEM, Toluca, México, vicenta13@prodigy.net.mx

isotópicos, para determinar la actual relación agua dulce-agua salada en el sector acuífero afectado, con el fin de planificar adecuadamente una actuación de recarga artificial que permita luchar contra el proceso de intrusión marina.

Introducción

La salinización del agua subterránea en los acuíferos costeros puede deberse a causas muy diversas que a veces se superponen. Sin duda, en la mayor parte de los casos el proceso predominante es la intrusión forzada de agua de mar a causa de la explotación intensiva del sistema. En algunos se describen, además, mecanismos asociados que también contribuyen a su salinización, como pueden ser la existencia de flujos regionales de alta salinidad (Morell, Giménez y Esteller, 1996; Vengosh, Spivack, Artzi y Ayalon, 1999), procesos naturales de mezcla de agua marina con aguas continentales (Fleury 2005), movilización de aguas congénitas (Stoecker, Das Gupta, Rivas, Evers, Kazama y Nakamura, 2013; Lambrakis y Marinos, 2003) o efluentes urbanos, agrícola e industriales (Custodio, 2010; Mondal, Singh, Singh y Singh, 2011).

En un acuífero considerado homogéneo, los principales factores que condicionan la distribución espacial de la calidad de sus aguas son la recarga, por un lado, y la distribución e intensidad de las explotaciones, por otro. En cada caso se establecen diferentes situaciones de equilibrio que suelen dar lugar a avances diferenciales de la interfase e incluso a la formación de conos salinos localizados (*upconing*) (Zakhem y Hazef, 2007; Werner, Jakovovic y Simmons, 2009; Kerrou, Renar y Tarhouni, 2010). El proceso de intrusión marina es, también, discontinuo en el tiempo, y, como se ha comentado, su comportamiento depende básicamente de la evolución de la relación entre bombeos y recarga (Werner, Bakker, Post, Vandenboede, Lu, Ataie-Ashtiani, Simmons y Barry, 2013). En este sentido, hay que tener en cuenta que en los periodos excepcionalmente secos se incrementan significativamente los bombeos y disminuye sustancialmente la recarga, proceso altamente variable. Esquema de funcionamiento que se invierte durante los periodos húmedos.

En Europa la intrusión marina afecta a un elevado número de acuíferos costeros, particularmente en España (Gómez, López y Garrido, 2003), Italia (Barrocu, 2003), Grecia (Petalas y Lambrakis, 2006) y Turquía (Günay, 2003). En el caso particular del litoral mediterráneo español existen acuíferos que si bien

disponen de un elevado volumen de recursos, al mismo tiempo son objeto de una intensa explotación por lo que son frecuentes los procesos de salinización por intrusión marina. Por sus condicionantes geomorfológicos suelen estar afectados también por importantes procesos de contaminación por compuestos nitrogenados. En el origen de estos problemas está la intensa actividad agrícola y la inadecuada gestión de los recursos, causada por la concentración de captaciones, su proximidad a la costa en algunos casos, y su deficiente diseño y construcción, a lo que se puede añadir el drenaje artificial de zonas húmedas (Ballesteros-Navarro, López-Gutiérrez, y Martos-Rosillo, 2004).

La resolución de estos problemas no es sencilla, por lo que diversos autores han propuesto diferentes técnicas y metodologías para mitigar el problema. Una de las más comunes es la recarga artificial de acuíferos. En esta línea, la regeneración de acuíferos costeros salinizados mediante recarga artificial con aguas excedentarias y, especialmente, con aguas residuales regeneradas, se presenta como una alternativa de interés. Esta última está siendo implementada en diversos lugares del mundo, como en Barcelona, España (Ortuño, Molinero, Custodio, Juárez, Garrido y Fraile, 2010), Atlantis, Sudáfrica (Tredoux, King y Cavé, 1999; Tredoux y Cain, 2010), Korba, Tunisia (El Ayni, Cherif, Jrad y Trabelsi-ayadi, 2011) y Orange County, California, US (Tompson, Davisson, Maxwell, Hudson, Welty, Carle y Rosenberg 2001; Clark, Hudson, Davisson, Woodside y Herndon, 2004). El objetivo básico es, en todos los casos, incrementar el potencial del agua dulce para frenar y, en su caso, hacer retroceder el avance del frente salino.

Con ese mismo objetivo, el proyecto *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water*, en cuyo marco han sido llevados a cabo los trabajos presentados en este artículo, persigue mejorar la calidad del agua subterránea en un acuífero de la costa mediterránea. Para ello se ha seleccionado el de la Plana de Castellón (Figura 1), sistema de 490 km² de extensión sobre el que se asienta una población de 389.000 habitantes con una intensa actividad agrícola e industrial (Morell, J

Giménez y Esteller, 1996; Ballesteros-Navarro, López-Gutiérrez y Martos-Rosillo, 2004). El resultado es que sus aguas están severamente afectadas por un complejo proceso de intrusión marina fuertemente influenciado por contaminación de sustancias nitrogenadas, y en el que están involucrados, además, flujos regionales con elevada componente sulfatada. En este artículo se define la evolución del proceso de salinización del acuífero, la geometría del frente salino y se caracteriza, por medio de técnicas geofísicas, hidrodinámicas e

hidroquímicas, el fenómeno de *upconing* detectado en el área meridional del sistema, donde dichos procesos se manifiestan con mayor intensidad.

Situación geográfica, geológica e hidrogeológica

El estudio se ha llevado a cabo en el sector meridional del acuífero de la Plana de Castellón, en el litoral mediterráneo español (Figura1). El área queda delimitada por las coordenadas UTM (ETRS89) X: 738.000-745.500 e Y: 4.409.700-4.415.250, respectivamente, y abarca los municipios de Nules, Moncófar y Vall de Uxó.

La precipitación media anual es de 484,8 mm (periodo 1970-2013), con valores máximos de 1.125 mm (año 1989) y mínimos de 227 mm (año 1978). Son relativamente frecuentes los periodos de sequía, con más de tres años consecutivos con lluvias inferiores a la media anual, y también los episodios extremos con lluvias superiores a 200 mm/24 horas. El clima es típicamente mediterráneo suave, que favorece la existencia de una agricultura de regadío en la que predomina el cultivo de naranjos, tradicionalmente regados mediante el sistema de inundación, que en los últimos años se ha reconvertido en su totalidad a riego a goteo. La demanda para consumo agrícola, así como la demanda urbana e industrial, se satisface exclusivamente con aguas subterráneas.

Los materiales que conforman el acuífero de la Plana de Castellón presentan gran heterogeneidad y escasa continuidad litológica, siendo muy frecuentes los cambios laterales de facies y los depósitos de geometría lenticular. Esta circunstancia da lugar a que el acuífero sea de tipo multicapa, con tramos alternantes de distinta permeabilidad que generan varios horizontes acuíferos superpuestos. Sin embargo, la conexión hidráulica entre los diferentes horizontes permeables, bien natural o a través de las captaciones realizadas, hace que se trate al conjunto pliocuaternario como una única unidad acuífera, de permeabilidad elevada, aunque diferente en función del contenido de materiales finos y de la estructura sedimentaria.

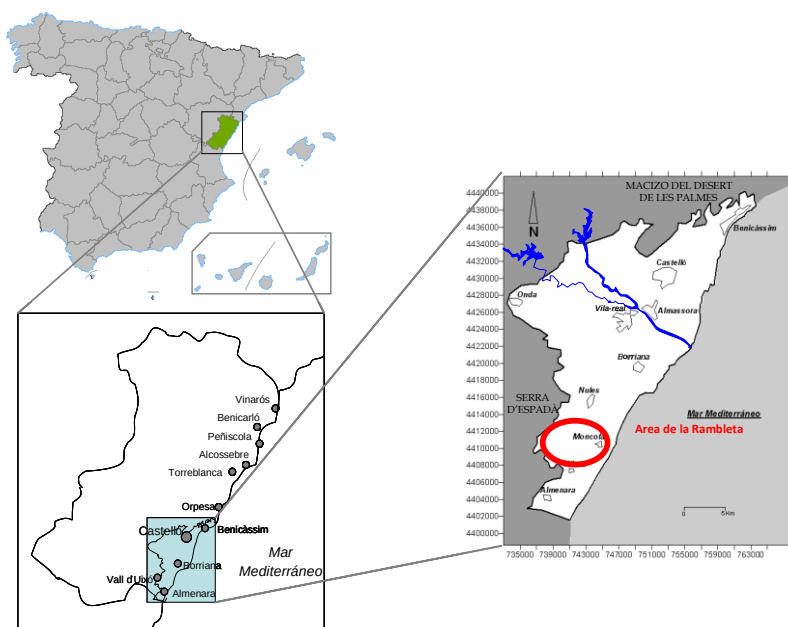


Figura 1. Mapa de situación del área piloto seleccionada (en rojo)

En cuanto al funcionamiento hidrodinámico del sistema hidrogeológico, la recarga tiene lugar mediante la infiltración de agua de lluvia, retorno de regadíos, y alimentación lateral de los acuíferos de borde, constituidos fundamentalmente por materiales carbonatados y areniscas del Mesozoico. Las descargas se deben tanto al bombeo directo de aguas subterráneas como a las surgencias naturales por manantiales, humedales o salidas directas al mar.

Las formaciones geológicas existentes en el sector Vall de Uxó-Moncofà corresponden a depósitos aluviales y coluviales pliocuaternarios dispuestos sobre sedimentos miocenos continentales, mixtos y de plataforma somera, bajo los que se encuentra un substrato mesozoico de naturaleza variable. A partir de los resultados obtenidos por la prospección geofísica realizada y de las columnas litológicas de los sondeos existentes, se ha podido establecer el esquema tectosedimentario del área investigada, en el que se diferencian cuatro conjuntos litológicos (Figura 2): dos formaciones detríticas, una superior (UDAS) y otra inferior (LDAS), separadas por un nivel de arcillas con cantos, bajo cuyo conjunto se dispone el substrato mesozoico (MS).

El tramo acuífero detrítico superior (UDAS) de edad pliocuaternaria y origen continental está constituido esencialmente por gravas de carácter poligénico, arcillas, arenas y areniscas, con una potencia media de 85 m. Responde a un modelo multicapa con permeabilidad por porosidad, que es explotado por las principales captaciones ya que presenta las mejores cualidades hidrodinámicas. Sus transmisividades están entre 100 y 300 m²/día (máximos de 1.000 m²/día) y los rendimientos más elevados se dan en los pozos del área de la Rambleta (nº 5 al 19 del inventario), con caudales específicos de 6 a 10 L/s/m. Presenta también una elevada porosidad eficaz, con valores entre el 2 y el 8%. Su base impermeable la conforma un nivel de arcillas con cantos de unos 20 m de espesor.

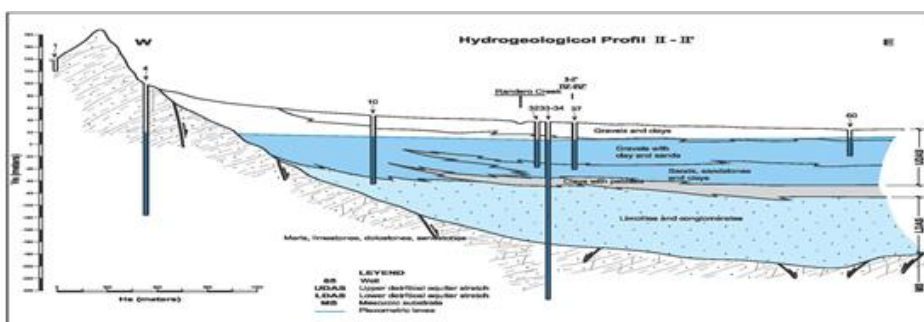


Figura 2. Perfil hidrogeológico Oeste-Este

Bajo las litologías anteriores se encuentra una formación atribuida al Mioceno compuesta por limolitas y arcillas con niveles de areniscas y conglomerados poligénicos que conforman el tramo acuífero detrítico inferior (LDAS), presentan permeabilidad por porosidad sólo en los tramos arenosos y conglomeráticos, por lo que su interés hidrogeológico es menor que el de la formación detrítica superior. Su espesor, creciente hacia la costa, está entre los 50 y 100 m, aunque puede llegar a estar ausente en la zona meridional por efecto de la elevación del substrato mesozoico en este sector.

Infrayacente a todas las anteriores formaciones, y mediante contacto erosivo, se localiza un Substrato mesozoico (MS) compuesto por materiales de diferente naturaleza (calizas, margas y dolomías de la facies Muschelkalk, areniscas ortocuarcíticas y limolitas del Buntsandstein, y margas con yesos de facies Keuper) y edad mesozoica sometidos a intenso plegamiento y fracturación.

Estos materiales se encuentran a profundidad creciente en dirección a la costa, desde cotas próximas al nivel del mar en el borde occidental hasta los 200 mbnm. En general conforman un paleorelieve fosilizado por los sedimentos suprayacentes, por lo que pueden existir elevaciones y depresiones respecto a la tendencia general.

Este conjunto litológico puede constituir acuíferos cuando dichas formaciones son (calizas y dolomías del Muschelkalk, y areniscas ortocuarcíticas del Buntsandstein). En estos casos existe conexión hidráulica con las formaciones permeables superiores.

En el área de la Rambleta se concentran varias decenas de pozos en una superficie de apenas 2 km², con separación entre ellos del orden de 100 a 200 m y caudales unitarios en torno a 50 L/s. Durante años, estos pozos han bombeado de manera ininterrumpida provocando que la superficie piezométrica se situara varios metros bajo el nivel del mar lo que ocasionó la rápida salinización del sector, hasta tal punto que a principios de siglo algunos de los pozos tuvieron que ser clausurados y en otros se redujo apreciablemente el caudal de explotación. En consecuencia, en la actualidad, el régimen de explotación en el área es sensiblemente menor.

Material y métodos

El estudio de la zona investigada se ha realizado mediante la implantación de una densa red de observación y control, tanto de tipo piezométrico como hidroquímico, con campañas puntuales y periódicas y obtención de registros continuos de diferentes parámetros mediante *data logger*. De igual modo, se han recopilado datos históricos e información existente de diverso tipo. Todo esto ha permitido reconstruir el proceso de salinización de este sector del acuífero, y caracterizar de forma precisa la geometría y estado actual del mismo.

La red de observación está formada por 32 puntos en los que se llevan a cabo controles piezométricos e hidroquímicos con periodicidad bimestral desde abril de 2012. Por otra parte, en once pozos se han instalado sondas de registro continuo (Divers), con toma de datos horaria. En concreto, en los pozos 5, 19, 20, 25 y 26 se instalaron sondas Cera Diver, con registro de temperatura y piezometría, y en los pozos 6, 8, 9, 13, 15 y 22 sondas CTD Diver, que miden además la conductividad eléctrica. En el pozo 15 también se instaló una sonda

Baro Diver, para la medida de la presión atmosférica, necesaria para ajustar las medidas de la profundidad de la lámina de agua en los pozos.

La nivelación de precisión de los puntos de la red de control se realizó con un GPS diferencial Triumph de precisión centimétrica (error inferior a 3 cm) y un teodolito Nikon AP-5.

Se han realizado 12 campañas de muestreo, coincidentes con los meses de abril, junio, agosto, octubre y diciembre de 2012; y febrero, abril, junio, agosto, octubre y diciembre de 2013; y febrero de 2014. La toma de muestras se efectuó con hidrocaptor de apertura controlada a 5 m por debajo del nivel de agua. *In situ* se determinó conductividad eléctrica (CE), pH, temperatura y Eh.

En las campañas de abril y octubre de 2012 y 2013 se analizaron iones mayoritarios (bicarbonatos, sulfatos, cloruros, nitratos, calcio, magnesio, sodio y potasio) y minoritarios (bromuros, estroncio, litio, flúor, boro, arsénico y sílice). Para ello se tomaron muestras de agua en botella polietileno de 500 mL para la determinación de iones mayoritarios, cuyo análisis se efectuó en los laboratorios del IGME, y de polietileno de 50 mL para los iones minoritarios y traza, que se determinaron en los laboratorios de los Servicios Centrales de Instrumentación Científica de la Universitat Jaume I. En el resto de las campañas se tomaron muestras, en botella de polietileno de 50 mL, para el análisis de la concentración del ión cloruro y, desde junio de 2013, también del ión nitrato. El control de la calidad del agua subterránea se ha completado con registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura en seis pozos con periodicidad mensual mediante una sonda Solinst.

Resultados obtenidos

Aunque no existen datos históricos precisos de los volúmenes de extracción, ni tampoco de su evolución, en una primera aproximación y a partir de los datos proporcionados por las comunidades de regantes, se ha podido estimar que los bombeos entre los años 80 y mitad de los 90 del pasado siglo XX en el área de estudio eran del orden de 21 hm³/a. Añadidos los volúmenes destinados al consumo humano, la cifra se acercaría a 24 hm³/a. En las últimas décadas este volumen ha descendido por la reducción de la superficie de cultivo en un 15-20%, causada, a su vez, por la presión urbana e industrial, así como por la construcción de infraestructuras y el abandono de tierras. La modernización de

los sistemas empleados (cambio de riego por inundación a localizado) también ha permitido disminuir la dosis unitaria de riego desde los 8.500 hasta los 5.300 m³/ha/a. Como resultado, el volumen de las extracciones en el área de Vall de Uxó-Moncofar se cifra actualmente en 14 hm³/año, es decir casi la mitad de lo bombeado en las épocas de mayor demanda.

Como consecuencia del régimen de extracciones y de los condicionantes climáticos los niveles piezométricos en este sector del acuífero han sufrido variaciones notables en las últimas cuatro décadas. La evolución piezométrica histórica (42 años) se ha podido reconstruir gracias a los datos de la red de control del IGME, implantada a principio de los años setenta. Esta queda reflejada por los registros de los pozos 25 y 29 (Figura 3), considerados como los más representativos de la zona, el primero ubicado en el área de mayor concentración de bombeos y el segundo más cercano a la costa. La evolución en ambos casos es muy similar, y sólo se diferencian en la amplitud de las oscilaciones. De su análisis se constata claramente la sucesión de periodos de piezometría ascendente (1980-1990 y 1996-2002) y descendente (1972-980 y 1990-1996) que coinciden bastante bien con épocas húmedas y secas, respectivamente. Dentro de este contexto general, existe una modulación debida a las variaciones en las extracciones, crecientes hasta 1996 y decrecientes a partir de ese momento.

Un análisis más detallado muestra piezometrías claramente por debajo del nivel del mar entre 1972 y 1989 (Figura 3), con valores que inferiores a 10 mbnm en el pozo 29 (área de concentración de bombeos), y 5 mbnm en el 25, más cercano a la costa. El periodo húmedo ocurrido entre 1987 y 1991 propició su recuperación, con máximos en invierno de 1990, año más lluvioso del que se tiene registro. En esa fecha el nivel se situó a 16 msnm en el pozo 29 y casi a 5 msnm en el 25.

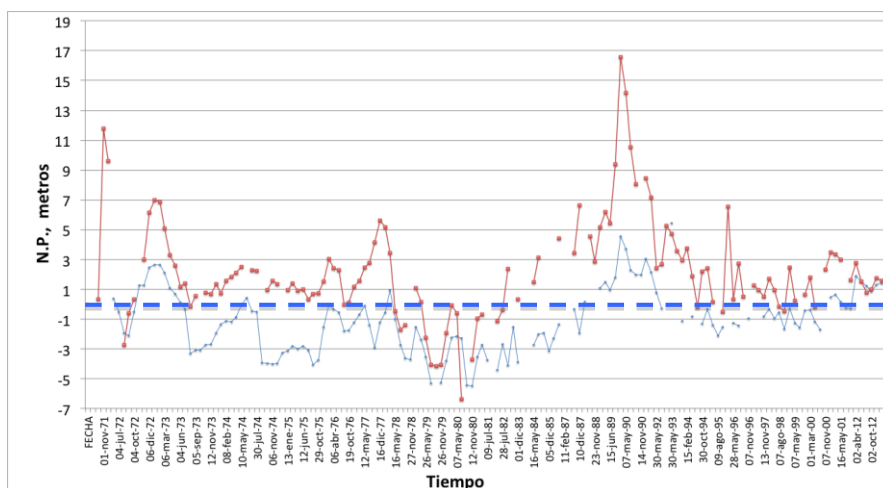


Figura 3. Evolución piezométrica en los pozos n° 25 (azul) y 29 (rojo)

La posterior sequía de 1993-1999 dio a lugar a un descenso piezométrico generalizado, aunque de menor intensidad que el anterior. La amplitud de las variaciones piezométricas entre los valores más bajos del periodo seco y los más altos del periodo húmedo fue de 22 m (pozo 29) y 10 m (pozo 25).

La progresiva elevación piezométrica registrada desde 1996 hasta la actualidad coincide con las menores extracciones, algunas de ellas sustituidas por captaciones en los acuíferos de borde, que disponen de aguas de mejor calidad, así como por aguas residuales depuradas (2,5 hm³/año).

Aunque no existen datos del periodo 2002-2012, se constata que desde abril de 2012 la superficie piezométrica se sitúa por encima del nivel del mar (Figura 4), entre 0,74 y 2,62 msnm, cotas sólo alcanzadas al inicio del periodo histórico de control (1972 y 1973). En la actualidad, la morfología de su superficie tampoco difiere significativamente de unos meses a otros, y viene caracterizada por la existencia de dos depresiones, una en el sector más occidental, donde persisten intensos bombeos muy localizados, y otra, más extensa, en el sector central, donde las extracciones siguen siendo importantes, aunque más reducidas que en épocas pasadas. Estas depresiones alteran el sentido natural del flujo subterráneo que, desde los acuíferos del borde occidental, se dirige hacia el mar Mediterráneo, mecanismo de drenaje natural del sistema. En cualquier caso, los niveles piezométricos son poco profundos y están próximos a la cota cero, con valores mínimos ligeramente por debajo de 0,75 msnm

(agosto y octubre de 2012) y máximos por encima de los 4 msnm (en el extremo occidental), lo que da lugar a gradientes hidráulicos extremadamente bajos, entre el 0,05% y el 0,1%.

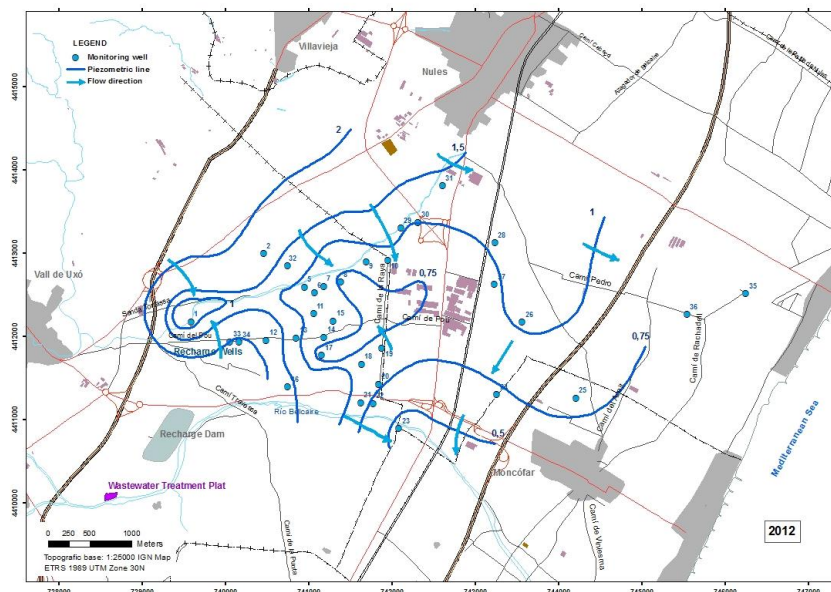


Figura 4. Mapa piezométrico (abril 2012)

De forma general se puede decir que en las aguas subterráneas del sector meridional de la Plana de Castellón se diferencian claramente dos familias, una de tipo clorurada cálcica y otra sulfatada cálcica o cálcica magnésica. Morell, Giménez y Esteller (1996) y Renau-Llorens (2010) relacionaron la coexistencia de estas dos familias con un doble origen de la salinidad: las cloruradas corresponden a la mezcla de agua dulce y agua de mar, consecuencia de la intrusión marina provocada por la sobreexplotación, y las sulfatadas a flujos regionales procedentes de las calizas y dolomías triásicas del substrato mesozoico.

Los primeros indicios de salinización se detectaron a finales de los años sesenta (SGOP, 1977) y fueron incrementándose progresivamente hasta mediados de los años 90. Inicialmente, al comienzo del proceso en los primeros años de la década de los 70 (1972), se cumple el patrón habitual de los acuíferos afectados por intrusión marina con un aumento progresivo de la salinidad hacia la costa, asociado al incremento del ion cloruro, si bien se

observa una zona donde las máximas concentraciones tienden a desplazarse hacia el interior, con valores algo superiores a los 500 mg/L (Figura 5). En esta área es también en la que se registran con el paso del tiempo los ascensos más intensos, que ya en 1984 superan los 2.000 mg/L (Figura 6). En 1995 las concentraciones siguen siendo muy elevadas, sin embargo se detectan descensos en la zona costera, donde son inferiores a 2.000 mg/L (Figura 7). Simultáneamente, aparece una zona de elevada salinidad en un sector más interno del acuífero (partida Rambleta), coincidente con un área de gran concentración de explotaciones.

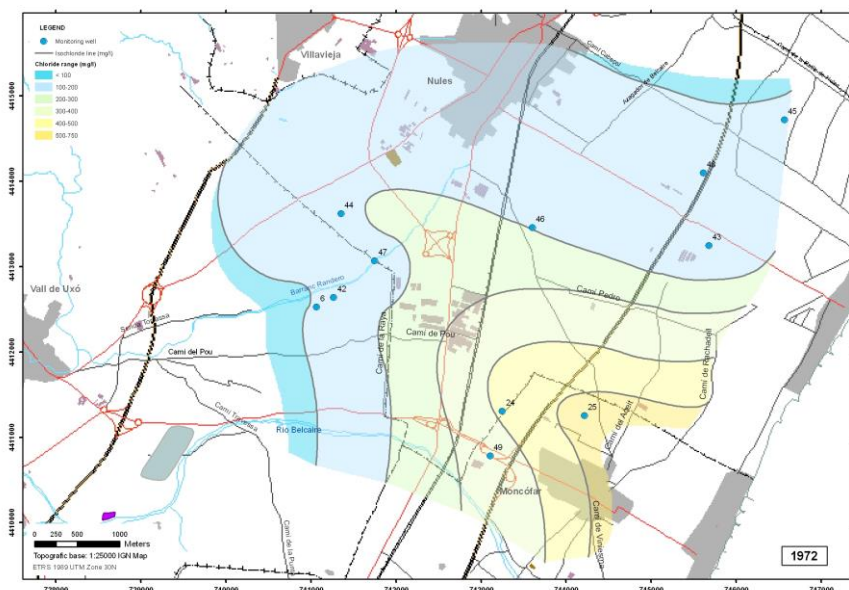
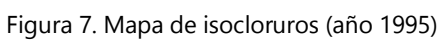


Figura 5. Mapa de isocloruros (año 1972)

Este incremento de la salinidad en las aguas subterráneas dio lugar a una drástica modificación del modelo de gestión, cuyo resultado fue una mejora generalizada de su calidad, según se refleja en los mapas de distribución de los cloruros en 2004 (Figura 8) y en abril de 2012 (Figura 9), respectivamente. La zona de máxima salinización queda bien individualizada y separada de la franja costera por una banda de agua dulce con concentraciones de cloruros inferiores a 400 mg/L.



Este incremento de la salinidad en las aguas subterráneas dio lugar a una drástica modificación del modelo de gestión, cuyo resultado fue una mejora generalizada de su calidad, según se refleja en los mapas de distribución de los cloruros en 2004 (Figura 8) y en abril de 2012 (Figura 9), respectivamente. La zona de máxima salinización queda bien individualizada y separada de la franja costera por una banda de agua dulce con concentraciones de cloruros inferiores a 400 mg/L.

Como resultado, la situación actual responde a un esquema en el que la salinidad decrece desde la franja costera hacia el interior, con agua de buena calidad dulce a menos de 3 km del litoral, para ascender de nuevo hacia el interior del continente, con la creación y persistencia de un domo salino localizado a 4,5-5 km de la costa donde se alcanzan concentraciones entre 750 y 1.000 mg/L de contenido en ion cloruro. Estas son muy inferiores, en cualquier caso, a las existentes en 1995, pero muy superiores a lo que les corresponderían ser de forma natural.

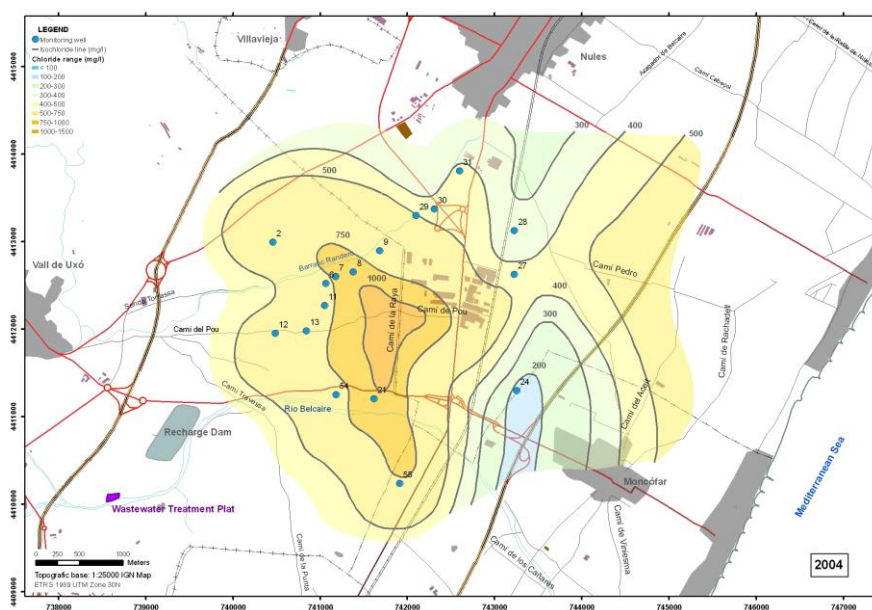


Figura 8. Mapa de isocloruros (año 2004)

La geometría e intensidad de este domo salino ha podido ser definida con precisión mediante los perfiles verticales de CE realizados en los sondeos que

integran la red de control, con una correlación entre CE y concentración de cloruros significativa ($CC=0,75$). A partir de estos perfiles se han realizado mapas de isolíneas de CE (abril 2014) para las cotas cero y 5 y 10 mbnm (Figuras 10, 11 y 12), así como el perfil de isosalinidades correspondiente (Figura 13).

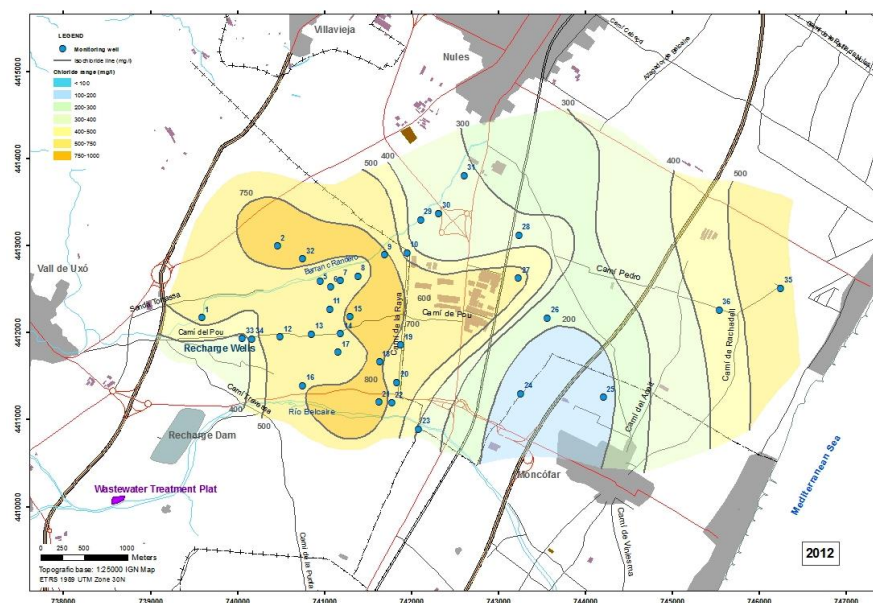


Figura 9. Mapa de isocloruros (abril de 2012)

Discusión

La investigación llevada a cabo, centrada en la variación del contenido en cloruros del agua subterránea, ha permitido distinguir las diferentes fases evolutivas del mismo desde el comienzo del proceso a principio de los años 70 hasta llegar a la situación actual. Este se propaga mediante dos mecanismos: por avance lateral del frente salino desde la línea de costa y por ascenso de la interfase agua salada-agua dulce en zonas más interiores (efecto *upconing*). Una idea general del comportamiento del primero de estos mecanismos se obtiene de los datos aportados por los sondeos 24 y 25, situados en la franja costera.

Por su parte, el estudio evolutivo del proceso de *upconing* ha permitido diferenciar cuatro etapas consecuencia de la conjunción de los factores climáticos con el volumen de las extracciones practicadas.

La primera, de 1972 a 1984, en la que se genera un constante incremento de la salinidad hasta alcanzar valores superiores a 2.500 mg/L de contenido en ion cloruro (nº 25), se corresponde con un largo periodo de fuertes extracciones y lluvias escasas. El incremento de la salinidad se inicia con la fuerte sequía de los años 1978 y 1979.

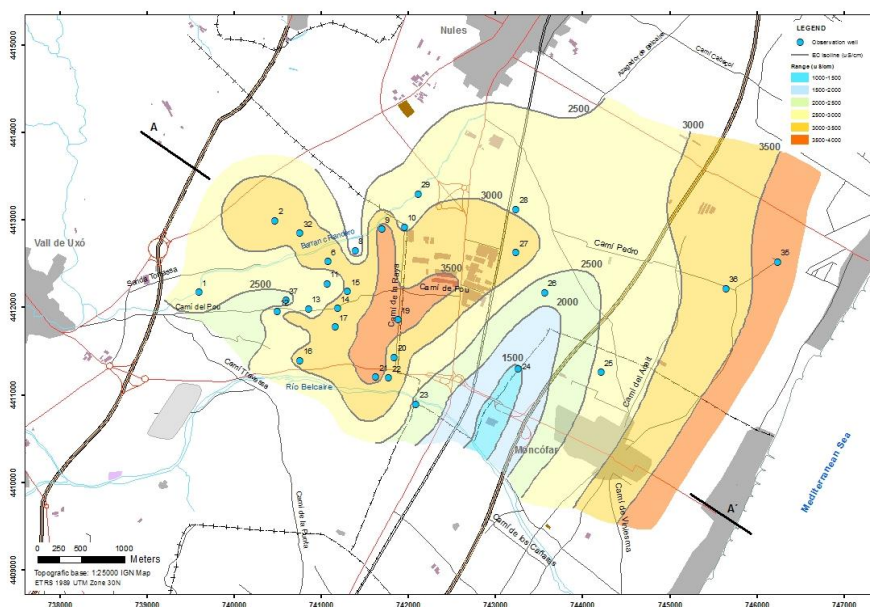


Figura 10. Mapa de isolíneas de CE a la cota cero (abril 2014)

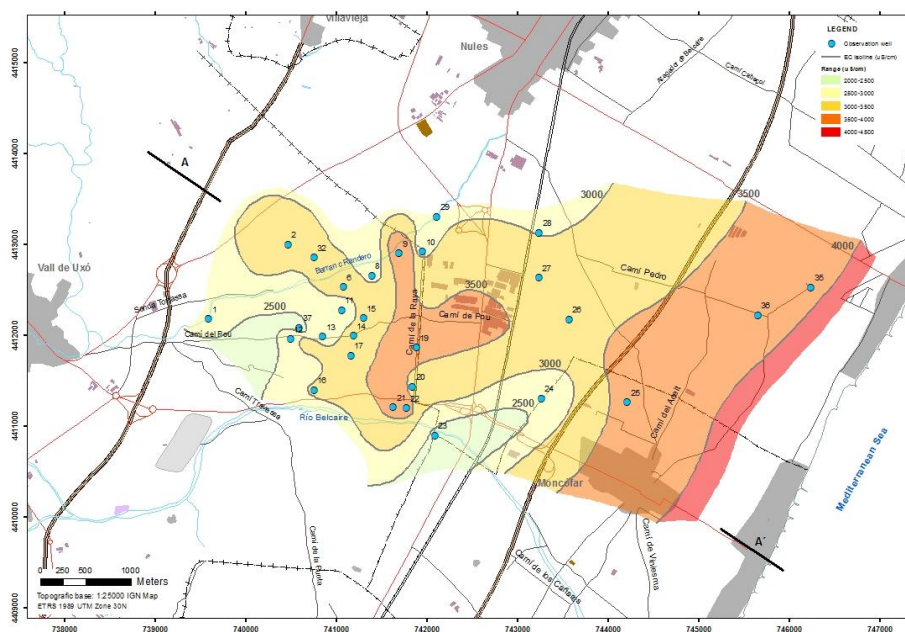
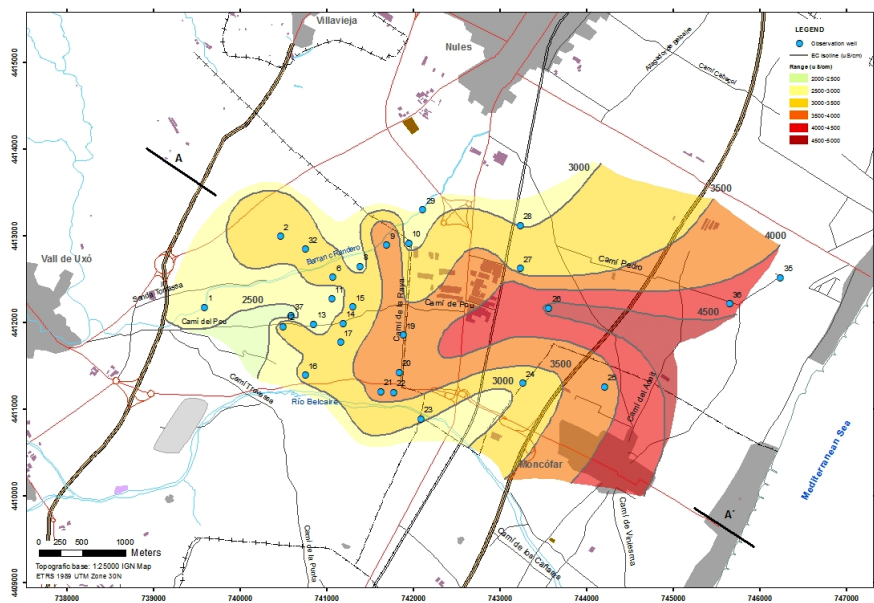


Figura 11. Mapa de isóneas de CE a la cota 5 msnm (abril 2014)

La segunda etapa, desde 1984 hasta 1991, corresponde a un periodo húmedo (especialmente el año 1989/1990) en el que la salinidad desciende considerablemente.



final de este periodo coincide con el proceso de reconversión de los sistemas de riego y, por tanto, con la reducción paulatina de los bombeos.

Por último, a partir de 2001, si bien las lluvias no son especialmente intensas, la salinidad desciende bruscamente como consecuencia de la implantación generalizada del riego a goteo, del abandono de las captaciones en ese sector y de la reducción general de los bombeos a nivel todo el acuífero. La concentración de cloruros se mantiene por debajo de 500 mg/L, unas cinco veces inferior a la existente veinte años antes, que pone de manifiesto un retroceso parcial del frente salino.

La interpretación de las causas que dieron lugar al proceso de salinización de este sector acuífero, así como sus consecuencias, se describen en las líneas siguientes.

En la primera mitad del siglo XX la superficie de cultivo era mayoritariamente de secano y la explotación del acuífero se limitaba a captaciones someras en la franja costera, de pequeño caudal unitario, para satisfacer las demandas de reducidas superficie de regadío. En esas condiciones, aunque no existen datos que lo corroboren, se puede asumir que existía un equilibrio agua dulce-agua de mar y que la penetración de la cuña salina sería muy reducida (Figura 14a). En los años 70 prácticamente culminó un proceso de conversión de secano a regadío y la instauración de un monocultivo de cítricos en las zonas internas, con un sistema de riego por inundación que requería una dotación aproximada de 9.000 m³/ha/a, y de huerta tradicional en la franja costera, con dotaciones que superaban los 12.000 m³/ha/a. Para atender estas demandas se construyeron numerosas captaciones que condujeron a una explotación intensiva del acuífero que tuvo como consecuencia la aparición de aguas salinas en la franja más cercana a la costa pero también en algunos de los pozos más profundos de las zonas internas (Figura 14b); en esta situación, el frente salino ya había avanzado casi cinco kilómetros hacia el interior.

Un prolongado periodo de sequía entre 1993 y 1996 propició la intensificación de los bombeos así como la construcción de nuevas captaciones, con especial densidad en el área de la Rambleta, donde las condiciones hidrogeológicas parecían más favorables. En este periodo se instauró una profunda depresión piezométrica (Figura 14c), con niveles hasta 10 m b.n.m, lo que propició que la intrusión marina afectara a la casi totalidad de este sector del acuífero. La sobreexplotación localizada en la Rambleta provocó la formación de un domo salino, bien caracterizado entre el río Belcaire y el barranco Randero (ver figura 7, mapa de isocloruros de 1995), con

concentraciones de cloruros superiores a 2.000 mg/L. Para minimizar el efecto del agua salina sobre los cítricos se inició un proceso de reconversión del tradicional sistema de riego por inundación a un nuevo sistema de riego por goteo que, además, permitía reducir sustancialmente la dosis unitaria hasta 4.000 m³/a. Además, prácticamente el 15% del suelo agrícola se abandonó en pocos años de manera que los bombeos se redujeron considerablemente y algunos pozos se abandonaron, sobre todo los más salinizados de la franja costera. Al mismo tiempo, las captaciones para abastecimiento urbano, que también estaban en la Rambleta, se sustituyeron por otras construidas en los acuíferos interiores no costeros. El efecto conjunto fue una notable reducción de los bombeos que, en pocos años, provocó una apreciable recuperación de la superficie piezométrica, con la desaparición de la antigua depresión, y la mejora de la calidad del agua en la franja costera (Figura 14d). Si bien el domo salino permanece, la salinidad disminuye desde los máximos superiores a 2.000 mg/L de cloruros hasta valores inferiores a 1.500 mg/L. La incorporación de aguas residuales tratadas (2,5 hm³/año) a los sistemas de riego permitió proseguir el proceso de abandono de pozos en la Rambleta, lo que ha provocado que las concentraciones máximas de cloruros sean actualmente del orden de 1.000 mg/L, con un ligero desplazamiento del cuerpo salino hacia la costa (Figura 14e), al mismo tiempo que se ha ensanchado notablemente la franja de agua de mejor calidad situada entre el domo y la cuña costera.

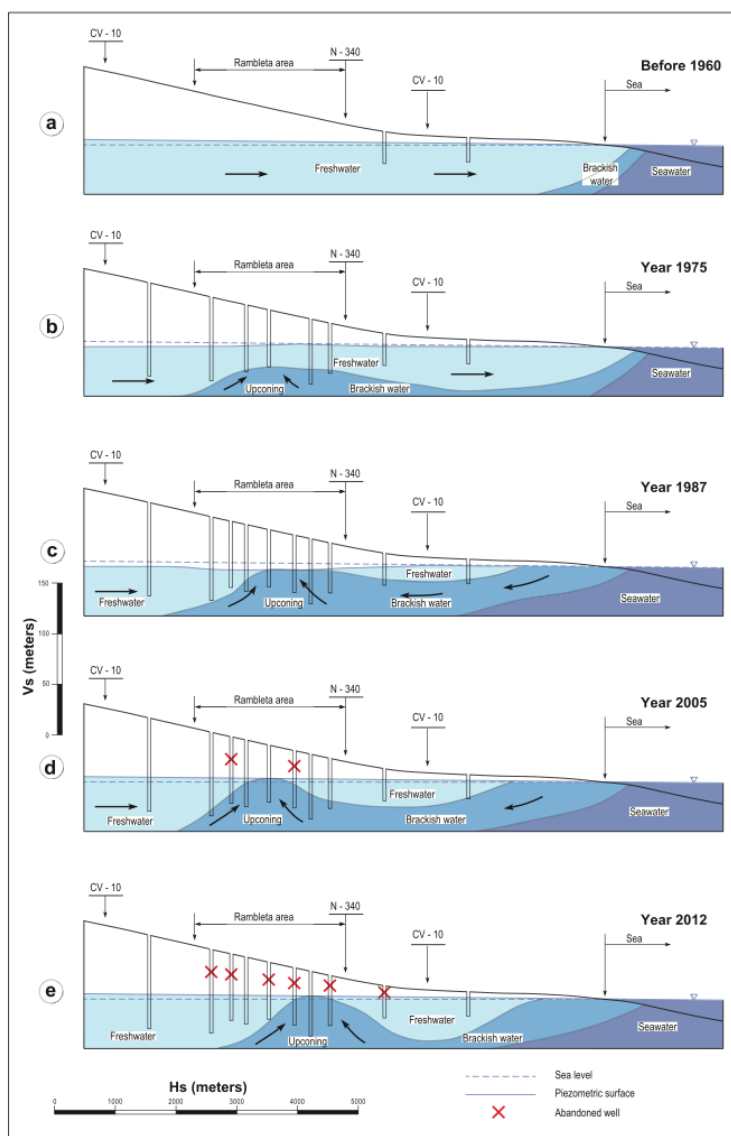


Figura 14. Historia evolutiva del proceso de salinización

La situación actual es que no existen depresiones piezométricas por debajo del nivel del mar en el sector de la Rambleta, y que los máximos de salinidad parecen haberse desplazado hacia el mar, por lo que no coinciden exactamente

con la vertical del área de máxima concentración de captaciones. Tentativamente, se puede asumir que este desplazamiento se debe al efecto del flujo de agua dulce que “empuja” el domo salino hacia el mar, según se representa en la figura 14, donde se sintetiza la historia evolutiva del proceso de salinización descrito.

Conclusiones

Debido al carácter costero del acuífero, las depresiones piezométricas generadas en el sistema por sobreexplotaciones locales intensas son la causa del avance de la interfase agua salada-agua dulce y, por tanto, de la salinización de sus aguas.

La peculiar distribución de la concentración de cloruros responde a un modelo hidrogeoquímico en el que el avance del frente salino no tiene lugar exclusivamente mediante desplazamiento lateral, sino que la explotación intensiva localizada en zonas alejadas de la costa da lugar a un proceso de ascenso vertical de la interfase agua salada-agua dulce, creando una morfología en domo salino.

Parece evidente la existencia de relación directa entre el régimen de lluvias y las variaciones piezométricas, que han sido muy acusadas tal y como corresponde a un acuífero con fuertes extracciones. A pesar de la laguna de información existente, se puede afirmar que esa relación se manifiesta de manera mucho más atenuada en los últimos años debido a que el régimen de explotación se ha reducido considerablemente.

El proyecto de recarga artificial en el que se enmarca este trabajo persigue la recuperación del buen estado cualitativo y cuantitativo de las aguas subterráneas de este sector acuífero, contribuyendo a potenciar el desplazamiento en profundidad de la interfase agua salada-agua dulce en el sector afectado por el proceso de *upconing* y del desplazamiento de la cuña salina hacia la costa.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water*, financiado por The Coca-Cola Foundation (Atlanta, USA). Nuestro agradecimiento a las comunidades de regantes de Vall de Uxó, Nules y Moncófar (Castellón), a Acuamed y a la Confederación Hidrográfica del Júcar.

Bibliografía

Ballesteros-Navarro, B.J., López-Gutiérrez, J. y Martos-Rosillo, S., (2004). Tipología y características hidrogeológicas de las Planas Litorales del Levante español. *Hidrogeología y Recursos Hídricos*. Tomo XXVII. pp 235-249. VIII Simposio de Hidrogeología, AEH. Madrid. pp 632.

Barrocu, G. (2003). Seawater intrusion in the coastal aquifers of Italy. In: Calaforra J (ed) State of seawater intrusion in coastal aquifers of the Mediterranean Coast. SWIM-SWICA, Alicante, Spain.

Gómez, J.D., López, J.A. y Garrido E. (2003). The state of seawater intrusion in Spain. *TIAC 2003. IGME*. II: 169-185.

Clark, JF., Hudson, GB., Davisson, ML., Woodside, G. y Herndon, R. (2004). Geochemical imaging of flow near an artificial recharge facility, Orange County, California. *Water* 42 (2): 167-174.

Custodio, E. (2010). Coastal aquifers in Europe: An overview. *Hydrogeology Journal*, 18(1), 269-280.

El Ayni, F., Cherif, S., Jrad, A. y Trabelsi-Ayadi, M. (2011). Impact of treated wastewater reuse on agricultura and aquifer recharge in a coastal area: Korba case study. *Water Resour Manage* 25:2251-2265.

Fleury, P. (2005). Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. Thèse de doctorat. Géosciences et ressources naturelles. Université Paris VI. 286 p.p.

Günay, G. (2003). Seawater intrusion in coastal aquifers of the Mediterranean coast of Turkey. *TIAC 2003. IGME*. II: 265-277.

Kerrou, J., Renar, P. y Tarhouni, J. (2010) Status of the Korba groundwater resources (Tunisia): observations and three-dimensional modelling of seawater intrusion. *Hydrogeology Journal* 18: 1173–1190

Lambrakis N y Marinos P (2003). The salinisation of coastal aquifers in Greece; a general review. Paper presented at the conference of the coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries, IGME, Spain, Serie: *Hydrogeología y Aguas Subterráneas*, No. 8, VII, pp 251–263. Moha

Mondal, N.C., Singh, V.P., Singh, S. y Singh V.S. (2011). Hydrochemical characteristics of coastal aquifer from Tuticorin, Tamil Nadu, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 175(1-4), 531-550.

Morell, I., Giménez, E. y Esteller, M.V. (1996). Application of the Principal Components Analysis to the study of salinization of the Castellon Plain (Spain). *The Science of the Total Environment* 177: 161-171.

Ortuño, F., Molinero, J., Custodio, E., Juárez, I., Garrido, T. y Fraile, J. (2010). Seawater intrusion barrier in the deltaic Llobregat aquifer (Barcelona, Spain): performance and pilot phase results. *21st Salt Water Intrusion Meeting*. pp: 135 – 138.

Petalas C. y Lambrakis N. (2006). Simulation of intense salinization phenomena in coastal aquifers-the case of the coastal aquifers of Thrace. *Journal of Hydrology*, 324, 51-64.

Renau-Llorens, E.A. (2010). Elementos minoritarios y traza en la masa de agua subterránea 080.021 (Plana de Castelló). Origen y procesos asociados. *Tesis Doctoral*. Universitat Jaume I, Spain. ISBN: 978-84-695-3675-9.

SGOP (1977). *Estudio hidrogeológico de la Plana de Castellón*. Servicio Geológico de Obras Públicas. Ministerio de Obras Públicas. Madrid.

Stoecker, F., Babel, M.S., Das Gupta, A., Rivas, A.A., Evers, M., Kazama, F. y Nakamura, T. (2013). Hydrogeochemical and isotopic characterization of groundwater salinization in the Bangkok aquifer system, Thailand. *Environmental Earth Sciences* 68(3) 749-763.

Tredoux, G., King, P.B. y Cavé, L.C. (1999). Managing urban wastewater for maximising water resource utilization, *Wat. Sci. Technology*, 39, 353 – 356.

Tredoux, G. y Cain, J. (2010). The Atlantis Water Resource Management Scheme: 30 years of artificial groundwater recharge. Department of water affaires. Republic of South Africa.

Tompson, A., Davisson, M., Maxwell, R., Hudson, G., Welty, C., Carle, S. y Rosenberg, N. (2001). On the fate of artificial recharge in coastal aquifer. 1st Int.

Conf. on Saltwater intrusion and coastal aquifers. *Monitoring, modeling and management*. Essaouira, Maroc.

Vengosh, A., Spivack, A.J., Artzi Y. y Ayalon (1999). Boron, strontium and oxygen isotopic and geochemical constraints for the origin of the salinity in ground water from the Mediterranean coast of Israel, *Water Resour. Res.*, 35, 1877–1894.

Werner, A.D., Jakovovic D. y Simmons, C.T. (2009) Experimental observations of saltwater up-coning. *Journal of Hydrology* 373: 230–241.

Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenboede, A., Lu, CH., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T. y Barry, D.A. (2013). Seawater intrusion processes, investigation and management. Recent advances and futures challenges. *Advances in Water Resources*, 51: 3-26.

Zakhem, B.A. y Hafez, R. (2007). Enviromental isotope study of seawater intrusion in the coastal aquifer (Syria). *Enviromental Geology* 51: 1329-1339.

Avances en la estimación de la recarga natural mediante la aplicación del método del balance de cloruros atmosféricos al acuífero del norte de Gran Canaria

Gema Naranjo Ayala¹, Tatiana Cruz-Fuentes², María del Carmen Cabrera Santana³, Luis Fernando Martín Rodríguez⁴ y Emilio Custodio Gimena⁵

Palabras clave: recarga, balance de cloruros, acuífero volcánico

Resumen

La zona norte de Gran Canaria ha sido objeto de estudio dentro de los trabajos del Proyecto REDESAC, dado que en ella se produce la mayor parte de la recarga al acuífero insular. En el presente trabajo se ha afinado la estimación de la recarga producida en esta zona con respecto a estimaciones anteriores, añadiendo los datos relativos a la deposición de cloruros producida en el año 2013 y considerando la escorrentía superficial que no había sido considerada en un principio.

Con la incorporación de los datos pluviométricos de 2013 no sólo se tienen series hidrológicas mayores, sino que se intenta subsanar el sesgo producido por la falta de muestras debido a los años secos que han precedido. Por otro lado, los nuevos cálculos de la escorrentía estimada mediante el método del

¹ Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, gnaranjo@proyinves.ulpgc.es

² Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, tcruz@proyinves.ulpgc.es

³ Departamento de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, mcarmen.cabrera@ulpgc.es

⁴ Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria / Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, España, luifer.martin@ulpgc.es

⁵ Departamento de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Jordi Girona, 1-3, 08034 Barcelona, España, emilio.custodio@upc.edu

Número de Curva en la zona de estudio, han arrojado un coeficiente de escorrentía del 9%. Al tenerlo en cuenta, la recarga media en la zona es de 25,4 hm³/a, o sea aproximadamente el 22% de la precipitación. Estos datos disminuyen la estimación de la recarga en un 28% respecto a las estimaciones realizadas sin considerar la escorrentía, resultando valores que son comparables al 19% estimado en la planificación hidrológica de la isla.

Introducción

Uno de los principales retos en la gestión de las aguas subterráneas es el conocimiento preciso de la recarga. La cuantificación de la recarga por precipitación es fundamental para un correcto conocimiento, conservación, explotación y gestión de las aguas subterráneas, amén de su importante papel medioambiental. La recarga de un acuífero es un fenómeno natural muy complejo, variable en el espacio y en el tiempo, que entraña una notable incertidumbre. Por ello, hay que abordar su evaluación mediante diversas técnicas simultáneas, de forma independiente.

El proyecto de investigación REDESAC (CGL2009-12910-C03-02), del Plan Nacional de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación titulado "Procesos de recarga y descarga de acuíferos mediante trazadores naturales", concluido en 2013, ha tenido como objetivo progresar en la investigación y desarrollo de las técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales para la estimación de la recarga a los acuíferos y de su descarga, incluyendo su funcionamiento, mediante investigación de áreas concretas con información previa.

En Gran Canaria se seleccionó el norte de la isla para llevar a cabo la estimación de la recarga utilizando el método del balance del ión cloruro de origen atmosférico. La zona de estudio es considerada como la zona de mayor recarga del acuífero insular, debido a que registra las mayores precipitaciones de la isla, favorecidas por el relieve y la dirección predominante de los vientos alisios, y a que en superficie afloran los materiales más jóvenes y permeables, con suelos poco retentivos y vegetación de moderada densidad.

En este trabajo se muestran los resultados de la estimación de la recarga media multianual mediante el balance de cloruros mejorando los valores ya publicados en Cruz *et al.* (2012), Naranjo *et al.* (2013) y Cabrera *et al.* (2013).

Para ello se ha ampliado el periodo de estudio hasta diciembre de 2013 y se ha considerado la escorrentía superficial.

Caracterización de la zona de estudio

La isla de Gran Canaria presenta una morfología cónica, cuya cota máxima se localiza a 1.949 msnm, y una orografía irregular formada por profundos barrancos radiales que nacen en el centro de la isla y desembocan en el mar. La zona de estudio tiene una superficie de 312 km² y se localiza en el sector noreste de la isla, que incluye las zonas N3, N4 y parte de la zona N2 de la zonificación hidrológica de Gran Canaria (Figura 1). Los límites de dichas zonas coinciden con el mar y con las divisorias de las cuencas hidrográficas de barrancos principales.

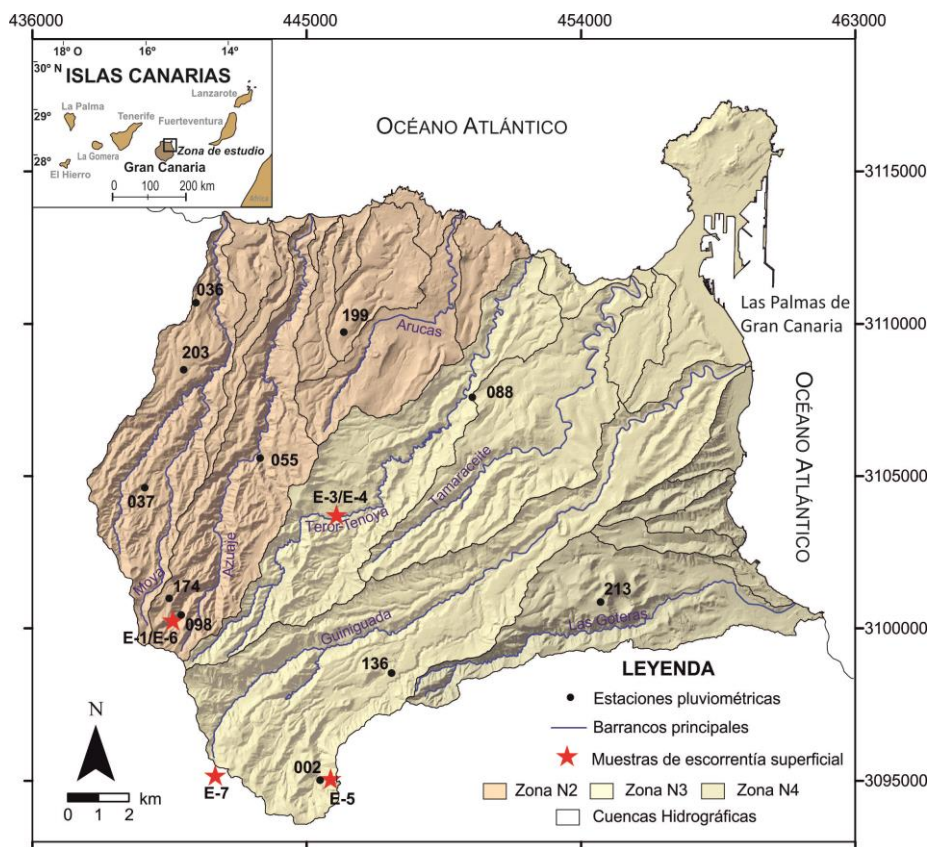


Figura 1. Zona de estudio y localización de los colectores para el muestreo del agua de lluvia y de la escorrentía superficial.

El clima en la zona de estudio es muy variable de costa a cumbre debido al gradiente altitudinal y al efecto de los vientos alisios. La precipitación media anual varía entre 800 (cotas altas) y 115 mm/a (cotas bajas), con una precipitación media de 412 mm/a, y las temperaturas máximas y mínimas medias anuales varían desde 12 °C en las zonas altas a 22 °C en la costa, con una temperatura media de 18 °C. Los vientos alisios junto con el efecto de pantalla que ejerce el relieve, permiten que la zona de medianías y cumbres medias, entre los 400 y 1.400 msnm, sea la más húmeda, con relativamente altas pluviometrías. Esta zona está regularmente afectada por el mar de nubes, garantizando no solo la humedad ambiental (precipitación horizontal), sino que reduce la insolación y por tanto las pérdidas por evaporación, sobre todo

durante el periodo estival. Por encima de los 1.400 msnm, el clima es más extremo al situarse el mar de nubes por debajo, incrementándose los contrastes térmicos entre el verano que es más caluroso y el invierno, donde se registran las temperaturas mínimas de la isla.

Características hidrogeológicas

Geológicamente la isla tiene su origen en un vulcanismo intraplaca de punto caliente, definiéndose tres etapas de evolución: juvenil (14,5-8,0 Ma), inactividad volcánica (8,0-5,0 Ma) y rejuvenecimiento (desde 5,0 Ma a la actualidad) (Pérez-Torrado, 2008). En la zona de estudio afloran fundamentalmente lavas e ignimbritas recientes del Grupo Roque Nublo y Formaciones Post-Roque Nublo de la etapa de rejuvenecimiento y sedimentos de la Formación Detrítica de Las Palmas, de la etapa de inactividad volcánica precedente. La mayoría de los pozos de la zona explotan los materiales del grupo Roque Nublo y los materiales fonolíticos-traquíticos infrayacentes, pertenecientes a la etapa juvenil de la isla.

El funcionamiento hidrogeológico de Gran Canaria se caracteriza por la existencia de un acuífero único insular, con una superficie piezométrica en forma de domo. La recarga natural se produce por infiltración de la lluvia en las zonas de cumbre y medianías, circulando preferentemente por los materiales volcánicos más recientes. Actualmente la descarga se produce al mar y mediante las extracciones de pozos y galerías, que han ido sustituyendo a las descargas naturales intermedias por los manantiales (nacientes) que existían donde afloran materiales menos permeables o en valles profundos (MOP-UNESCO, 1975; Custodio, 1978; Custodio y Cabrera, 2008).

Metodología

Método del balance de cloruros

El método de balance de cloruro atmosférico para estimar la recarga media multianual parte de la hipótesis de que el ión cloruro es conservativo en la recarga, no interacciona de forma significativa con el medio, es altamente soluble, químicamente estable y no procede de la roca sino sólo de la deposición atmosférica. Además es fácil medirlo con la precisión adecuada. En régimen transitorio el agua subterránea freática recibe un flujo másico que coincide con la aportación por la lluvia más la deposición seca, descontando la salida o entrada producida por escorrentía directa (Custodio *et al.*, 1997; Custodio, 2010; Alcalá y Custodio, 2007; Alcalá y Custodio, 2013).

Para ello se requiere conocer la deposición atmosférica media de cloruro y la salida del suelo como recarga y escorrentía. El balance medio plurianual es:

$$R \cdot C_R = D_P - E \cdot C_E \quad (1)$$

donde R es la recarga para una precipitación P, D_P es la deposición de cloruro atmosférico y E la escorrentía. C_R y C_E son las respectivas concentraciones de cloruro. D_P se obtiene de la acumulación de las deposiciones sucesivas correspondientes de cada muestreo, de tal forma que, para un periodo de muestreo dado (i), la aportación viene dada por

$$D_P = \frac{1}{n} \sum Cl_{Pi} \cdot P_i \quad (2)$$

Cl_P = concentración de cloruros en el periodo muestreado ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)

P = precipitación registrada en el periodo de muestreo ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)

n = número de días del periodo de muestreo

Los datos necesarios para su aplicación son la cantidad de precipitación y de escorrentía y sus concentraciones respectivas en ión cloruro y la concentración de cloruro representativa del agua de recarga. Dado que estos valores varían de unas zonas a otras y también temporalmente, es necesario realizar las evaluaciones por zonas y teniendo en cuenta la representatividad temporal de los datos de que se dispone.

Muestreo de agua de lluvia

La red de control establecida consta de 10 colectores de lluvia situados a diferentes altitudes (Figura 1), y localizados junto a un pluviómetro perteneciente a la Red Pluviométrica del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria, lo que permite disponer de los datos de cantidad de lluvia. El muestreo comenzó en octubre de 2008 en las cuencas de los barrancos de Moya y Azuaje (Tabla 1), y fue posteriormente ampliada a las cuencas de Guinguada, Tenoya, Tamaraceite y Las Goteras en febrero de 2010. El muestreo continúa en la actualidad, habiendo sido prolongado hasta octubre de 2014 para aumentar su representatividad al compensar la sequía de los años hidrológicos 2011-2012 y 2012-2013.

Las muestras se han recogido con una periodicidad mensual, acumulando el agua de los meses menos lluviosos hasta conseguir un volumen suficiente para su análisis. Para evitar la evaporación del agua de lluvia durante el muestreo se ha añadido una lámina flotante de vaselina y para evitar la destrucción de las muestras por parte de los animales se han cubierto con una malla de plástico. Las muestras analizadas integran la deposición atmosférica húmeda y seca, permitiendo estudiar la evolución espacial de la deposición atmosférica total.

Tabla 1. Resumen de las estaciones muestreadas. *Las estaciones 174 y 098 se consideran la misma por cambio de colector en julio de 2010. **Nº de campañas realizadas hasta junio 2014 (muestreos mensuales).

<i>Cuenca</i>	<i>Estación</i>	<i>Inicio muestreo</i>	<i>Fin muestreo</i>	<i>**Número muestreos</i>
AZUAJE-MOYA	036	06/11/2008	oct-14	47
	037	31/10/2008	oct-14	51
	055	30/10/2008	oct-14	53
	098*	31/08/2010	oct-14	35
	174*	31/10/2008	01/07/2010	18
	203	31/10/2008	oct-14	51
GUINIGUADA - TENOYA	002	04/02/2010	oct-14	36
	088	04/02/2010	oct-14	29
	136	04/02/2010	oct-14	34
	199	04/02/2010	oct-14	29
	213	04/03/2010	oct-14	40

Muestreo de escorrentía superficial

Para una mejor estimación de la recarga también se han tomado muestras de escorrentía en distintos barrancos dentro de la zona de estudio. En total se tomaron seis muestras de agua de escorrentía, localizadas en cuatro puntos distintos: dos en la cabecera del barranco de Azuaje (E-1 y E-6), dos en diferentes localizaciones del barranco de Guiniguada (E-5 y E-7), y otras dos en la zona de medianías del barranco de Teror (E-3 y E-4) (Figura 1). La escorrentía se produce de forma esporádica y generalmente a consecuencia de una borrasca. Tal es el caso de las 3 últimas muestras obtenidas, que se pudieron recoger tras la borrasca acontecida en el mes de febrero de 2013, tal como se desprende del ejemplo que se recoge en la figura 2. La figura 3 muestra la escorrentía muestreada en el punto situado en el Barranco de Teror (E-3 y E-4 en figura 1).

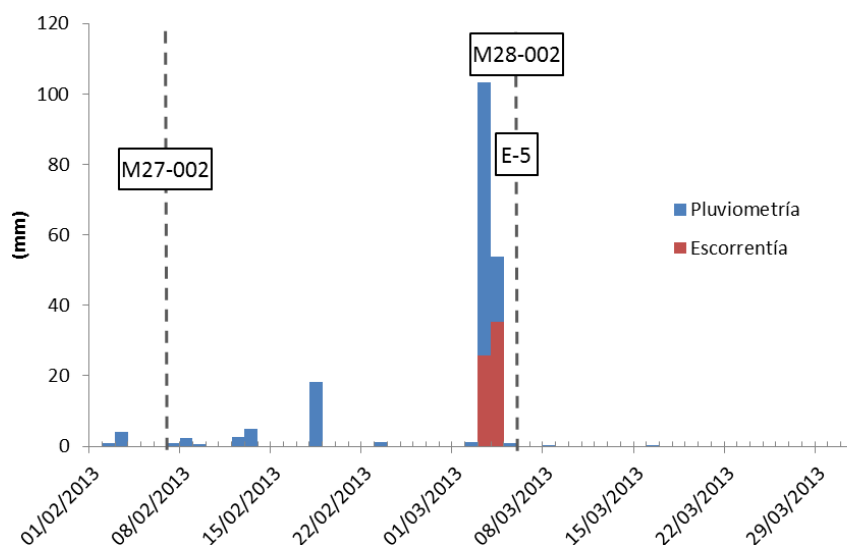


Figura 2. Registro pluviométrico de la estación 002 Hoya del Gamonal de los meses de febrero y marzo de 2013 y escorrentía producida en la cabecera del Barranco de Guiniguada como consecuencia de la borrasca y toma de muestras.



Figura 3. Escorrentía de diciembre de 2012 en el barranco de Teror (E-3).

Estimación de la recarga

Caracterización del agua de lluvia

La figura 4 muestra los diagramas de Stiff modificados de un agua de lluvia representativa de cada estación obtenida ponderando con respecto a la cantidad de lluvia en cada colector para todo el periodo de estudio.

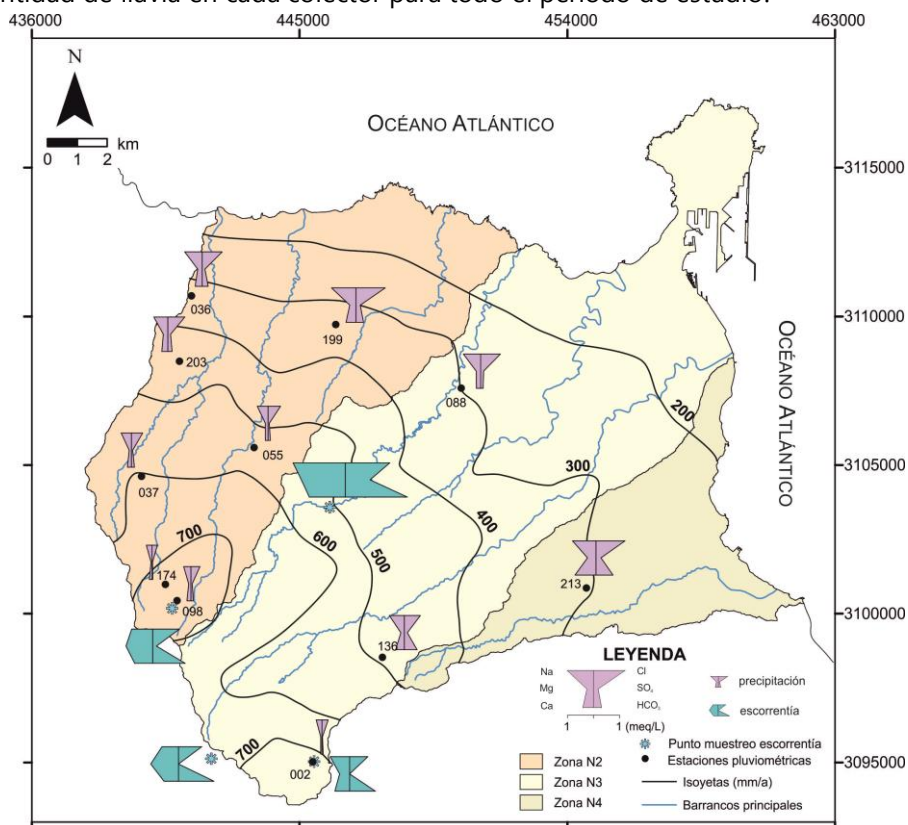


Figura 4. Diagramas de Stiff modificados del agua de lluvia ponderada en todo el periodo de estudio, así como los diagramas correspondientes a las muestras de escorrentía superficial (en los puntos con más de una muestra se representan los valores medios). Se muestra la distribución de las isoyetas medias (mm/a) para el periodo 1970-2011.

El agua de lluvia es de tipo clorurada-sódica y la concentración de sales disminuye de cumbre a costa, lo que es característico de zonas costeras con gran relieve y una importante componente eólica. La concentración también varía según que la localización de los colectores esté en fondo de barranco o en divisoria, o en la zona de sotavento o barlovento. De forma generalizada, las mayores concentraciones se encuentran en las muestras localizadas a menores cotas y tomadas durante los meses de marzo y octubre, que coinciden con los meses de menor pluviometría.

Los valores de precipitación y de aportación de cloruro atmosférico utilizados para llevar a cabo los cálculos de recarga se muestran en la tabla 2.

Tabla 2. Cálculo de la aportación de Cl del agua de lluvia. Z=cota msnm; P=precipitación media; Cl_p =concentración media ponderada de Cl de la precipitación en el periodo estudiado; D_p =aportación media de cloruro atmosférico en el periodo estudiado.

Zona	estación	z	P (mm/a)	Cl_p (mg/L)	D_p ($g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$)
N2	036	375	264,7	20,7	5,06
	199	443	360,1	30,2	9,70
	055	577	576,6	12,8	8,70
	203	645	465,6	17,5	8,44
	037	990	597,8	11,7	6,77
	098-174	1370	745,5	7,7	5,81
N3	088	315	293,6	20,4	5,45
	136	841	490,4	16,8	6,65
	002	1365	722,1	6,3	3,90
N4	213	485	307,6	30,0	9,32

La aportación media atmosférica de cloruro en cada colector para el periodo de muestreo de octubre de 2008 a diciembre de 2013 varía desde $3,9 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ a cota 1365 m (alta precipitación y poca deposición seca) hasta $9,7 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ a cota 443 m (Tabla 2).

Caracterización del agua de escorrentía superficial

Los diagramas de Stiff modificados del agua de escorrentía muestreada en la zona de estudio se recogen en la figura 4. Se trata de aguas más bicarbonatadas que el agua de lluvia. A medida que discurren de cumbre a costa aumenta la concentración de sales y pasan a ser bicarbonatadas-sódicas, respondiendo a la composición del agua de lluvia hacia la costa.

En la figura 5 se representa la concentración de cloruro en el agua de escorrentía frente a la altura a la que fueron tomadas las muestras, obteniéndose una recta de regresión lineal que ha permitido obtener un hipotético valor de cloruro del agua de escorrentía de la zona asociada a cada estación pluviométrica (Tabla 3).

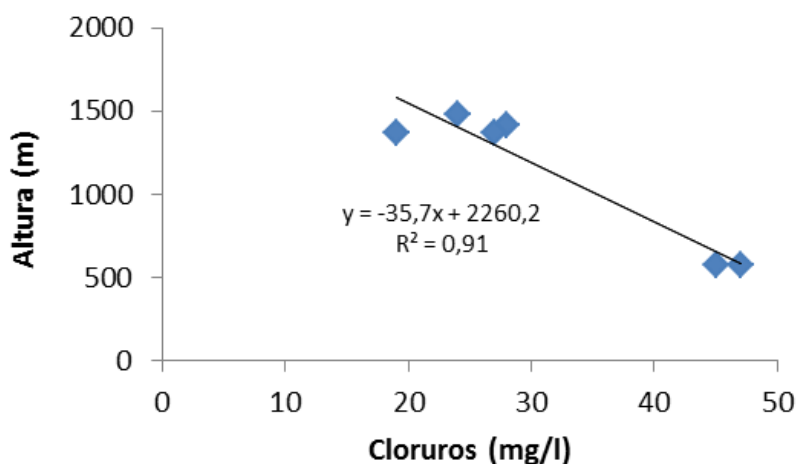


Figura 5. Representación de la concentración de cloruros del agua de escorrentía frente a la cota donde se realizó el muestreo.

Tabla 3. Valores de los cloruros de la escorrentía considerados para la estimación del flujo másico $E \cdot C_E$ para cada colector.

<i>Estación</i>	<i>Z (m)</i>	<i>Barranco</i>	<i>Escorrentía (mm/a)</i>	<i>Cl escorrentía (mg/L)</i>
002	1365	Guiniguada	290,1	21,5
036	375	Moya	83,0	46,0
037	990	Moya	294,8	35,6
055	577	Azuaje	167,0	46,0
088	315	Teror	135,2	46,0
098	1370	Azuaje	316,2	27,5
136	841	Guiniguada	130,0	39,7
199	443	Arucas	79,6	50,9
203	645	Moya	95,0	45,2
213	485	Las Goteras	252,3	46,0

No existen en la zona medidas directas de escorrentía para el cálculo del flujo másico de cloruros de la escorrentía ($E \cdot C_E$), por lo que el caudal de escorrentía ha sido estimado por zonas mediante la generación automática del Número de Curva con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (Cruz-Fuentes *et al.*, en prensa). Los valores utilizados se recogen en la tabla 3.

Caracterización del agua de recarga

El contenido de Cl en el agua de recarga se ha calculado a partir del mapa de isocloruros de las aguas subterráneas (Figura 6).

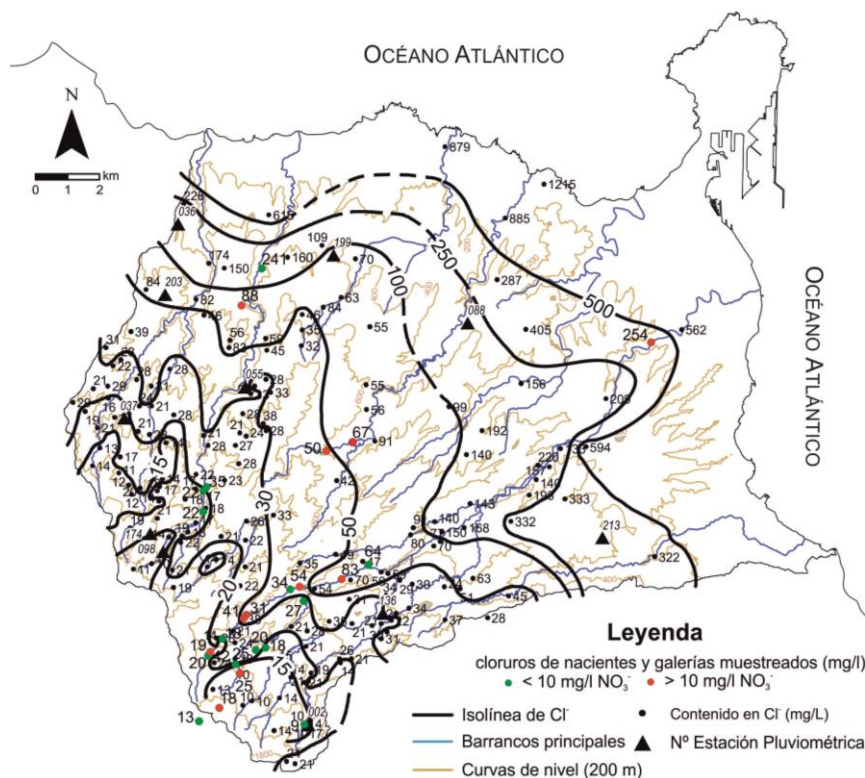


Figura 6. Mapa de isocloruros (mg/L) del agua subterránea, elaborado a partir de los datos del inventario de puntos de agua realizado por el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria en 1997, actualizado con los datos de los nacientes y galerías muestreados en 2013 durante el proyecto REDESAC.

Este mapa ha sido elaborado a partir de los datos del inventario de puntos de agua realizado por el Consejo insular de Aguas de Gran Canaria en 1997. Para su realización se han eliminado aquellas muestras con concentraciones de nitratos superiores a 10 mg/L, para evitar así la influencia de aportes de cloruros no atmosféricos procedentes de retornos de riego, y se ha complementado con muestras de nacientes y galerías visitadas en marzo/mayo de 2013 durante el proyecto REDESAC. La utilización de estos datos como representativos del agua de recarga puede suponer cierto sesgo, con efectos que pueden ser mayores a cotas menores por contribuciones de agua de procedencia más alta (Custodio, 2010).

Estimación de la recarga media en la zona de estudio

La tabla 4 recoge los cálculos de la recarga en cada zona y los valores utilizados para los mismos, según las estaciones de muestreo de agua de lluvia. Los porcentajes de recarga estimados para cada colector oscilan entre el 6% y el 35% de la precipitación media y dependen de la altitud y la cuenca donde se localizan.

Tabla 4. Resultados obtenidos en la estimación de la recarga media por el método del balance del ión cloruro en cada colector. Z=cota msnm; D_P =aportación media de cloruro atmosférico en el periodo estudiado; C_R y C_E =concentración de Cl en el agua de recarga y de escorrentía respectivamente (mg/L); R=recarga estimada (mm/a); P=precipitación.

<i>Zona</i>	<i>estación</i>	<i>z</i>	D_P ($g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$)	C_R	$E \cdot C_E$ ($g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$)	<i>R</i>	% <i>R/P</i>
N2	036	375	5,06	150	0,77	28,6	11
	199	443	9,70	75	1,15	114,0	32
	055	577	8,70	35	1,58	203,4	35
	203	645	8,44	60	0,87	126,0	27
	037	990	6,77	25	2,06	188,6	32
	098-174	1370	5,81	15	1,77	269,6	36
N3	088	315	5,45	200	1,81	18,2	6
	136	841	6,65	35	1,35	151,6	31
	002	1365	3,90	15	1,77	141,9	20
N4	213	485	9,32	300	2,32	23,3	8

La estimación de la recarga en toda la zona de estudio a partir de los cálculos realizados para cada estación pluviométrica se recoge en la tabla 5. Se ha estimado la superficie de influencia para cada colector a partir del mapa de isoyetas de las pluviometrías medias anuales (1970-2011) y las divisorias de cuenca.

Tabla 5. Precipitación media anual y recarga media anual estimada (mm/a y hm³/a) (2008-2013) para la zona norte de Gran Canaria. S es la superficie de la diferentes áreas: baja, por debajo de la isoyeta de 400 mm/a; media, entre las isoyetas 400 y 600 mm/a; alta, por encima de la isoyeta de 600 mm/a. Los valores indicados son significativos en sus dos primeras cifras.

Zona	ÁREA	S (km ²)	PRECIPITACIÓN		RECARGA		%R/P _{total}
			mm/a	hm ³ /a	mm/a	hm ³ /a	
N2	Baja	49,9	237,4	12,1	52,1	3,0	2,6
	Media	33,7	521,1	17,8	164,7	5,7	4,9
	Alta	21,6	671,6	14,1	229,1	4,7	4,1
	Total:	105,3	476,7	44,0	148,6	13,4	11,6
N3	Baja	77,4	231,2	18,0	14,3	1,1	1,0
	Media	48,3	520,2	25,0	129,8	6,3	5,5
	Alta	25,7	686,0	17,1	134,8	3,4	2,9
	Total:	151,4	479,1	60,1	93,0	10,8	9,3
N4	Baja	40,5	235,9	10,5	17,9	0,8	0,7
	Media	2,1	490,3	1,0	151,6	0,3	0,3
	Total:	42,7	363,1	11,5	84,7	1,1	1,0
TOTAL			439,7	115,6	108,8	25,4	21,9

La zona N2, más orientada al norte, registra las pluviometrías mayores de la zona de estudio atendiendo a que el clima es más húmedo gracias al mar de nubes. La recarga en esta zona asciende al 12% de la pluviometría, frente al 1% que se recarga en la zona N4, orientada más hacia el este, y con una climatología de carácter más árido.

Para variables X_i normalmente distribuidas y caracterizadas por su valor medio $\bar{X}_i$ y su desviación estándar S_{X_i} , la regla de propagación de errores para una función $X = f(X_i)$ es

$$S_X^2 = \sum (\partial f(X_i) / \partial X_i)^2 S_{X_i}^2 \quad (3)$$

Considerando que la escorrentía superficial sea despreciable, $\bar{R} = \bar{D} / \bar{C}$ ($\bar{R}$ = recarga media; $\bar{D}$ = aportación media de cloruro atmosférico; $\bar{C}$ = concentración media de cloruro en la recarga local), y midiendo el error por el coeficiente de

variación (desviación estándar dividida por la media), se obtiene que $CV_R^2 = CV_D^2 + CV_C^2$.

En el área de estudio los valores de la desviación estándar (S) son aún poco conocidos por ser las series muy cortas, pero la experiencia local existente (cierta estabilidad de la deposición total debida al peso de la deposición seca) y la comparación con series largas de la Península Ibérica dan una primera aproximación: $CV_C=0,2$ con CV_{CVC} (coeficiente de variación de CV_C)= $0,3$; $CV_D=0,20$ con $CV_{CVD}=0,5$. Así resulta $CV_R=0,28$ con una incertidumbre $CV_{CVR}=0,58$ (Alcalá y Custodio, 2013). Pueden tenerse variaciones espaciales notables.

Discusión

Los valores de aporte de cloruro a la precipitación están muy influenciados por su distancia al mar y su ubicación, según se desprende de las muestras tomadas en los colectores instalados. En general, los valores más altos corresponden a las muestras tomadas en los colectores situados a cotas más bajas, los cuales presentan una concentración elevada de cloruro debido a la gran deposición seca, de la que una parte importante es aerosol marino (Cruz, 2008). Estos valores concuerdan con los obtenidos en estudios previos en Gran Canaria, entre 4 y 5 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ en las cumbres y 20 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ en las áreas de costa (Gasparini *et al.*, 1990; Custodio, 1993; Muñoz, 2005). Así, la deposición atmosférica de cloruro y de otros solutos juega un papel importante en la salinización de las aguas subterráneas, en especial cuando R/P es pequeña (zonas áridas).

A la luz de los resultados obtenidos, y coincidiendo con el modelo de flujo en la isla, la mayor recarga al acuífero se produce en la parte media-alta de la zona de estudio (Figura 7), siendo la zona de medianías la de mayor porcentaje de recarga (48,7%). El volumen de recarga media total estimado, considerando la escorrentía producida, es de unos 25 hm^3/a (109 mm/a), lo que constituye casi el 22% de la precipitación media. En estimaciones previas, en las que se consideraba nula la escorrentía, la recarga media total ascendía a unos 34 hm^3/a (142 mm/a), constituyendo casi el 30% de la precipitación media, valor que estaba sobrevalorado en un 28%.

Esta recarga se refiere exclusivamente a la que se produce directamente por la precipitación. Para afinar más con la estimación de la recarga total se debería

considerar la infiltración de la escorrentía a lo largo del cauce del barranco. Se ha llevado a cabo una primera aproximación de la infiltración por escorrentía en los barrancos a partir de los datos del Proyecto SPA-15 (MOP-UNESCO, 1975), donde para la zona N3 se estimó que aproximadamente el 1,2% de la precipitación se infiltra como escorrentía en el barranco Guiniguada. Esto sumaría a la recarga en la zona N3 unos $0,74 \text{ hm}^3/\text{a}$, si no se retuviese gran parte de la escorrentía en las presas.

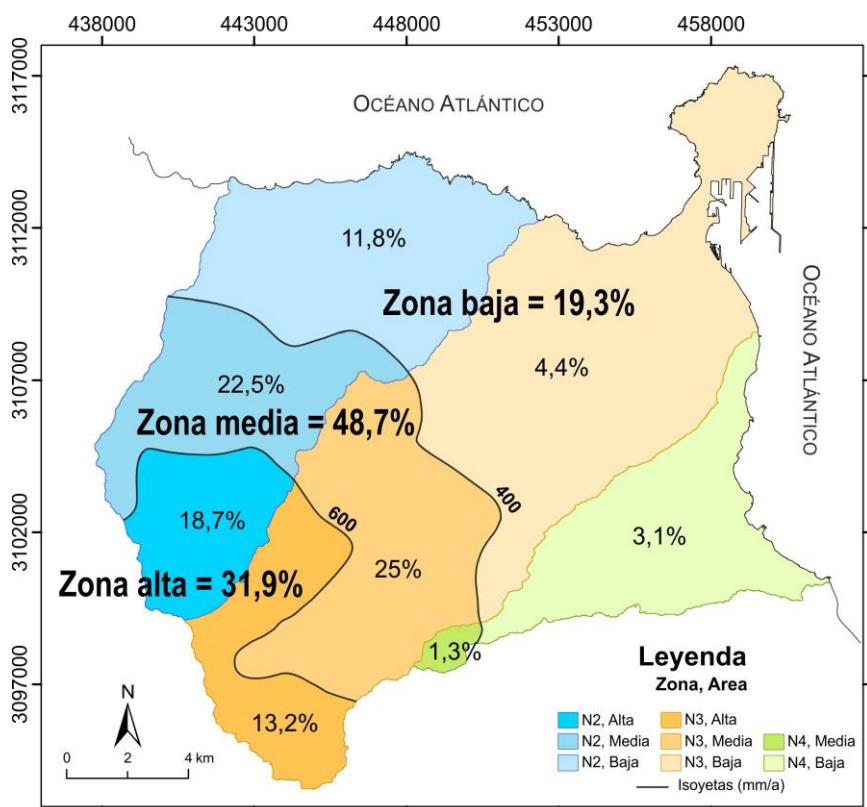


Figura 7. Porcentaje de recarga en cada zona, respecto a la recarga total de la zona de estudio (R/R_{TOTAL}).

Para mejorar la estimación de la recarga en la zona de estudio se está procediendo a validar los resultados obtenidos con el método del balance de cloruros atmosféricos mediante la aplicación de otros métodos hidrogeológicos,

hidrogeoquímicos e isotópicos, teniendo en cuenta la escala temporal y espacial que les afecte, así como con el cálculo de la recarga a partir del balance diario de agua en el suelo. En este sentido, los trabajos del proyecto continúan hasta finalizar el año hidrológico 2013/2014.

Conclusiones

El agua de lluvia en la zona de estudio es de composición clorurada-sódica, lo que es característico de zonas costeras con alta influencia marina. Se observa una marcada variación estacional en la concentración, siendo mayor durante los meses de verano debido a la disminución de las precipitaciones y el aumento de la deposición seca, ya que son los meses con mayor predominio de los vientos alisios, de procedencia marina directa, y de mayor evaporación.

El volumen de recarga media total estimado asciende aproximadamente a unos 25 hm³/a (109 mm/a), lo que constituye casi el 22% de la precipitación media. Estos datos disminuyen la estimación de la recarga en un 28% respecto a las estimaciones sin considerar la escorrentía. Esto tiene una doble interpretación, ya que si demuestra que la escorrentía tiene un peso importante a la hora de estimar correctamente la recarga difusa, parte de esta escorrentía se infiltrará a su paso por el barranco y producirá recarga indirecta. Esta infiltración es difícil de cuantificar ya que la poca escorrentía producida queda retenida normalmente en las presas (MOP-UNESCO, 1975).

La primera evaluación presentada en este trabajo, independiente de los métodos de balance de agua en el suelo e hidrodinámicos, sirve para contrastar los resultados de la Planificación Hidrológica, donde se estima la recarga en un 19% de la precipitación (PHGC, 1999). Como esta planificación tiene que ser revisada cada 6 años según lo establecido en la Directiva Marco del Agua Europea y el actual Texto Refundido de La Ley de Aguas española, corresponde a la autoridad del agua (Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria) mantener la red de observación y las condiciones para una aplicación del método aquí presentado, que contribuya a reducir las incertidumbres.

Agradecimientos

El presente trabajo se enmarca en el proyecto REDESAC (CGL2009-12910-C03-02) y el Programa CONSOLIDER-TRAGUA (CSD2006-00044), del Ministerio de Ciencia e Innovación. Se agradece a EMALSA (Empresa Mixta de Aguas de Las Palmas), así como a los observadores voluntarios de los pluviómetros de la red del Consejo Insular de Aguas, su desinteresada colaboración en el muestreo. La visita a las galerías y nacientes en el Bco. de Guiniguada fue posible gracias a la colaboración de Heredad de Aguas de Las Palmas, Dragonal, Bucio y Briviesca.

Bibliografía

Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2007). Recarga por la lluvia a los acuíferos costeros españoles mediante balance de cloruro en el suelo. *Los acuíferos costeros: retos y soluciones*. Volumen 1, Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 855-869. ISBN 978-84-7840-712-5.

Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2013). Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in a large varied territory. *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.9556.

Cabrera, M.C., Naranjo, G., Hernández-Quesada, P., Benavides, A., Estévez, E., Cruz-Fuentes, T., Martín, L.F., y Custodio, E. (2013). Estimación de la recarga natural a los acuíferos del Norte de Gran Canaria a partir del balance de cloruros. En N. González, E. Kruse, M.M. Trovatto y P. Laurencena: *Temas actuales de la Hidrología Subterránea*, 247-254. Universidad de La Plata.

Cruz, T. (2008). Contribución de la modelación numérica e hidroquímica al conocimiento del acuífero de La Aldea (Gran Canaria). *Tesis Doctoral*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 283 p.

Cruz, T., Benavides, A., Naranjo, G., Cabrera, M.C., Hernández-Quesada, M.P., Estévez, E., Martín, L.F., y Custodio, E. (2012). Estimación de la recarga natural en la zona Noreste del acuífero insular de Gran Canaria (Islas Canarias, España) mediante el balance de cloruros atmosféricos. En Lambán, L.J., Carceller, T., Valverde M. y Fernández-Jaúregui, C. (eds): *Las Aguas Subterráneas: Desafíos de la Gestión para el Siglo XXI*. Asoc. Intern. Hidrogeólogos – Grupo Español.

Cruz-Fuentes, T., Naranjo, G., Cabrera, M.C., Custodio, E. (2014). Estimación de la escurrentía superficial mediante la generación automática del número de curva con un SIG. Aplicación al norte de Gran Canaria (Islas Canarias, España). II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, CIAS2014. Valencia (en prensa).

Custodio, E. (1978). Geohidrología de terrenos e islas volcánicas. *Centro de Estudios Hidrográficos*. Publ. 128, MOPU. Madrid: 1-303

Custodio, E. (1993). Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria island. En: Custodio, E. y Galofré, A. (eds.). *Study and Modeling of Saltwater Intrusion into Aquifers*, CIMNE-UPC, Barcelona: 81-98.

Custodio, E. (2010). Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance. *Contributions to Science*. 6(1): 81-97.

Custodio, E., Llamas, M.R. y Samper, J. (1997). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid. 1-455.

Custodio, E. y Cabrera, M.C. 2008. Síntesis de la hidrogeología de las Islas Canarias. *Geo-Temas*. Vol. 10. 785-788.

Gasparini, A., Custodio, E., Fontes, J.Ch., Jimenez, J., y Núñez, J.A. (1990). Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquifères en terrains volcanique sous climat semi-aride (Amurga, Grande Canarie, Iles Canaries). *Journal of Hydrology*, 114:61-91.

MOP-UNESCO (1975). Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Centro de Estudios Hidrográficos-Servicio Geológico de Obras Públicas. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid.

Muñoz, J. (2005). Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de La Aldea (Gran Canaria). *Tesis Doctoral*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 310 pp. + Anejos.

Naranjo, G., Cruz-Fuentes, T., Benavides, A., Cabrera, M.C., Hernández-Quesada, P., Estévez, E., Martín, L.F., y Custodio, E. (2013). Los trabajos del Proyecto REDESAC en el Norte de Gran Canaria: estimación de la recarga natural media mediante el balance de cloruros atmosféricos. En J.C. Santamarta (ed): *Avances en la Investigación de los Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos*. Universidad de La Laguna: 37-48.

Pérez-Torrado, F.J. (2008). Geología de Gran Canaria. En: F.J. Pérez-Torrado, y M.C. Cabrera, (eds.): *Itinerarios geológicos por las Islas Canarias*. Gran Canaria. Sociedad Geológica de España, Geo-Guías, 5: 27-39.

PLAN HIDROLÓGICO DE GRAN CANARIA (PHGC) (1999). Boletín Oficial de Canarias 73, 08/06/1999. Decreto 82/1999.

Utilización de un modelo continuo equivalente como apoyo a la gestión del acuífero del Campo de Montiel

Vicente Navarro Gámir¹, Miguel Candel², Ángel Yustres¹, Laura Asensio¹

Palabras clave: gestión de agua, acuífero kárstico, cambio climático, cuenca Alto Guadiana

Resumen

Se presenta en este trabajo un modelo continuo equivalente como herramienta de apoyo a la gestión del acuífero kárstico del Campo de Montiel. Dada las limitaciones que tiene modelos de este tipo para simular el comportamiento de un karst, la presentación se centra en la caracterización del flujo regional. La descripción espacial de la transmisividad equivalente se ha realizado mediante la aplicación de un método de identificación directa.

Como magnitud-objetivo del proceso de identificación se utilizó un modelo plausible del régimen estacionario. Para definirlo se utilizaron técnicas geoestadísticas, obteniéndose ajustes muy satisfactorios. No obstante, dada la incertidumbre asociada al modelo y el carácter estocástico de los fenómenos analizados, este ajuste debe ser valorado con prudencia. Se propone un método basado en la comparación de respuestas para estimar las extracciones aceptables para el sistema.

Para ello, asumiendo un modelo de clima, se compara la respuesta del sistema a corto y medio plazo contemplando tanto la opción de bombeo cero (referencia) como una cierta tasa de extracción. Las estimaciones deben ser revisadas de campaña en campaña. Incluso dentro de un año hidrológico las estimaciones deben ser reformuladas si la red de observación (piezómetros y manantiales) indica que las predicciones realizadas se apartan de modo

¹ Universidad de Castilla-La Mancha

² Universidad de Extremadura

apreciable de los comportamientos reales. Al aplicar este procedimiento se obtuvieron resultados satisfactorios.

Además de mejorar la condición hidrológica de las lagunas de Ruidera, la utilización de un procedimiento racional de definición de las extracciones facilitó el entendimiento entre los responsables administrativos y los usuarios.

Funcionamiento hidrodinámico del acuífero kárstico que drena el manantial de Fuenmayor (Prepirineo aragonés)

Carlota Oliván Pociello¹, L. Javier Lambán Jiménez², J. Antonio Cuchí Oterino³ y J. Luis Villarroel Salcedo⁴

Palabras clave: funcionamiento hidrodinámico, acuífero kárstico, Sierra de Guara, Fuenmayor

Resumen

El manantial de Fuenmayor (Huesca), es uno de los más interesantes de la Sierra de Guara, ya que constituye el principal punto de descarga de un acuífero kárstico que ha sido utilizado como fuente complementaria de abastecimiento a la ciudad de Huesca. Para conocer el funcionamiento de este acuífero se ha realizado un análisis de las curvas de recesión del hidrograma para los periodos 2002-2005 y 2009-2011, mediante el método propuesto por Mangin (1970, 1975), comparando los resultados con los obtenidos en estudios anteriores. El manantial presenta un rápido (7-9 horas) e importante aumento de caudal en respuesta a las precipitaciones (caudal máximo entre 2002 y 2011 de 1.370 L/s). Sin embargo, en los periodos de estiaje drena un caudal base (en torno a 12 L/s entre 2002 y 2011) que no ha llegado a agotarse nunca. El análisis de la curva de recesión (Mangin 1970, 1975) clasifica a este acuífero de tipo IV, con valores medios de los parámetros de $k=0,15$ e $i=0,69$. Estos valores corresponden con un sistema kárstico y complejo.

¹ Geóloga autónoma. C/ Duquesa de Villahermosa nº1, 2º, 22001, Huesca. carlotaoliván@gmail.com

² IGME. Unidad de Zaragoza. C/ Manuel Lasala 44, 9º, 50006, Zaragoza. javier.lamban@igme.es

³ Dpto de Ciencias Agrarias y del Medio Natural. E. Politécnica Superior de Huesca. Universidad de Zaragoza. Cª Cuarte s/n, 22071, Huesca. cuchi@unizar.es

⁴ Dpto de Informática e Ingeniería de Sistemas. Escuela de Ingeniería y Arquitectura. Universidad de Zaragoza. C/ María de Molina 3, 50071, Zaragoza. jlvilla@unizar.es

Introducción

El conocimiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos es complicado, debido principalmente a su carácter heterogéneo y anisótropo (Liñán, 2005). El uso de métodos clásicos para conocer el funcionamiento de estos acuíferos, como ensayos de bombeo o de inyección, está limitado debido a que los mecanismos de génesis y desarrollo de estos dan lugar a un medio muy discontinuo y heterogéneo (Mangin, 1975; Labat *et al.*, 2000). La investigación hidrogeológica considera los macizos kársticos compartimentados en sistemas, en los que el flujo subterráneo se organiza para constituir una unidad de drenaje (Mangin, 1974). Según este concepto, en un sistema existe una relación causa-efecto entre la entrada (precipitaciones, temperatura ambiente,...) y la salida (caudal, química, temperatura,...). Por todo esto, varios autores comenzaron a trabajar de acuerdo a esta interpretación sistémica usando técnicas de análisis e identificación derivadas de la Ingeniería de Sistemas.

Los estudios específicos sobre el funcionamiento hidrodinámico de los acuíferos kársticos en el sector central de las Sierras Exteriores (Prepirineo aragonés) son muy escasos. El manantial de Fuenmayor (Huesca), es uno de los más interesantes de toda la Sierra de Guara, ya que constituye el único punto de descarga del acuífero de estudio y es utilizado como fuente complementaria de abastecimiento a la ciudad de Huesca. En este trabajo se presenta la metodología empleada y los resultados obtenidos a partir del análisis del hidrograma del manantial y el análisis de las curvas de recesión mediante el método propuesto por Mangin (1970, 1975), para los periodos 2002-2005 y 2009-2011. Además, los resultados se han podido comparar con los obtenidos a partir de otras técnicas aplicadas anteriormente (análisis correlatorio y espectral, y técnicas de identificación de sistemas).

Situación y características del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la provincia de Huesca (Comunidad Autónoma de Aragón), concretamente en las inmediaciones de San Julián de Banzo (744 msnm), a 19 km al norte de la ciudad de Huesca (Figura 1). Esta zona forma parte de la Sierra de Guara, una de las alineaciones montañosas más importantes del Prepirineo aragonés con una cota máxima de 2077 m de altitud.

El armazón principal de estas sierras está constituido por materiales carbonatados, donde se encuentran los mayores desniveles o áreas más escarpadas, además de encontrarse en ellas importantes morfologías kársticas (Rodríguez-Vidal, 1986).

El acuífero que drena Fuenmayor es de tipo kárstico, está formado por las calizas de la Formación Guara (Eoceno) y de las Formaciones Adraén y Bona (Cretácico superior). Su superficie de recarga es de aproximadamente 9,70 km² (Figura 1). Según el guarda del manantial, este presenta un rápido (7-9 horas) e importante aumento de caudal en respuesta a las precipitaciones. Sin embargo, en los periodos de estiaje drena un caudal base que no ha llegado a agotarse nunca. El acuífero de Fuenmayor se recarga principalmente por la infiltración del agua de lluvia. Para el periodo 2002-2011 la precipitación promedio es de 611 mm/año y la temperatura promedio de 11 °C.

Metodología

Para conocer el funcionamiento del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor por medio de la respuesta hidrodinámica, se han analizado las series de caudales y precipitaciones medidos a nivel horario en la estación automática de muestreo de Fuenmayor. Esta serie comprende el periodo de datos recopilados entre abril de 2002 a marzo de 2005 y entre junio de 2009 a abril de 2012.

Análisis del hidrograma

El análisis de los hidrogramas de los manantiales ofrece una importante visión potencial de la naturaleza y el funcionamiento de los sistemas kársticos (Ford y Wiliams, 1980). De esta forma, se ha realizado un primer análisis de los hidrogramas anuales del manantial de Fuenmayor para el periodo 2002-2005 y 2009-2011, donde se ha descrito la forma del hidrograma en función de su respuesta a las precipitaciones. Además, se han calculado los principales estadísticos (máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar) de los datos de caudal registrados para cada año hidrológico y el caudal promedio de los cuatro años hidrológicos.

Análisis de la curva de recesión

El análisis de la curva de recesión mediante el método propuesto por Mangin (1970, 1975) ha sido uno de los más utilizados, ya que fue desarrollado específicamente para acuíferos kársticos. Este método se basa en la descomposición de la curva de recesión en dos partes: decrecida y agotamiento (Figura 2). La forma de la curva de recesión depende de la manera en que se produce la infiltración, directamente relacionado con el tipo (lluvia, nieve,...), cantidad e intensidad de los diferentes eventos pluviométricos, así como las condiciones hidrodinámicas en las que se encuentra tanto la zona saturada como no saturada que, a su vez, dependen del estado hidrodinámico previo del acuífero (Jiménez, 2010). Las dos partes de la curva de recesión sirven para identificar y distinguir dos subsistemas dentro del sistema kárstico: el subsistema infiltración, y el subsistema saturado.

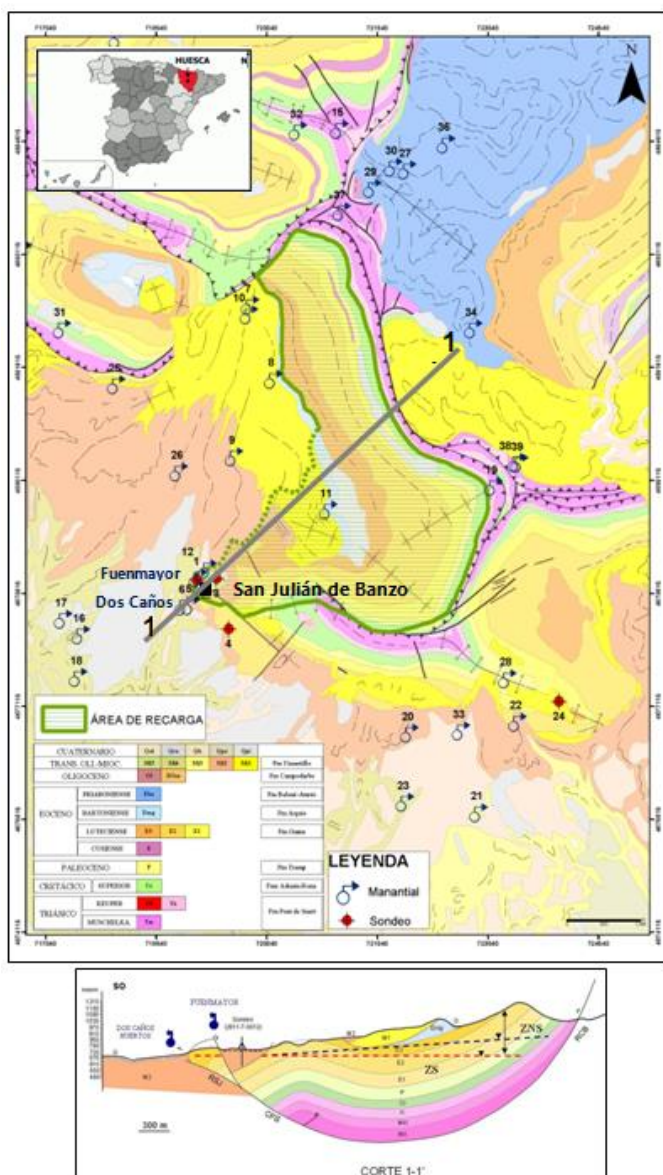


Figura 1. Situación geográfica, cartografía geológica, área de recarga y esquema de funcionamiento hidrogeológico del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor (Oliván, 2013).

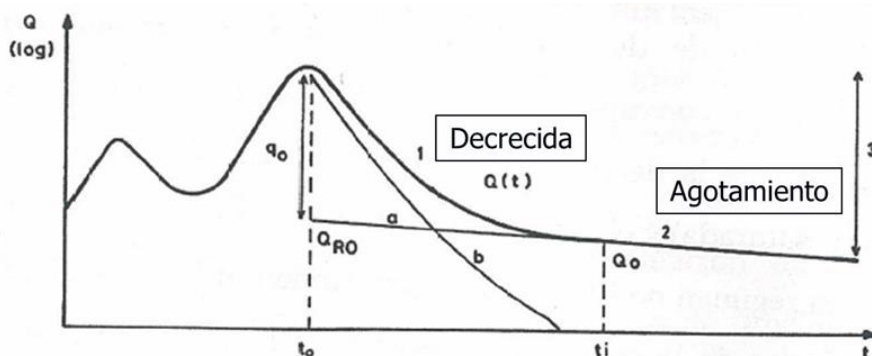


Figura 2. Descomposición de la curva de recesión (Mangin, 1970,1975).

La curva de recesión puede expresarse mediante la siguiente expresión (Mangin, 1970, 1975):

$$Q(t) = \psi(t) + \phi(t) = q_0 \frac{(1 - \eta t)}{(1 + \varepsilon t)} + Q_{R0} e^{-\alpha t} \quad (1)$$

La función $\psi(t)$ (desde $t_0=0$ hasta t_i =duración de la decrecida) modela el efecto de la infiltración en el manantial, modulada por su transferencia a través de la zona no saturada, además de considerar el comportamiento de la zona saturada durante la decrecida (Liñán, 2005). El parámetro η (coeficiente de velocidad de infiltración) se calcula a partir de la expresión $\eta = 1/t_i$ (días⁻¹). El parámetro ε (coeficiente de heterogeneidad) caracteriza la forma en que disminuyen los caudales durante la decrecida. Se calcula a partir de la expresión $\varepsilon = (1/t) - 2\eta$, considerando t el tiempo que debe transcurrir para que $q = q_0/2$, siendo q_0 el caudal aportado por la zona no saturada en la punta de la crecida.

La función $\phi(t)$, definida por Maillet (1905), se refiere a la descarga de la zona saturada del acuífero kárstico, sin lluvias, durante el agotamiento. α es el denominado coeficiente de agotamiento y Q_{R0} es el caudal correspondiente al inicio del agotamiento. A partir de estos datos es posible calcular además el volumen dinámico $Vd = Q_{R0} / \alpha$, que representa el volumen de agua almacenado en la zona saturada al inicio del agotamiento.

Mangin (1975) propuso utilizar dos parámetros (i y k), como criterios de clasificación y comparación de sistemas kársticos. El parámetro i es el valor de

$\psi(t)/q_0$ para $t=2$ días y caracteriza la decrecida. El parámetro k es el cociente entre el volumen dinámico (V_d) y el volumen en tránsito (V_t =volumen emitido en un ciclo anual). Dicho parámetro está relacionado con el poder regulador del sistema y la importancia de la zona saturada. A partir del valor de estos parámetros, Mangin (1975) estableció una clasificación con 5 dominios.

Resultados

El análisis de los hidrogramas anuales del manantial de Fuenmayor (Figura 3) muestra rápidos incrementos de caudal en relación con las precipitaciones registradas durante el periodo de investigación (2002-2005 y 2009-2011). Las respuestas son rápidas y de forma abrupta, y se detectan diferencias importantes de caudal entre el final del agotamiento y la punta de la crecida.

Por lo general, a lo largo de un año hidrológico se observa que desde el comienzo del verano (estiaje) y hasta el principio del otoño, el acuífero presenta un caudal mínimo que, a pesar de estar en fase descendente, no ha llegado a agotarse nunca. Durante el estiaje el manantial no responde a las lluvias ocurridas y si lo hace es con caudales poco importantes. Según Villarroel *et al.* (2002), la precipitación de este periodo se almacena en el suelo y epikarst y debe ser consumida, al menos parcialmente, por la vegetación. A partir de las primeras lluvias de otoño (septiembre-octubre), el caudal comienza a aumentar aunque con respuestas modestas a las precipitaciones. Al continuar las lluvias durante el otoño, el acuífero se pone de nuevo en funcionamiento, posiblemente al recuperar las reservas de agua en el suelo y el epikarst, hasta el final de la primavera. Los máximos picos de caudal en respuesta a las precipitaciones se dan principalmente en febrero y marzo, seguidas por las precipitaciones de mayo y junio.

En la tabla 1 se muestran los principales estadísticos de los datos de caudal registrados para cada año hidrológico y el caudal promedio de los cuatro años hidrológicos (107 L/s). Es reseñable que existe una diferencia importante entre los caudales máximos, promedios y medianos registrados durante el primer periodo (2002-2005) en comparación con el segundo (2009-2011). No ocurre así con los caudales mínimos. A pesar de estas diferencias, relacionadas posiblemente con una serie importante de años secos entre un periodo y otro, y

con un ligero aumento de la temperatura, no se aprecian cambios en la dinámica del acuífero.

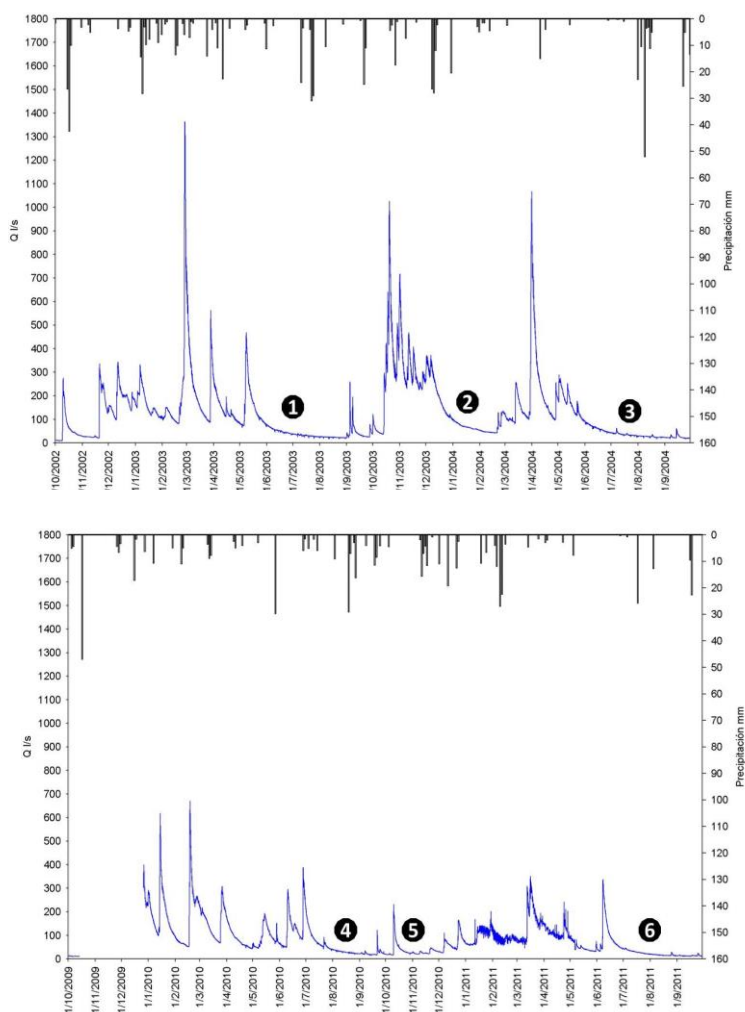


Figura 3. Hidrogramas a nivel horario del manantial de Fuenmayor para los años hidrológicos 2002-2003, 2003-2004, 2009-2010 y 2010-2011. Situación de las curvas de recesión estudiadas.

Tabla 1. Datos estadísticos para cada año hidrológico de estudio y promedio de los cuatro años.

AÑO	Q Máximo	Q Mínimo	Q Promedio	Q Mediana	Q Desv. Est.	P mm
2002-2003	1364	9	116	91	123	763
2003-2004	1068	17	140	86	145	730
2009-2010	671	9	106	76	91	784
2010-2011	352	11	66	47	55	577
PROMEDIO	863	12	107	75	104	714

Para aplicar el método propuesto por Mangin (1970, 1975) se han seleccionado 3 curvas de recesión para el periodo 2002-2005 y otras 3 curvas de recesión para el periodo 2009-2011 (Figura 3). En la tabla 2 se muestran los datos relativos a las mismas y los resultados obtenidos. Todas ellas se ven poco o nada afectadas por precipitaciones durante un largo periodo y coinciden principalmente con el estiaje.

Tabla 2. Parámetros i y k de Mangin (1970, 1975) obtenidos a partir del análisis de todas las curvas de recesión correspondientes al periodo 2002-2005 y 2009-2011

Evento	Fecha crecida	Fecha fin	P (mm)	Q punta (L/s)	i	k
1	08-05-03	31-08-03	69,7	425	0,651	0,124
2	07-12-03	20-02-04	63,3	337	0,777	0,185
3	23-05-04	22-08-04	61,2	150	0,78	0,191
4	28-06-10	01-09-10	33,4	343	0,560	0,126
5	08-06-11	24-08-11	13,5	294	0,571	0,145
6	21-11-11	23-01-12	11,7	54	0,813	0,107
Media			42,13	267	0,692	0,146

El valor medio del parámetro i es de 0,69. Según el criterio de Mangin (1975), este valor indicaría que se trata de un sistema complejo y de grandes dimensiones. El valor del parámetro k presenta un dato medio de $k=0,15$. Este valor corresponde a un sistema de tipo kárstico. Es decir, el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor presenta un importante grado de karstificación y ligero poder regulador. La representación de los parámetros k e i en el gráfico de Mangin (1975) obtenidos de las curvas de recesión analizadas durante los dos periodos de estudio se encuentran dentro del dominio IV, característico de

un sistema kárstico, complejo y de grandes dimensiones. Sin embargo, la superficie de este acuífero es de unos 10 km².

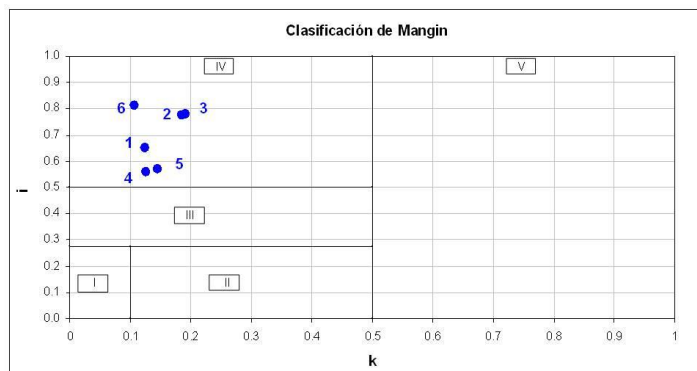


Figura 4. Representación en el gráfico i - k propuesto por Mangin (1970, 1975), de los resultados correspondientes a las curvas de recesión analizadas en el manantial de Fuenmayor (2002-2005 y 2009-2011).

Para el periodo mayo 2002-abril 2003, Villarroel *et al.* (2004) aplicaron el análisis correlatorio y espectral simple al manantial de Fuenmayor. Con un efecto memoria de 10 días, Fuenmayor fue clasificado como del tipo Baget (Mangin, 1984) que pone de manifiesto una karstificación elevada. El manantial de "Le Baget" presenta un valor de k similar al que presenta Fuenmayor. Este hecho valida la clasificación con respecto a k , aunque no lo hace respecto al parámetro i . La clasificación con respecto al efecto memoria atiende fundamentalmente al agotamiento del manantial.

Por otro lado, estos mismos autores utilizaron técnicas de identificación de sistemas y como resultado obtuvieron una función de transferencia de segundo orden con 7 horas de retraso (Chinarro *et al.*, 2012). El polo lento de esta función de transferencia, que se corresponde con el coeficiente de agotamiento del análisis de la curva de recesión, es en discreto $z=0,9994$ que convertida a continuo se obtiene $s=-0,6 \times 10^{-3} \text{ h}^{-1}=0,014 \text{ d}^{-1}$. El valor promedio del coeficiente de agotamiento obtenido para Fuenmayor ($\alpha=0,012 \text{ d}^{-1}$) es similar al valor del polo lento de la citada función de transferencia. Validando, por lo tanto, este parámetro de comportamiento.

Discusión y conclusiones

El análisis del hidrograma pone de manifiesto que el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor es de tipo kárstico. Presenta un rápido (7-9 horas) e importante aumento de caudal en respuesta a las precipitaciones (hasta un máximo aforado de 1.370 L/s entre 2002 y 2011). Sin embargo, drena un caudal base en los periodos de estiaje (~12 L/s) que no ha llegado a agotarse nunca. Por otro lado, parece que existe una zona no saturada importante ya que hasta que no se restituyen las reservas de agua en la zona no saturada (suelo y epikarst, según Villarroel *et al.*, 2004) después del estiaje, el acuífero no se pone de nuevo en funcionamiento.

Por otro lado, el estudio de las curvas de recesión según Mangin (1970, 1975), clasifica al acuífero de Fuenmayor como de tipo IV, con valores medios de los parámetros de $k=0,15$ e $i=0,69$. Estos valores se corresponden con un sistema kárstico, complejo y de grandes dimensiones. El valor de k , que le da el carácter kárstico, queda refrendado con otros estudios anteriores utilizando otras técnicas, y verificando que se trata de un sistema kárstico (Villarroel *et al.*, 2004). Además, el valor promedio del coeficiente de agotamiento calculado es similar al valor del polo lento de la función de transferencia obtenida en otros estudios recientes (Chinarro *et al.*, 2012). Sin embargo, la clasificación como sistema complejo y de grandes dimensiones, relacionado con el parámetro i , no concuerda con la superficie estimada para este acuífero, de unos 10 km². Como el valor del parámetro i hace referencia al agotamiento de la decrecida del manantial, su elevado valor podría interpretarse como debido a la existencia de una zona importante de fisuración que favorecería una infiltración lenta así como un cierto almacenamiento de agua en la zona no saturada, haciendo que la decrecida sea algo más larga de lo esperado.

Bibliografía

- Chinarro, D., Villarroel, J. L. y Cuchí, J. A. (2012). Wavelet analysis of Fuenmayor karst spring, San Julián de Banzo, Huesca, Spain. *Environ. Earth Sci.*, 65 (8), 2231-2243.
- Ford, D.C. y Williams, P. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. London, 601 pp.

Jiménez, P. (2010). Caracterización hidrogeológica de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de sus respuestas naturales. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 386 pp.

Labat, D., Ababou, R. y Mangin, A. (2000). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *J. Hydrol.*, 238, 123-148.

Liñán, C. (2005). *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad de Yunquera-Nieves (Málaga)*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 321 pp.

Maillet, O. (1905). *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris.

Mangin, A. (1970). Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Ann. Spéléol.*, 25 (3), 581-610.

Mangin, A. (1974). Notions des systèmes karstiques. *Spelunca Mém.*, 8, 85-86.

Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (I). Tesis Doctoral. Sciences Naturelles, Universidad de Dijon (Francia). En: *Ann. Spéléol.*, 29 (23): 283-332; 229 (284): 495-601; 230 (281): 221-124.

Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J. Hydrol.*, 67, 25-43.

Oliván, C. (2013). Delimitación, evaluación de la recarga y funcionamiento hidrodinámico del acuífero drenado por el manantial kárstico de Fuenmayor (Prepirineo aragonés). Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 196 pp.

Rodríguez-Vidal, J. (1986). Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte. *Colección de Estudios Altoaragoneses*, 27, 336 pp.

Villarroel, J.L. y Cuchí, J.A. (2002). Análisis de Respuesta de Fuenmayor. (San Julián de Banzo, Huesca). Primeros resultados. *Geogaceta*, 31, 71-74.

Villarroel, J.L. y Cuchí, J.A. (2004). Estudio cualitativo de la respuesta, de mayo 2002 a abril 2003, del manantial kárstico de Fuenmayor (San Julián de Banzo, Huesca) a la lluvia y a la temperatura atmosférica. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 115 (2), 237-246.

Análisis de pesticidas en aguas continentales mediante técnicas cromatográficas acopladas a espectrometría de masas

María Teresa Pena Sendón¹, Jose Ángel Martínez-Pontevedra¹, José Benito Rodríguez Fernández¹

Palabras clave: pesticidas, cromatografía líquida, cromatografía de gases, espectrometría de masas

Resumen

La contaminación de los recursos acuáticos con residuos de pesticidas es uno de los mayores retos para la preservación y sostenibilidad del medio ambiente. El amplio uso de los pesticidas a nivel mundial en prácticas agrícolas, junto con la emisión industrial durante el proceso de producción, ha originado que se encuentren residuos de estos contaminantes en agua, suelos y alimentos. El transporte y distribución de los pesticidas en el medio ambiente, así como sus efectos toxicológicos dependen en gran medida de sus propiedades físico-químicas y su modo de acción (herbicidas, insecticidas, reguladores del crecimiento de plantas, fungicidas, bactericidas, etc.).

La contaminación de aguas superficiales con pesticidas tiene lugar principalmente a través de la escorrentía de tierras contaminadas, tras la aplicación de los pesticidas en prácticas agrícolas. Así, los pesticidas se encuentran entre los contaminantes más detectados en el medio ambiente acuático. Por este motivo, es de gran importancia el desarrollo de herramientas analíticas para la detección de pesticidas en muestras medioambientales.

En este trabajo se han desarrollado nuevas metodologías de análisis para la determinación de pesticidas en aguas continentales, basadas en una primera etapa de preparación de muestra mediante extracción en fase sólida, seguido de determinación mediante técnicas cromatográficas (cromatografía líquida y cromatografía de gases) acopladas a espectrometría de masas en tándem.

¹ Applus Norcontrol S.L.U. Carretera N-VI Km 582 15168 Sada A Coruña España

La extracción en fase sólida permite conseguir extracciones muy selectivas con un elevado factor de concentración de la muestra acuosa. Por otra parte, la determinación mediante espectrometría de masas en tándem ofrece excelente sensibilidad y gran selectividad. Así, utilizando las metodologías desarrolladas se consiguen bajos límites de cuantificación que se sitúan por debajo de los límites legales establecidos para estos compuestos en muestras de aguas continentales.

Caracterización hidrogeoquímica de un humedal hipogénico de origen kárstico: Lagunas de Estaña (Huesca, España)

Cristina Pérez Bielsa¹, Luis Javier Lambán Jiménez², Pedro Martínez Santos³

Palabras clave: Lagunas de Estaña, humedal hipogénico, acuífero carbonatado, hidrogeoquímica

Resumen

Las Lagunas de Estaña se sitúan en las Sierras Marginales Pirenaicas, al NE del Sinclinal de Estopiñán, y constituyen un humedal formado por dos lagunas naturales localizadas sobre materiales evaporíticos, arcillosos y carbonatados del Triásico. Con objeto de determinar el funcionamiento hidrológico e hidrogeológico de estas lagunas, además de otra serie de estudios complementarios (cartografía geológica, geofísica, estudio piezométrico...) se ha realizado una caracterización hidrogeoquímica de la precipitación, aguas subterráneas y lagunas.

La interpretación conjunta de todos los datos químicos disponibles (2007-2013) ha permitido conocer cualitativamente los procesos hidrogeoquímicos más importantes así como mejorar el conocimiento sobre el funcionamiento de las Lagunas de Estaña. Los resultados más relevantes obtenidos son una clara estratificación química del agua con aumento progresivo en sulfato, una disolución incongruente de dolomía y descomposición de materia orgánica en profundidad.

La interpretación de estos resultados conjuntamente con la realización de otros estudios hidrogeológicos complementarios han permitido establecer un primer modelo de funcionamiento hidrogeológico conceptual en las Lagunas de Estaña.

¹ Adiego Hnos., S.A.

² Instituto Geológico y Minero de España

³ Universidad Complutense de Madrid

Optimización de sistemas biológicos difusivos para el tratamiento del drenaje ácido de minas

Norma Raquel Pérez Peláez¹, Alex O. Schwarz Kusch¹, Homero Urrutia²

Palabras clave: drenaje ácido, reactor biológico, reducción de sulfato

Resumen

El drenaje ácido de minas es un problema de contaminación que afecta la minería, y para su remediación se utilizan tratamientos químicos y biológicos. El uso de tratamientos biológicos está restringido a la toxicidad del drenaje; cuando el drenaje posee un pH muy bajo y alta carga de metales, se requiere usar, previo al tratamiento biológico, un set de sistemas químicos. Nuestro grupo trabaja en un nuevo sistema de tratamiento, el reactor biológico de difusión activa, que incorpora el principio de difusión transversal, utilizando material orgánico fino como sustrato reactivo, para minimizar efectos negativos como taponamiento hidráulico, pasivación o uso poco eficiente del espacio.

Para generar un prototipo de éste sistema de tratamiento, trabajamos generando una mezcla óptima, y al obtenerla, realizamos estudios con materia orgánica limitante para verificar la eficiencia de la mezcla obtenida. Finalmente, ejecutamos pruebas con 2 prototipos conservando el principio de difusión activa. Se evaluaron 3 mezclas con 3 distintos sustratos celulósicos, incluyendo heces de vaca y compost de hojas.

Los ensayos se monitorearon durante 49 días. Semanalmente se midió el pH, y las concentraciones de hierro, sulfato y sulfuro. Al final de los experimentos, se realizaron recuentos de los microorganismos (qPCR para reductores de sulfato y bacterias totales) y se analizaron los precipitados usando difracción de rayos X. Se obtuvieron tasas de reducción de sulfato entre los 700 y 1.500 mmol/m³/día.

¹ Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y Minería, Universidad de Concepción, Chile

² Laboratorio de Biopelículas y Microbiología Ambiental, Centro de Biotecnología, Universidad de Concepción, Chile

La mezcla con fibras de celulosa presentó una de las tasas más altas, mayor concentración de sulfuro, eliminación total del hierro y mayor recuento de microorganismos. Incorporar esta mezcla en el reactor permitirá aumentar la duración (sobre los 30 años) y disminuir el tamaño del sistema de tratamiento, ya que tendrá mayor capacidad de carga por m^3 que los sistemas usados en la actualidad.

El diseño de los prototipos permitirá realizar cambios de una de las capas en el caso de presentar taponamiento por formación de precipitados o disminución de reactividad, sin sustraer todo el material del reactor.

Aportación del agua subterránea a la planificación de las sequías

José María Pernía Llera¹, Silvino Castaño Castaño¹, José María Ruiz Hernández¹

Palabras clave: sequía, planificación, índices, explotación

Resumen

La Planificación Hidrológica española establece en su legislación sobre Gestión de Sequías, la necesidad de realizar una serie de actuaciones, que culminan con el Plan Especial de Alerta y Eventual Sequía (PES), para cada una de las Confederaciones Hidrográficas. La experiencia adquirida durante los episodios de sequía pasados, ha demostrado como la explotación controlada de recursos subterráneos de determinadas Masas de Agua Subterránea, puede contribuir a paliar los efectos nocivos de la sequía (merma en los recursos disponibles), ofertando recursos hídricos complementarios para solventar los déficit.

Su explotación se ha efectuado sin que se produzcan alteraciones sensibles, ni en el funcionamiento hidrodinámico de los sistemas hidrogeológicos explotados de forma temporal, ni en los sistemas ecológicos vinculados con éstos. Las actuaciones se han desarrollado en un marco de gestión sostenible de los recursos hídricos subterráneos.

La aportación y las posibilidades que ofrecen las masas de agua subterránea (MASb) en sus respectivas demarcaciones hidrográficas a la Gestión de Sequías, ha sido recogida en el reciente trabajo, año 2010: Actuaciones en Aguas Subterráneas para la revisión de los Planes de Sequía. Demarcación Hidrográfica del... (IGME-DGA). Este trabajo se ha realizado para las nueve cuencas intercomunitarias y tenía como objetivos:

- Determinar la disponibilidad de recursos hídricos subterráneos
- Analizar su sensibilidad ante la explotación intensiva.
- Definir la infraestructura disponible o necesaria;
- Establecer un protocolo de actuación y un plan de vigilancia ambiental.

¹ Instituto Geológico y Minero de España

La metodología que se empleó en estos trabajos fue presentada en la European Groundwater Conference 2010. Posteriormente se ha recogido en la publicación del Instituto Geológico y Minero de España, año 2012. "Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica", pág. 235 a 267.

En el II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas se presentará en un poster la metodología empleada en los trabajos, pretendiendo con ella conseguir los objetivos definidos, unificando criterios en todas las demarcaciones hidrográficas.

Efecto de las mareas en la zona de transición entre agua dulce y agua salada en acuíferos costeros heterogéneos

Maria Pool¹, Vincent E.A. Post¹, Craig T. Simmons¹

Palabras clave: heterogeneidad, fluctuaciones temporales, mezcla, modelacion numérica

Resumen

La evaluación de los efectos de la heterogeneidad en la conductividad hidráulica y de las mareas sobre la dinámica tridimensional del problema de intrusión marina, es fundamental para evaluar planes de gestión y remediación en acuíferos costeros, así como para analizar reacciones que resultan de la mezcla de aguas. Los acuíferos costeros son altamente heterogéneos, y la zona mezcla entre agua dulce y agua salada está fuertemente influenciada por fluctuaciones temporales.

Sin embargo, la mayoría de modelos numéricos desarrollados para definir una gestión sostenible en dichos acuíferos asumen homogeneidad en las propiedades hidráulicas y raramente se incorpora en ellos el efecto de las mareas. El objetivo de este estudio es sistemáticamente cuantificar el impacto de las mareas sobre la zona de mezcla en acuíferos costeros heterogéneos. Para ello, múltiples realizaciones heterogéneas en la conductividad hidráulica son generadas (método de Monte Carlo), y para cada realización, utilizamos una metodología numérica basada en simulaciones tridimensionales de flujo y transporte con densidad variable.

Los resultados a partir de las simulaciones numéricas demuestran que la heterogeneidad favorece el avance de la interfaz agua dulce-salada, y produce un aumento del ancho de la zona de mezcla. Las mareas producen un efecto similar en la interfaz. A partir de un análisis paramétrico, demostramos que el

¹ School of the Environment. National Centre for Groundwater Research and Training, Faculty of Science and Engineering Flinders University, Adelaide, Australia.

factor adimensional que controla dichos efectos es el número de onda (nw), que depende de la amplitud de la marea, del período y de la difusividad hidráulica (que aumenta al aumentar el grado de heterogeneidad).

Así, el impacto de las mareas sobre la zona de mezcla y la penetración de la cuña salina es significativo para $nw \leq 600$. Estos resultados facilitan una guía cuantitativa sobre cuando la incursión de la heterogeneidad y las mareas es imperativa para definir una gestión más realista y efectiva en los acuíferos costeros.

Impactos hidrogeológicos causados por la construcción del AVE en el entorno de la Sagrada Familia (Barcelona)

Estanislao Pujades GARNES¹, Enric Vázquez-Suñé², Laura Culí³, Jesús Carrera Ramírez⁴, Alberto Ledesma⁵, Anna Jurado⁶

Palabras clave: túnel, efecto barrera, construcción subterránea

Resumen

El túnel del AVE que atraviesa Barcelona fue construido con una tuneladora tipo EPB. El trazado del túnel pasa bajo la Sagrada Familia (declarada patrimonio de la humanidad por la UNESCO), y debido a los riesgos que entrañaba la construcción, un comité designado por la UNESCO actuó como observador externo durante la excavación del túnel. Las dos principales preocupaciones eran los movimientos del suelo producidos por la construcción y los impactos causados por la obra sobre el acuífero. Ambas se tuvieron en cuenta durante la fase de diseño del túnel para evitar eventos inesperados durante la construcción.

La metodología seguida consistió en:

¹ GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC, Barcelona, Spain, estanislao.pujades@gmail.com

² GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC, Barcelona, Spain, enrich.vazquez@idaea.csic.es

³ GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC, Barcelona, Spain, auraculi@hotmail.com

⁴ GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC, Barcelona, Spain, jesus.carrera@idaea.csic.es

⁵ Dept. Geotechnical Engineering and Geosciences, Universitat Politècnica de Catalunya, UPC-BarcelonaTech, Barcelona, Spain, alberto.ledesma@upc.edu

⁶ GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC, Barcelona, Spain, annajuradoelices@gmail.com

- 1) caracterizar detalladamente el lugar (geología e hidrogeología),
- 2) predecir analítica y numéricamente el impacto causado en el acuífero,
- 3) predecir los movimientos del suelo relacionados con las oscilaciones del agua subterránea (causadas por la construcción) y
- 4) controlar el comportamiento del medio (agua subterránea y suelo) antes, durante y después de la excavación del túnel.

Los principales impactos hidrogeológicos observados fueron un efecto barrera moderado causado por el túnel, cuya magnitud coincidió con las predicciones realizadas, y la modificación del nivel piezométrico debido a la conexión hidráulica de diferentes capas. El seguimiento del comportamiento del suelo reveló dos tipos de movimientos, a corto y a largo plazo. El primero fue relacionado con el paso de la tuneladora, mientras que el movimiento a largo plazo se vinculó con el efecto barrera creado por la construcción.

Este trabajo propone un procedimiento realista para estimar impactos hidrogeológicos debidos a la excavación de túneles con tuneladora. La metodología descrita permite mejorar la construcción de túneles en áreas urbanas.

Introducción

El túnel del AVE que cruza Barcelona en dirección suroeste-noreste fue construido con una tuneladora tipo EPB (*Earth Pressure Balance*). El trazado del túnel no pasa bajo ningún edificio, pero si frente a la basílica de la Sagrada Familia (Patrimonio de la Humanidad desde 2005) (Figura 1). La proximidad del túnel a la Sagrada Familia, atrajo la atención de políticos y ciudadanos que temían por la integridad del monumento durante la construcción. Tal era la preocupación que los representantes de la Sagrada Familia, algunas asociaciones de ciudadanos y algunos sectores políticos se opusieron a la construcción. De hecho, hubo movilizaciones ciudadanas contra el túnel y un intenso debate político. Debido a esto, las especificaciones de la construcción fueron más estrictas de lo habitual con el fin de evitar eventos inesperados y reducir al mínimo los impactos de la construcción alrededor de la Sagrada Familia. Los impactos potenciales se estimaron previamente a la construcción, el

proyecto inicial se modificó para reducirlos al máximo y además, se adoptaron medidas de seguridad adicionales.

El proyecto inicial tenía previsto construir el túnel excavando entre pantallas (*cut and cover method*) pero esta opción fue rechazada debido a que las pantallas habrían creado un gran impacto en el acuífero. El nivel habría sido modificado más de 3 m. Además, al excavar entre pantallas, la construcción habría tenido un gran impacto en la ciudad. En consecuencia, el túnel se construyó con una tuneladora (TBM). Las dos principales medidas de protección adoptadas en las zonas adyacentes a la Sagrada Familia para reducir el impacto y los riesgos de la construcción fueron: 1) construir una pantalla de pilotes no secantes (BPW) con el objetivo de reducir los asientos causados por la tuneladora bajo la Sagrada Familia, y 2) excavar un pozo de mantenimiento justo antes de la Basílica (Pujades *et al.*, 2014a) cuyo objetivo era reparar la tuneladora para que esta estuviera en óptimas condiciones a su paso junto a la Sagrada Familia. Además de esto, los principales impactos fueron considerados y estimados. Estos se resumen a continuación.

Los impactos hidrogeológicos más importantes causados por la construcción de un túnel en un acuífero son el efecto de barrera (S_B) y el efecto de dren (Vázquez-Suñé *et al.*, 2005). El primero aparece cuando una estructura impermeable se construye en la zona saturada, lo cual reduce la transmisividad efectiva. Esto dificulta el paso del agua y se traduce en ascensos del nivel aguas arriba y descensos aguas abajo (Ricci *et al.*, 2007, Deveughèle y Zokimila, 2010). El efecto barrera puede implicar consecuencias geotécnicas, ambientales e incluso puede afectar infraestructuras pre-existentes (Custodio y Carrera, 1989; Tambara *et al.*, 2003). El efecto dren es causado por túneles permeables, los cuales están diseñados para drenar el agua del acuífero. El principal impacto es un descenso de niveles que puede tener consecuencias ambientales y/o geotécnicas (Vicenzi *et al.*, 2009 y Butscher, 2012). Ambos impactos pueden determinarse antes de la construcción numérica y/o analíticamente (Goodman, 1965 y Pujades *et al.*, 2012b).

Otros impactos asociados a la construcción de túneles con tuneladora son los relacionados con la excavación de pozos utilizados para mantenimiento, emergencia y/o salidas de ventilación (Ni y Cheng, 2011). El drenaje, que suele ser necesario para excavar estos pozos profundos, provoca descensos alrededor de la excavación y modifica el comportamiento del acuífero. Entre los impactos potenciales, los asientos son los más temidos.

Por último, los efectos más perceptibles durante la excavación con tuneladora son los movimientos de suelo. Estos movimientos pueden ser divididos en movimientos a corto y a largo plazo. Los primeros se deben principalmente a: 1) la pérdida de suelo durante la excavación (Ercelebi *et al.*, 2011), 2) la inyección de lechada y 3) los empujes de la tuneladora sobre el terreno para avanzar. Los movimientos a largo plazo se observan después del proceso de excavación, y suelen estar asociados a la redistribución del estrés, a la consolidación del suelo después del drenaje causado por la construcción del túnel y, tal vez, a la consolidación del suelo producida por cambios en el agua subterránea inducidos por la interacción entre el túnel y el acuífero (Ercelebi *et al.*, 2011) (efectos barrera o dren).

La metodología seguida para evaluar los impactos potenciales consistió en:

- 1) Caracterización del terreno.
- 2) Estimación numérica y analítica de los posibles impactos.
- 3) Seguimiento durante la construcción.
- 4) Validación del proceso de estimación empleado comparando lo esperado con las observaciones realizadas. La eficiencia de la BPW (para reducir los movimientos del suelo) también se evaluó mediante el análisis de los datos obtenidos durante la construcción.

El objetivo de este trabajo es triple: 1) demostrar la utilidad de los métodos empleados para cuantificar impactos hidrogeológicos debidos a la construcción de túneles, 2) proponer una metodología realista para mejorar la eficiencia y reducir los riesgos durante la construcción de túneles con tuneladora en zonas urbanas y 3) discutir los principales impactos observados durante la construcción del túnel del AVE.

Aspectos generales

Características de la construcción

Cercanía a la Sagrada Familia

La Sagrada Familia se encuentra en el centro de Barcelona (Figura 1), ocupa un área aproximada de 12.000 m² y su altura es cercana a los 150 m (Figura 2). El AVE, cuya profundidad (en el sitio de estudio) y radio son 30 y 5,8 m respectivamente, pasa a 10 m de la fachada de la Sagrada Familia. El túnel en este sector fue perforado en Octubre del 2010.

Pantalla de pilotes (BPW)

Una pantalla de pilotes fue construida con el fin de proteger a la Sagrada Familia de los movimientos provocados por el paso de la tuneladora (Figura 2). La pantalla, formada por pilotes no secantes, tenía 230 m de longitud. Los pilotes, cuyo diámetro y profundidad eran de 1,5 y 41 m respectivamente, fueron construidos cada 2 m. La pantalla se construyó entre agosto de 2009 y abril de 2010. Sus características están descritas con más detalle en Rodríguez y Blanco (2012).

Pozo de Padilla

El pozo de Padilla (a unos 350 m de distancia de la Sagrada Familia) se excavó con el objetivo de reparar la tuneladora y prepararla para su paso junto a la Sagrada Familia. La excavación del pozo se realizó entre pantallas y con la ayuda de pozos de bombeo (4 pozos de bombeo). El recinto utilizado consistió en pantallas (desde la superficie hasta 46,5 m de profundidad) y en pilotes secantes de jet-grouting (de 42,5 m a 61,5 m de profundidad). La profundidad máxima de excavación fue de 41 m, y el descenso provocado en el interior por los pozos de bombeo fue de 45 m (58 m de profundidad). El recinto de jet-grouting redujo la permeabilidad in situ del acuífero (capas profundas) en un factor de 10, pero aun así, el flujo que lo atravesaba era considerable (Pujades *et al.*,

2014a). Por lo tanto, el drenaje produjo descensos en el exterior de la excavación. Los aspectos relacionados con el diseño y la excavación del pozo de Padilla están explicados con detalle en Pujades *et al.*, 2014a.

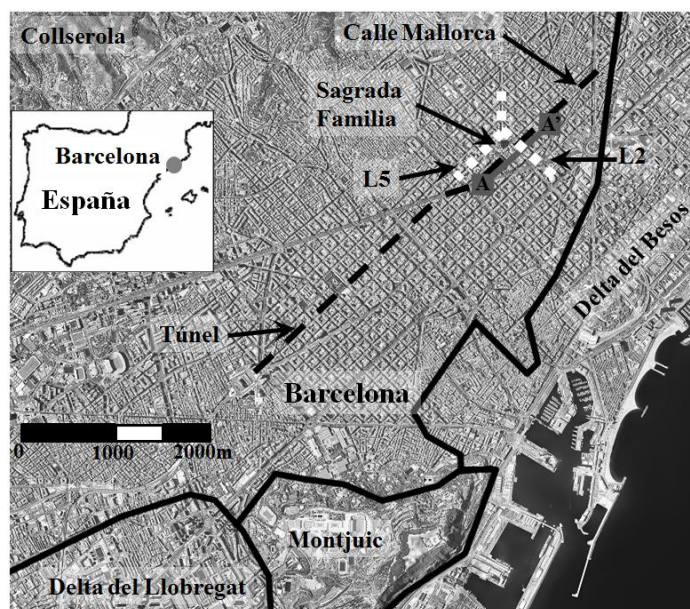


Figura 1. Localización del lugar de estudio. El trazado del AVE está marcado junto con la situación de Sagrada Familia. La línea (A-A') indica la sección donde la geología fue estudiada.

Geología

La geología se caracterizó en detalle a lo largo del túnel para conocer la litología, la continuidad lateral y vertical de los sedimentos, y, en general, la geometría de las estructuras geológicas (Figura 3 abajo). Esto se consiguió mediante la descripción de los materiales observados en sondeos realizados justo antes de la construcción (Figura 3 arriba). Además, la interpretación que se había realizado se verificó mediante los registros de Gamma Natural medidos en los sondeos. La Figura 3 muestra el perfil geológico de detalle. El relleno antrópico es de 1-2 m de espesor en toda la zona excepto por debajo de la

Sagrada Familia, donde su espesor alcanza los 5 m. Por debajo se encuentran los sedimentos cuaternarios, cuyo espesor varía a lo largo del perfil desde 20 a 1-2 m. En el Cuaternario no se observaron costras carbonatadas continuas, las cuales permiten identificar los ciclos del tríciclo en otros lugares de Barcelona. Por último encontramos los materiales del Plioceno, el cual está afectado por una falla situada en la calle Cartagena (Figura 3). Identificar esta falla antes de la construcción del túnel fue importante debido a que los materiales de ambas partes son diferentes, y en consecuencia, los parámetros de la tuneladora debieron modificarse para adaptarse a los nuevos materiales.

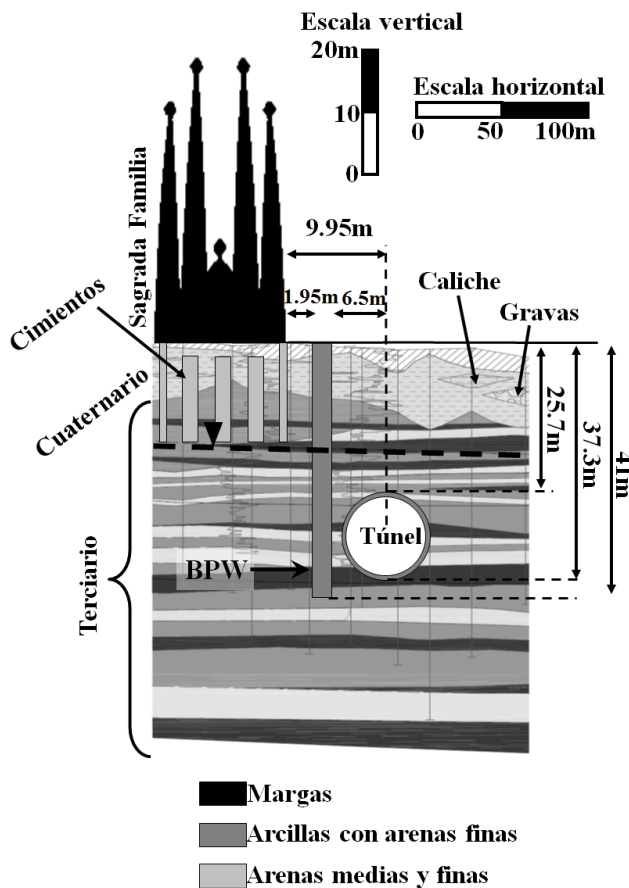


Figura 2. Geología en detalle de la zona de estudio. La proximidad del túnel a la Sagrada Familia, la situación de la BPW y la profundidad del túnel pueden ser observadas.

Hidrogeología

Descripción general

El llano de Barcelona se puede considerar como un acuífero muy heterogéneo verticalmente. Su transmisividad efectiva (T_{eff}) es de 100-200 m²/d. La conductividad hidráulica (k) de las capas de arcilla cuaternarias oscila entre 0,001 y 0,01 m/d y la k de las capas de arena y gravas cuaternarias oscila de 0,1 a 10 m/d. La k de los materiales finos del Plioceno es de 0,001-0,01 m/d mientras que la k de las capas de arena varía de 0,1 a 10 m/d. Estos valores se obtuvieron a partir de numerosos ensayos de bombeo realizados durante la construcción del AVE y otros proyectos (Pujades *et al.*, 2014a y Pujades *et al.*, 2014b).

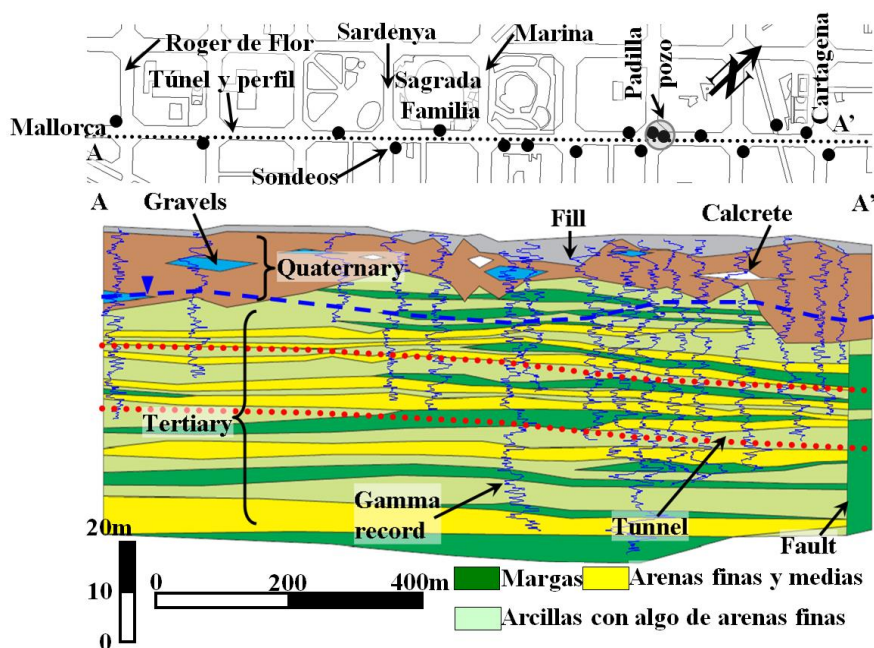


Figura 3. La vista en planta superior muestra la situación de los sondeos usados para realizar el perfil geológico mostrado abajo. Los registros de Gamma Natural usados están incluidos en el perfil.

Bombeos durante la construcción

Dos ensayos de bombeo se realizaron cerca de la Sagrada Familia (ambos en el pozo de Padilla). Mediante la interpretación de ambos ensayos se obtuvieron los parámetros hidráulicos del suelo (Pujades *et al.*, 2014a). Ambos ensayos fueron interpretados con el código de elementos finitos TRANSIN-IV (Medina y Carrera, 2003, y Medina *et al.*, 2000) y su interfaz visual VISUAL TRANSIN (UPC, 2003).

Tres bombeos más se realizaron en el pozo de Padilla, uno para caracterizar el jet-grouting hidráulicamente (mayo de 2012), otro para drenar el recinto durante la excavación (junio de 2010) y el último para facilitar la entrada de la tuneladora en el interior del pozo (agosto de 2010). Los dos primeros bombeos se realizaron desde el interior del recinto de pantallas, mientras que en el tercero, que provocó descensos de hasta 50 m, los pozos se situaron en el exterior, ya que el objetivo era rebajar el nivel fuera para facilitar la entrada de la tuneladora.

Hidrogeología en la zona de estudio

Varios piezómetros fueron instalados en la zona de estudio para conocer el comportamiento del agua subterránea (Figura 4). La posición de la rejilla era diferente para cada uno de los piezómetros. La mayoría estaban ranurados por completo, y solo algunos en las capas más profundas. En la Tabla 1 se pueden observar los tramos ranurados en cada piezómetro y la posición del nivel previamente al inicio de la construcción de la BPW. Las medidas muestran que el nivel piezométrico variaba con la profundidad. El nivel de las capas situadas a profundidades menores de 30 m estaba a cotas de 13-14 msnm, mientras que las presiones en las capas más profundas eran mayores. El nivel alcanzaba los 15-17 msnm en estas últimas capas. En la Figura 3 se puede observar una capa de margas que desconectaría hidráulicamente las capas superiores de las inferiores. Hay que tener en cuenta que, probablemente, la diferencia de niveles en condiciones naturales era mayor, ya que cuando estas medidas se tomaron ya existían algunos piezómetros que comunicaban las capas. Esta diferencia entre los niveles de las capas superficiales y profundas también se observó durante la construcción del pozo de Padilla.

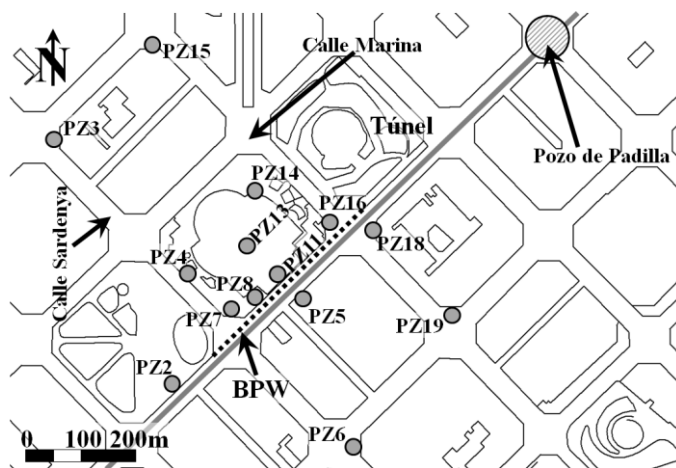


Figura 4. Situación de los piezómetros alrededor de Sagrada Familia.

Tabla 1. Características de los piezómetros situados cerca de Sagrada Familia. Los símbolos de la columna BPW indican el comportamiento del nivel en cada piezómetro durante la construcción de la pantalla de pilotes. En sombreado se muestran los piezómetros cuyo ranurado no sobrepasaba los 30 m.

Nombre	Nivel inicial (msnm)	BPW	Mín. Prof. ranurado (m)	Máx. Prof. ranurado (m)	Nombre	Nivel inicial (msnm)	BPW	Mín. Prof. ranurado (m)	Máx. Prof. ranurado (m)
PZ-2	15.2	↓	0	40	PZ-13	14.0	↑	0	25
PZ-3	16.9	↓	0	48	PZ-14	14.6	↑	0	29.5
PZ-4	15.6	↓	0	40	PZ-15	18.0	↓	0	45.8
PZ-5	15.0	↓	38	42	PZ-16	13.0	↑	0	23.5
PZ-6	15.5	↓	0	45.8	PZ-18	13.0	↑	0	35
PZ-7	15.6	=	0	48	PZ-19	15.0	=	0	37.5
PZ-11	15.7	↓	31	37					

Preconsolidación del suelo

El estado de preconsolidación del suelo es importante para predecir los movimientos causados por oscilaciones del agua subterránea. La historia hidrogeológica de Barcelona, muestra que los niveles cayeron durante la década de los 60 (± 15 m en la zona de Sagrada familia) debido a los bombeos

(Vázquez-Suñé *et al.*, 2005), y posteriormente, una vez los bombeos cesaron, se recuperaron. El efecto de esta evolución fue el aumento de la preconsolidación de los sedimentos. Por lo tanto, los asientos causados por oscilaciones de nivel son pequeños y elásticos siempre y cuando no se sobrepasen los máximos descensos alcanzados en el pasado (Pujades, *et al.*, 2014a y Pujades *et al.*, 2014b).

Las características de la construcción del túnel sugerían que las oscilaciones provocadas en el agua subterránea serían menores que las máximas variaciones históricas.

Análisis y evaluación de los impactos

Predicciones Hidrogeológicas

El efecto de barrera (s_B) es consecuencia de la construcción de estructuras subterráneas (túneles, pantallas, etc.) poco permeables en la zona saturada. Esta interacción entre las estructuras y el acuífero da lugar a un aumento del gradiente entre la zona de aguas arriba y la de aguas abajo de la barrera (Pujades *et al.*, 2012). El efecto barrera se define como:

$$s_B = \Delta h_B - \Delta h_N \quad (1)$$

donde Δh_B es la diferencia de nivel entre dos puntos (cada uno situado a un lado de la barrera) y Δh_N es la diferencia de nivel entre los mismos puntos en condiciones naturales (sin presencia de la barrera).

La magnitud de s_B depende del lugar en el que es observado. Es posible distinguir dos tipos de efecto de barrera, el efecto barrera local (s_{BL}) y el efecto barrera regional (s_{BR}). s_{BL} es el ascenso máximo de nivel (o descenso) que se produce cerca de la barrera, mientras que s_{BR} es el impacto observado lejos de la barrera (Pujades *et al.*, 2012). Además de esto, es necesario decir que la distribución del efecto barrera en el acuífero depende de las condiciones de contorno de este. Si el contorno de aguas abajo es de nivel prescrito, el efecto barrera se acumula aguas arriba y viceversa, y cuando ninguno de los contornos

es de nivel prescrito, el nivel se comporta idealmente, ascendiendo aguas arriba y descendiendo simétricamente aguas abajo (Pujades *et al.*, 2012).

El efecto barrera (local y regional) se puede calcular analíticamente y/o numéricamente. Pujades *et al.*, (2012) propone una serie de ecuaciones analíticas para calcular s_B causado por diferentes tipos de barrera. Estas ecuaciones permiten calcular la pérdida de carga total causado por la barrera, pero no la distribución de s_B .

En el lugar de estudio, se esperaban dos efectos barrera, uno causado por la BPW y otro por el túnel. De las ecuaciones propuestas por Pujades *et al.*, (2012), se usaron aquellas planteadas para barreras parciales (ecuaciones 2, 3 y 4), con el fin de determinar el s_B causado por ambas estructuras. La BPW es una barrera parcialmente penetrante en dirección horizontal (Figura 5a), mientras que el túnel es una barrera parcialmente penetrante en la dirección vertical (Figura 5b). Cada uno de los pilotes que forman la BPW puede ser considerado como una barrera diferente (parcialmente penetrante en la dirección horizontal), ya que el problema es simétrico y es posible diferenciar dos límites de flujo nulo, uno en el medio de cada pilote y el otro en el punto medio entre pilotes (Figura 5).

Las ecuaciones 2 y 3 permiten calcular el efecto barrera regional (s_{BRO}) y el local (s_{BLO}) producido entre el límite del acuífero y la barrera, mientras que la Ecuación 4 se usa para conocer la pérdida de carga producida cuando el agua pasa por debajo o al lado de la barrera (s_{BI}) (dependiendo de la longitud parcialmente seccionada por la barrera). El impacto total se obtiene sumando ambos valores (s_{BRO} or $s_{BLO} + s_{BI}$).

$$s_{BRO} = \begin{cases} 0 & \text{if } b_{bD} \leq 0.1 \\ \frac{2i_N b}{3\pi} \ln \left(\frac{1}{5\pi b_{bD} (1-b_{bD})^6} \right) & \text{if } b_{bD} > 0.1 \end{cases} \quad (2)$$

$$s_{BLO} = \begin{cases} 2b_{bD} i_N b & \text{if } b_{bD} < 0.28 \\ i_N b \sqrt{\frac{3}{8}} \ln \left(\frac{2b_{bD}^{0.29}}{b_{aD}^2} \right) & \text{if } b_{bD} \geq 0.28 \end{cases} \quad (3)$$

$$s_{BI} = i_N L_B \left(\frac{b}{b_a} - 1 \right) \quad (4)$$

donde i_N es el gradiente natural perpendicular a la barrera, b es el espesor (o ancho, dependiendo de la longitud parcialmente seccionada) del acuífero, b_a y b_b son las fracciones de acuífero abierta y seccionada, respectivamente, y por último, $b_{bD} = (b_b/b)$ y $b_{aD} = (b_a/b)$ son la fracción abierta y seccionada del acuífero pero expresadas en forma adimensional. Hay que tener en cuenta que las distancias (b_a y b_b) deben de ser corregidas cuando el suelo es heterogéneo en la dirección seguida por el flujo para atravesar la barrera. La forma de corregirlas es usando el factor de anisotropía. El gradiente natural utilizado para las predicciones analíticas fue de 0,01.

El efecto barrera causado por la BPW y por el túnel se calculó usando las ecuaciones 2, 3 y 4 y las distancias que se muestran en la Figura 5 (en el caso del túnel, las distancias se corrigieron con el factor de anisotropía). Los impactos regionales y locales calculados analíticamente se muestran en la Tabla 2.

El efecto barrera causado por el túnel también se había estimado numéricamente (GHS-UPC, 2000). Se usó un modelo numérico multicapa de los acuíferos de Barcelona, cuya calidez ha sido probada previamente en otros proyectos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2. El modelo mostraba que la mayoría del efecto barrera se acumularía en el lado de aguas abajo. El descenso causado aguas abajo sería de 1 m, mientras que el ascenso aguas arriba, sería menor (0,25 m). Las predicciones analíticas y numéricas del efecto barrera causado por el túnel fueron similares.

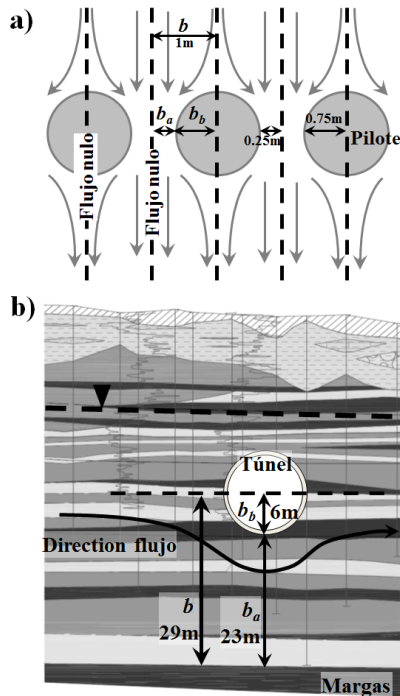


Figura 5. a) Comportamiento del flujo a través de los pilotes de la BPW. b) Comportamiento del flujo para cruzar el área afectada por la construcción del túnel.

Predicción de los movimientos del suelo

Una de las causas de los movimientos del suelo durante las construcciones subterráneas son las oscilaciones de nivel causadas por la propia obra. Los desplazamientos fueron calculados usando la Ecuación 5 (Cashman y Preene, 2001):

$$\rho = \gamma_w s D \alpha \quad (5)$$

donde ρ es la subsidencia (o levantamiento si el nivel asciende), γ_w el peso específico del agua (10 kN/m^3), s el descenso (m), D el espesor (m) del acuífero y α es la compresibilidad del suelo (kPa^{-1}). Todos los términos a excepción de α son conocidos. α puede ser conocida a partir del coeficiente

de almacenamiento del acuífero (S), ya que el suelo de Barcelona esta preconsolidado (Pujades, *et. al.*, 2014a y Pujades, *et. al.*, 2014b), aplicando

$$S_i = \gamma_w \theta_i D_i \left(\beta + \frac{\alpha_i}{\theta_i} \right) \quad (6)$$

donde θ es la porosidad y β la compresibilidad del agua. Podemos asumir que $S_s = \alpha$, ya que β es muy pequeña en comparación con α , donde S_s es el coeficiente de almacenamiento específico, que puede obtenerse a partir de ensayos de bombeo. Los asientos se calcularon asumiendo un S_s de 10^{-5} m^{-1} . Esta metodología, que solo asume movimientos verticales, permite aproximar los desplazamientos con un error aceptable (Pujades *et al.*, 2014a).

El tipo de movimiento (levantamiento o asiento) causado por el efecto barrera depende del lado de la barrera donde se produzca y la magnitud de las oscilaciones a cada lado de las condiciones de contorno. Por tanto, los movimientos causados fueron evaluados del mismo modo en el que se evalúa el s_B . Es decir, el valor calculado refleja el movimiento total, el levantamiento aguas arriba más el asiento aguas abajo. El movimiento total se calculó sustituyendo, en la ecuación 5, el descenso (s) por el efecto de barrera esperado (s_B). La Tabla 2 muestra los resultados obtenidos.

Seguimiento

Seguimiento del agua subterránea

Los niveles se midieron manual y automáticamente en varios piezómetros situados alrededor de la Sagrada Familia (Figura 4). Las Figuras 6 y 7 muestran la evolución del nivel medido en los piezómetros aguas arriba y abajo, respectivamente.

Tabla 2. Predicciones numéricas y analíticas de los impactos esperados (efecto barrera y movimientos del suelo causados por el efecto barrera).

Impacto	Predicciones			
	Estructura	Numérico		Analítico
Efecto barrera	Túnel	Local	1.25 m	1.5 m
		Regional	0.5 m	0.2 m
	BPW	Local	-	0.06 m
		Regional	-	0.057 m
Movimiento suelo	Túnel	Local	0.54 mm	0.65 mm
		Regional	0.215 mm	0.08 mm
	BPW	Local	-	0.026 mm
		Regional	-	0.025 mm

Impacto de la construcción de la BPW (pantalla de pilotes)

Debido a la construcción de la BPW, el nivel ascendió en tres piezómetros ubicados aguas arriba (0,35 m en PZ-6, 0,28 m en PZ-14 y 0,17 m en PZ-13) y descendió en dos situados aguas abajo (0,32 m en PZ-6 y 0,75 m en PZ-5). Este comportamiento podría ser atribuido a un posible efecto de barrera, sin embargo, la evolución observada en otros piezómetros sugiere que la causa de las variaciones de nivel podría ser otra, ya que también se observaron descensos aguas arriba (0,33 m en PZ-4, 0,5 m en PZ-11 y 0,15 m en PZ-4) y ascensos aguas abajo (0,31 m en PZ-18). Probablemente, el comportamiento observado fue debido a una conexión hidráulica entre capas con diferente nivel piezométrico. Como se ha dicho anteriormente, el nivel en capas profundas era mayor que en capas superficiales. La construcción de los pilotes habría conectado hidráulicamente todas las capas, causando descensos en las capas profundas y ascensos en las superficiales. El nivel descendió en todos los piezómetros ranurados en capas situadas a más de 30 metros y ascendió en los piezómetros ranurados en capas más superficiales. En la Tabla 1 se ha incluido un símbolo en cada uno de los piezómetros para indicar su comportamiento durante la construcción de la BPW.

La conexión entre capas con diferentes niveles piezométricos se pudo observar mejor en los piezómetros PZ-11 (aguas arriba) y PZ-5 (aguas abajo)

(Figura 8). Ambos piezómetros estaban ranurados en capas profundas y se observó un descenso pronunciado durante la construcción de la BPW. Al principio se pensó que el origen del descenso era el segundo ensayo de bombeo de Padilla, ya que ambos eventos fueron simultáneos. Sin embargo, el descenso duró más que el ensayo (enero de 2010 hasta abril de 2010). Estos piezómetros estaban cerca de la BPW (Figura 8a) y se observaron 4 descensos abruptos (Figura 8b) en PZ11, que coinciden con la construcción de cuatro pilotes cercanos (P59, P57, P55 y P56). El descenso repentino de nivel también podría atribuirse a una descompresión del suelo causada por la excavación de los pilotes. Sin embargo, esto no debería de haber durado mucho tiempo. La causa más probable es la comunicación hidráulica de las capas profundas con el acuífero menos profundo.

Si la BPW ocasionó algún efecto de barrera, este no se pudo diferenciar de las oscilaciones producidas por otras causas asociadas a la construcción de la BPW. El efecto barrera esperado era considerablemente menor a las variaciones de nivel producidas por la conexión hidráulica entre capas.

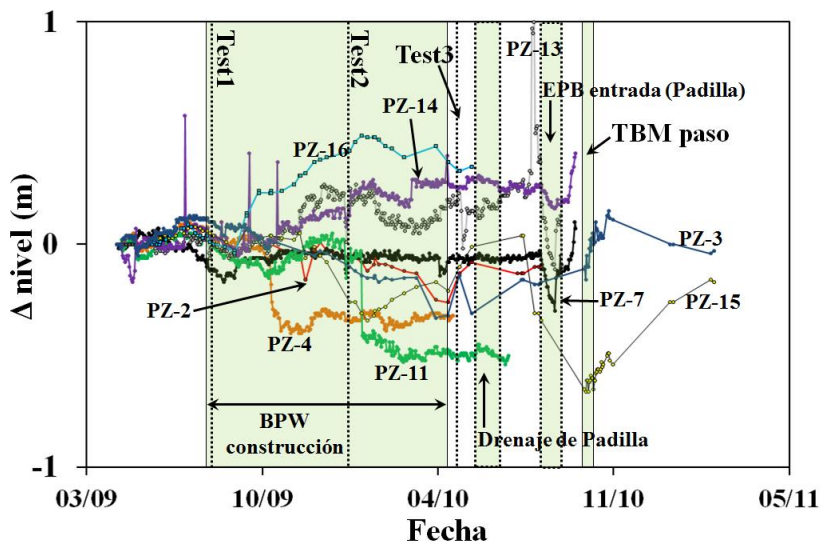


Figure 6. Evolución del nivel aguas arriba.

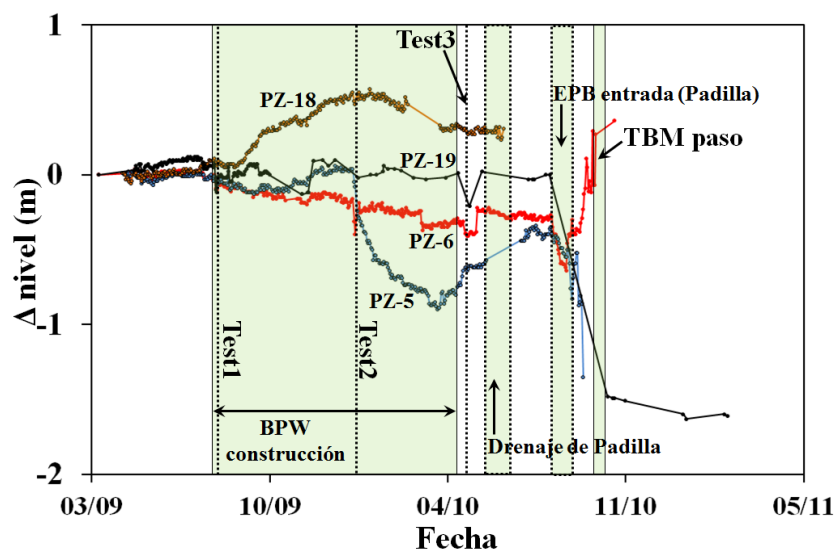


Figure 7. Evolución del nivel aguas abajo.

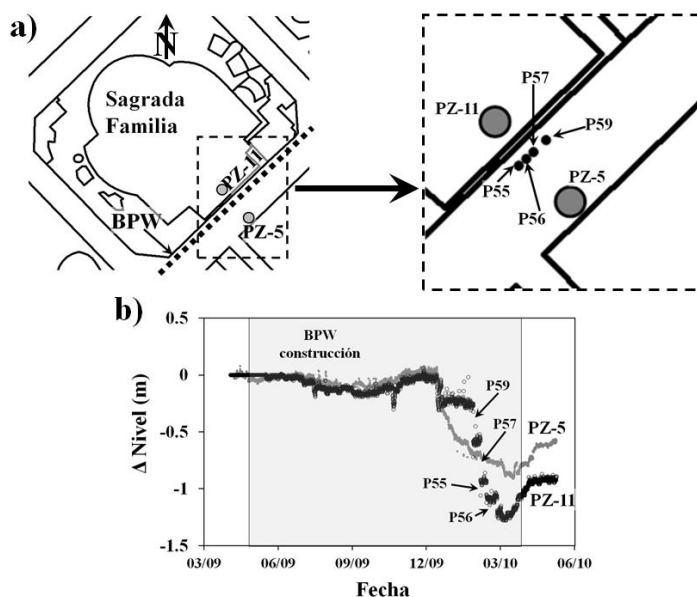


Figura 8. a) Situación de los pilotes (P55, P56, P57 y P59) y de los piezómetros (PZ5 y PZ11). b) Evolución de los niveles en los piezómetros PZ5 y PZ11.

Efecto barrera causado por el túnel

Los piezómetros situados cerca del túnel fueron sellados antes del paso de la tuneladora para evitar el aumento de la alarma social generada por la construcción, en caso de que el nivel aumentase lo suficiente como para que el agua saliera por el brocal (un hecho similar ocurrió al principio de la construcción y causó preocupación entre los vecinos). Sólo algunos piezómetros situados lejos del túnel fueron preservados. Como resultado, durante la construcción del túnel bajo la Sagrada Familia sólo fue posible medir en tres piezómetros (PZ-3, PZ-15 y PZ-19). En el piezómetro situado aguas abajo (PZ-19) se observó un descenso de 1,6 m cuando se construyó el túnel, mientras que el nivel aguas arriba (PZ-3 y PZ-15) ascendió en un principio pero después volvió cerca de su posición inicial.

La distribución del impacto (la mayor parte del efecto de barrera concentrado aguas abajo) coincidió con lo estimado. La magnitud total del efecto barrera también coincidió con las predicciones. El nivel también aumentó en el PZ-6, pero no se pudo observar su evolución ya que el piezómetro fue sellado. Probablemente, el nivel evolucionó de forma parecida a lo observado en el PZ-19.

Efecto dren

No se observó efecto dren ni durante ni posteriormente a la construcción del túnel. No se observaron entradas significativas de agua en el túnel y los niveles alrededor no descendieron una vez finalizada la construcción. Esto sugiere que el revestimiento del túnel no tenía defectos significativos.

Bombeos en el pozo de Padilla

La evolución de los niveles en los piezómetros de Sagrada Familia (Figuras 6 y 7) muestra que sólo se observaron los efectos de tres de los cinco bombeos realizados en Padilla. Estos fueron los dos primeros ensayos de bombeo, realizados antes de finalizar las pantallas, y el último bombeo, realizado para facilitar la entrada de la tuneladora en el pozo. El resto de bombeos no se observaron, ya que se llevaron a cabo en el interior del recinto de pantallas, el

cual era más profundo de lo estructuralmente necesario debido al temor a los asientos por bombeo (Pujades *et al.*, 2014a).

Los descensos observados variaron entre los 0,2 m causados por el primer ensayo de bombeo hasta los 0,6 m durante el último bombeo. Los descensos fueron demasiado pequeños como para causar movimientos perceptibles del suelo.

Seguimiento de los movimientos del suelo

Los asientos medidos durante el paso de la tuneladora cerca de Sagrada Familia son analizados en este apartado. Los puntos de observación usados estaban situados en tres filas paralelas en frente de la Sagrada Familia (Figura 9 arriba-centro). Una fila estaba aguas arriba, otra justo encima del túnel y la última aguas abajo. Hay que tener en cuenta que la BPW estaba entre el túnel y los puntos de observación de aguas arriba. Los desplazamientos se estudiaron mediante la comparación del movimiento en cinco secciones perpendiculares al túnel (A, B, C, D y E en la Figura 9 arriba-centro). La evolución del movimiento en tres de estas secciones se muestra también en la Figura 9 (secciones B, D y E). Cada par de gráficos pertenece a una de estas secciones. Los gráficos superiores muestran la evolución del movimiento del suelo desde la llegada de la tuneladora a Sagrada Familia (9-10-2010) hasta el final del seguimiento (1-3-2011), y los de abajo, son un zoom de los movimientos medidos durante el paso de la tuneladora por debajo de Sagrada Familia (del 09/10/2010 al 18/10/2010). Los resultados obtenidos en todas las secciones (secciones A - E) se resumen en la Tabla 3. Dos tipos de movimiento pueden ser observados, a corto y a largo plazo. Los movimientos a corto plazo consistieron en una caída abrupta (punto 1 en los gráficos), seguido de una subida y otra caída larga (en el tiempo) (punto 2 de los gráficos). Los asientos fueron consecuencia de la pérdida de suelo y los levantamientos de las inyecciones. Los asientos máximos causados (puntos 1 y 2 en los gráficos) están resumidos en la Tabla 3. Los movimientos totales del suelo fueron pequeños y similares a ambos lados del túnel, lo que sugiere que la BPW no fue eficiente a la hora de impedir asientos en el lado de aguas arriba. Sin embargo, es complicado evaluar su eficiencia ya que los movimientos fueron demasiado pequeños para ser medidos con precisión.

Además de los movimientos generales a corto plazo descritos, es posible observar también pequeñas oscilaciones durante el paso de la EPB. Estas se

pueden relacionar con el avance de la tuneladora. Cada vez que la tuneladora empuja el terreno para avanzar, produce levantamientos y cuando el empuje finaliza, el suelo asienta. Cada empuje comprime el suelo situado cerca de la máquina reduciendo su porosidad. Lo cual da lugar a un aumento en los niveles, que vuelven a sus posiciones iniciales cuando cesan los empujes. Esta relación entre el avance y las oscilaciones del suelo y del nivel, se puede observar comparando las variaciones de nivel y los movimientos del suelo durante la perforación del túnel (Figuras 10a y b). Los datos pertenecen a puntos de observación cercanos a Sagrada Familia. Las variaciones de nivel coinciden con los movimientos del suelo.

Tabla 3. Resumen de los movimientos observados en los puntos de observación que formaban las secciones mostradas en la Figura 9. Up, On y Down se refiere a la posición del punto de observación con respecto al túnel y a la dirección del flujo. Los movimientos a corto plazo son los asientos 1 y 2, los cuales corresponden a los puntos 1 y 2 de los gráficos de la Figura 10. Los movimientos a largo plazo son atribuidos completamente al efecto barrera y se muestran en la columna de la derecha.

Sección	Punto	Asiento 1 (mm)	Asiento 2 (mm)	Mov. S_B (mm)	Total mov. S_B (mm)
A	HS1 - Up	-0.92	-0.56	0.28	0.11
	HS2 - On	-0.72	-0.79	0.54	
	HS3 - Down	-1.03	-0.83	0.17	
B	HS6 - Up	-1.23	-0.95	0.39	0.59
	HS4 - On	-1.11	-1.17	0.17	
	HS5 - Down	-0.86	-1.15	-0.2	
C	HS6 - Up	-0.92	-0.95	0.39	0.72
	HS7 - On	-0.87	-1.22	-0.06	
	HS8 - Down	-0.81	-0.98	-0.33	
D	HS9 - Up	-0.34	-0.45	0.15	0.26
	HS10 - On	-0.34	-0.6	-0.15	
	HS11 - Down	-0.42	-0.28	-0.11	
E	HS12 -Up	-0.58	-0.79	0.45	0.47
	HS13 - On	-0.48	-0.81	0.26	
	HS14 - Down	-0.61	-0.95	-0.02	

El segundo tipo de desplazamientos observados fueron movimientos a largo plazo. Este movimiento se evaluó utilizando los datos tomados durante el período comprendido entre diciembre y la última medida (marzo de 2011). Este período está marcado con el número 3 y una flecha en los gráficos superiores de la Figura 9. Probablemente, los movimientos observados fueron una

combinación de diferentes factores, entre ellos las variaciones de nivel causadas por el efecto barrera. Los gráficos muestran que los efectos a largo plazo actuaron de manera diferente aguas arriba y aguas abajo. El suelo se levantó aguas arriba y asentó (o se levantó menos) aguas abajo, lo que sugiere que la mayoría de los movimientos fueron causados por el efecto barrera. El desplazamiento total se comparó con las predicciones realizadas. Las predicciones (0,54 a 0,65 mm) fueron similares a las observaciones (0,11 mm en la sección A - 0,72 mm en la sección C).

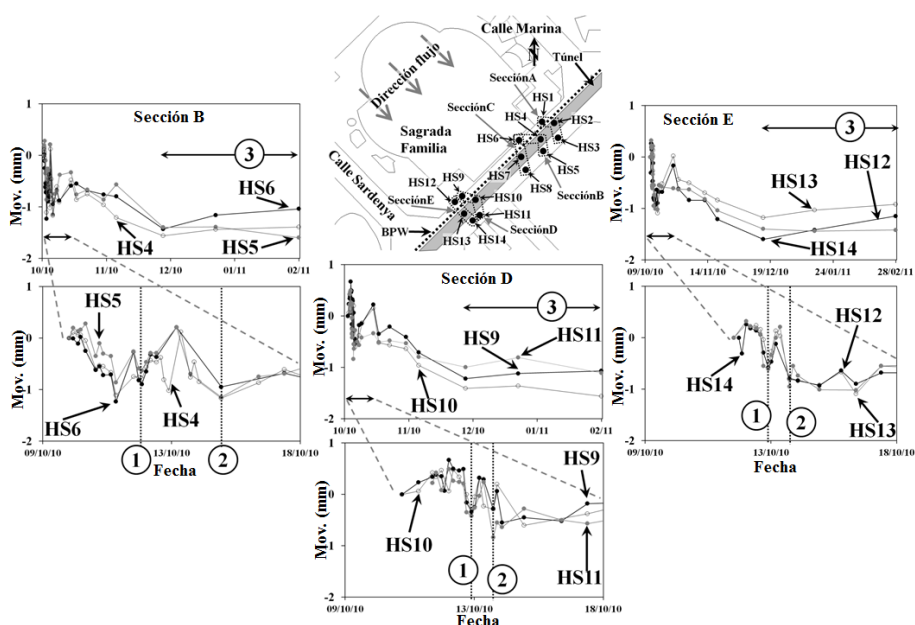


Figura 9. Arriba-centro: Secciones en las que se evaluaron los movimientos al paso de la tuneladora. Gráficos: Los gráficos muestran la evolución de los movimientos en los puntos de observación situados en las secciones B, D y E. Cada par de gráficos corresponden a una sección. En los gráficos superiores se muestran todos los movimientos mientras que en los inferiores se muestra un zoom de los desplazamientos medidos durante el paso de la tuneladora.

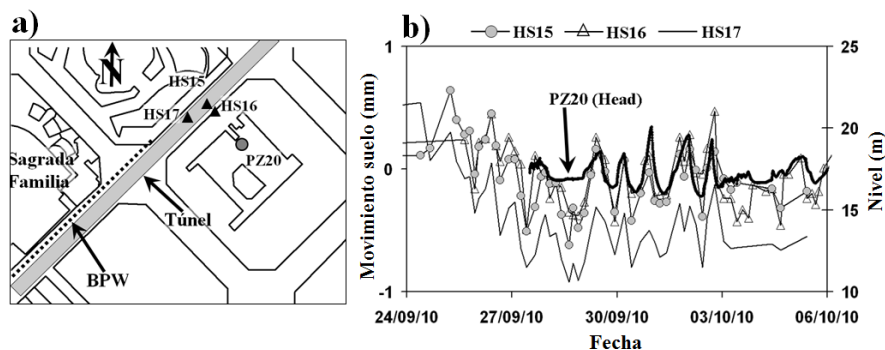


Figura 10. a) Situación de los puntos de observación de los movimientos (HS15, HS16 y HS17) y del piezómetro (PZ20). b) Evolución de los desplazamientos del suelo en los 3 puntos de observación (líneas con símbolos) y evolución del nivel (línea negra)

También se estudió la evolución de la distribución espacial de los movimientos causados por la construcción del túnel (Figuras 11a, b, c, d, e y f). Estas figuras muestran los movimientos totales medidos en los puntos de observación desde su instalación. La figura 11a muestra el estado del suelo cuando la tuneladora estaba en la calle Marina (justo antes de comenzar la perforación bajo Sagrada Familia). Mientras que la figura 11b muestra el movimiento cuando la tuneladora ya había pasado la calle Sardenya (justo después de la perforación bajo Sagrada Familia). En las figuras 11c a 11f se observan los movimientos de suelo uno (Figura 11 c), dos (Figura 11d), tres (Figura 11e) y cuatro (Figura 11f) meses después de la excavación del túnel bajo Sagrada Familia. Cuando la tuneladora estaba llegando a Sagrada Familia, causó levantamientos (representados por triángulos en las figuras). Estos levantamientos fueron producidos por la presión aplicada sobre el suelo durante la perforación.

Sin embargo, cuando la tuneladora pasó y se alejó, el suelo asentó (los asentamientos se representan con círculos en las figuras). El suelo continuó asentando hasta dos meses después del paso de la tuneladora. Este comportamiento pudo ser causado por la reducción de esfuerzos horizontales causados en la cola de la tuneladora. El suelo volvió a levantarse algo durante el tercero y el cuarto mes después de la perforación (principalmente en el lado de aguas arriba). Esta última recuperación puede ser asociada con movimientos a largo plazo.

Discusión y conclusiones

La construcción del AVE que atraviesa Barcelona fue polémica. El hecho de que el túnel pasará junto a la Sagrada Familia, atrajo la atención de los políticos y la opinión pública. Tal era la preocupación que un comité designado por la UNESCO actuó como observadores externos. Como resultado, se incrementaron las medidas de seguridad durante la construcción para evitar accidentes. En este trabajo se demuestra la utilidad de algunos métodos para cuantificar el impacto hidrogeológico durante la construcción de túneles y se propone una metodología realista para mejorar la eficiencia y reducir los riesgos durante la construcción de túneles con tuneladora en entornos urbanos. El trabajo también muestra las medidas de seguimiento adoptadas durante la construcción del AVE y discute los principales impactos que tuvo la obra.

El principal impacto hidrogeológico esperado era el efecto barrera, el cual fue estimado numérica y analíticamente. Tanto la magnitud como la distribución del impacto fueron calculadas. Las predicciones coincidieron con lo observado durante la construcción. En general, los impactos hidrogeológicos causados por el túnel fueron razonables, ya que el máximo descenso observado aguas abajo como consecuencia del efecto barrera fue de 1.6 m. Hay que tener en cuenta que este impacto era local y se reducía lejos del túnel.

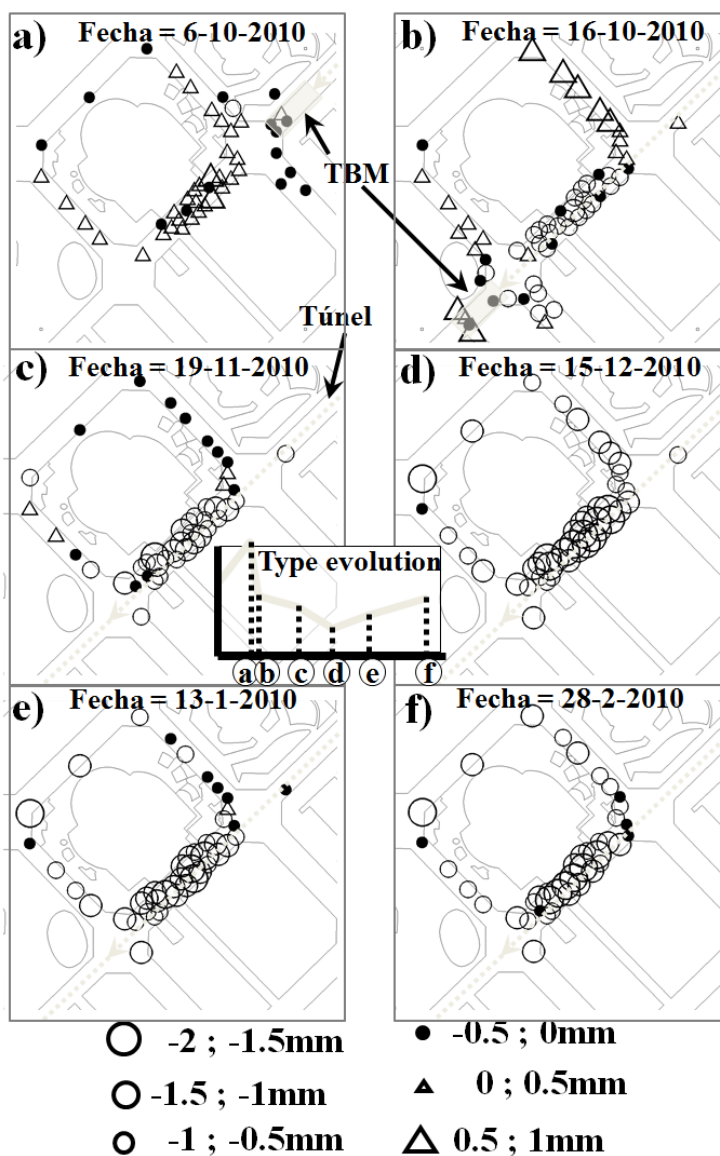


Figura 11. Movimientos del suelo en diferentes puntos de observación antes, y después del paso de la tuneladora. a) Movimientos justo antes del paso de la tuneladora bajo Sagrada Familia. b) Movimientos justo después del paso de la tuneladora. c), d), e) y f) movimientos uno, dos, tres y cuatro meses después del paso de la tuneladora. En el medio: esquema de la evolución ideal del movimiento del suelo.

Por otro lado, se observó un comportamiento no esperado del agua subterránea, el cual fue causado por la construcción de la BPW. Los pilotes conectaron hidráulicamente capas con diferente nivel piezométrico.

Se observaron dos tipos de movimientos de suelo durante la perforación del túnel, a corto y a largo plazo. Los movimientos a corto plazo fueron relacionados con la pérdida de suelo, la inyección de lechada de cemento y con los empujes de la máquina sobre el terreno. Los movimientos a largo plazo, que habían sido estimados analíticamente, fueron causados principalmente por la redistribución de la presión de agua producida por la interacción entre el túnel y el agua subterránea (efecto barrera).

Los métodos empleados para realizar las predicciones fueron apropiados y son útiles para la evaluación de impactos en futuras construcciones subterráneas. Las herramientas numéricas y analíticas usadas son adecuadas para calcular los impactos hidrogeológicos con un grado moderado de error. Los desplazamientos del suelo causados por oscilaciones del agua subterránea también pueden ser calculados fácilmente usando ecuaciones analíticas simples. Obviamente, si se utiliza un modelo hidro-mecánico para modelar el problema, las predicciones serán mejores. Sin embargo, los datos y el tiempo necesario para construir modelos fiables no son siempre suficientes. En estos casos, metodologías como las usadas son adecuadas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a ADIF (Administración), SACYR (constructora) e INTECSA-INARSA (Asistencia técnica) su apoyo durante el seguimiento hidrogeológico de las obras. Este trabajo también está subvencionado por el Ministerio Español de Ciencia e Innovación (proyecto MEPONE: BIA2010-20244); y la Generalitat de Catalunya (Grup de Recerca CONSOLIDADO: Grup d'Hidrologia Subterrània 2009-SGR-1057).

Bibliografía

Butscher, C., 2012. Steady-state groundwater inflow into a circular túnel. *Tunelling and underground space technology*. 32, 158-167.

Cashman, P.M., Preene, M., 2001. Groundwater lowering in construction – A practical guide. Spon press, London.

Custodio, E., Carrera, J., 1989. Aspectos generales sobre la contaminación de las aguas subterráneas. OP. 13, 96-112.

Deveughèle, M., Zokimila, P., 2010. Impact of an impervious shallow gallery on groundwater flow. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 69, 143-152.

Ercelebi, S.G., Copur, H., Ocak, I., 2011. Surface settlement predictions for Istanbul Metro tunnels excavated by EPB-TBM. *Environmental Earth Science*. 62, 357-365.

Medina, A., Alcolea, A., Carrera, J., Castro, L.F., 2000. Modelos de flujo y transporte en la geosfera: Código TRANSIN IV. [Flow and transport modelling in the geosphere: The code TRANSIN IV]. *IV Jornadas de Investigación y Desarrollo Tecnológico de Gestión de Residuos Radioactivos de ENRESA*. Technical publication 9/2000: 195-200.

Medina A, Carrera J, 2003. Computational different type of data Geostatistical inversion of coupled problems: dealing with computational burden and different types of data. *Journal of Hydrology*, 281 (4), 251-264.

Ni, J., C., Cheng, W., 2011. Shield machine disassembly in grouted soils outside the ventilation shaft: A case history in Taipei Rapid Transit System (TRTS). *Tunnelling and Underground Space Technology*, 26, 435-443.

Pujades, E, López, A., Carrera, J., Vázquez-Suñé, E., Jurado, A., 2012. Barrier effect of underground structures on aquifers. *Engineering Geology*, 145-146, 41-49.

Pujades, E., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Vilarrasa, V., Jurado, A., De Simone, S., Ledesma, A., Ramos, G. Lloret, A., 2014a. Deep enclosures versus pumping to reduce settlements during shaft excavations. *Engineering Geology*, 169, 100-111.

Pujades, E., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Jurado, A., 2014b. Dewatering of a deep excavation undertaken in a layered soil. *Engineering Geology*. Doi: 10.1016/j.enggeo.2014.06.007

Ricci, G., Enrione, R., Eusebio, A., 2007. Numerical modelling of the interference between underground structures and aquifers in urban environment. The Turin subway – Line 1, in: Barták, Hrdine, Romancov and Zlámál (Eds.), *Underground Space*. Taylor and Francis Group, London, pp. 1323-1329.

Rodríguez, R., Blanco, A., 2012. Inquiry into the interactions between the Works on the Holy Family Temple and the construction of a high Speedy rail túnel between the Sants and La Sagrera stations in Barcelona. *Revista de Obras Públicas*, 3529, 7–30.

Tambara, M., Nishigaki, M., Hashimoto, T., Shinshi, Y., Daito, K., 2003. Basic concept on preservation natural groundwater flows from intercepting by underground structure, in: Kono, Nishigaki and Komatsu (Eds.), *Groundwater Engineering*. Swets and Zeitlinger, Lisse, pp. 217-222.

GHS-UPC, 2000. Evaluación del impacto hidrogeológico del Tren de Alta Velocidad a su paso por el Delta del Llobregat y por la ciudad de Barcelona. *Technical report for INTRAESA-GIF*. Barcelona, Spain.

UPC (2003). Código Visual Transin 1.1 R65. Developed in the Department of Geotechnical *Engineering and Geosciences* (ETCG), UPC.

Vázquez-Suñe, E., Sánchez-Vila, X., Carrera, J., 2005. Introductory review of specific factors influencing urban groundwater, an emerging branch of hydrogeology, with reference to Barcelona, Spain. *Hydrogeology Journal*. 13, 522-533.

Vicenzi, V., Gargini, A., Goldscheider, N., 2009. Using tracer tests and hydrological observations to evaluate effects of túnel drainage on groundwater and surface Waters in the Northern Apennines (Italy). *Hydrogeology Journal*. 17, 135-150.

Evaluación de la gestión del agua subterránea en acuíferos costeros mediante el uso del balance hídrico

Oriol Regàs Cabra¹, Anna Menció Domingo² y Josep Mas-Pla³

Palabras clave: balance hídrico, acuífero costero, intrusión marina, gestión sostenible

Resumen

La mayor parte de zonas costeras en climas mediterráneos, donde la disponibilidad de recursos hídricos superficiales es escasa, basan su abastecimiento en el uso del agua subterránea. En este contexto, conocer el origen del agua subterránea explotada es indispensable para determinar si el régimen de explotación se encuentra dentro del marco de la sostenibilidad. De este modo, entender los distintos componentes del balance hídrico y la respuesta hidrológica del sistema a las presiones humanas, es la base para determinar la sostenibilidad de las extracciones. En este estudio se ha evaluado la sostenibilidad de la explotación de los recursos de agua subterránea en el acuífero superficial del delta del río Tordera (NE de España), en base al cálculo del balance hídrico para un período de 21 años. Los componentes considerados en el balance han sido:

- 1) la entrada por recarga directa sobre el acuífero, es decir, la precipitación efectiva;
- 2) las aportaciones de agua desde el río;

¹ Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071 Girona, Spain, u1906306@campus.udg.edu

² Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071 Girona, Spain, anna.mencio@udg.edu

³ Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071, Girona, Spain / Institut Català de Recerca de l'Aigua, 17003 Girona, Spain, josep.mas@udg.edu

- 3) el flujo subterráneo desde o hacia el acuífero inferior;
- 4) la variación del almacenamiento; y
- 5) los flujos de agua subterránea desde otros acuíferos circundantes o hacia el mar (la incógnita del balance).

Los resultados muestran una disminución del almacenamiento durante 4 meses en años húmedos, mientras que en años secos esta disminución se produce en un promedio de 7 meses, causando la entrada de agua marina en el acuífero estudiado y limitándose así la disponibilidad de agua de calidad.

Introducción

En zonas costeras, la extracción intensiva de aguas subterráneas es el origen de impactos en los acuíferos explotados, ocasionando problemas de calidad del agua debido a la intrusión marina (por ejemplo Custodio, 2007), además de problemas de subsidencia en zonas urbanizadas (por ejemplo, Mas-Pla *et al.*, 2013). Para evaluar tanto los recursos disponibles, como los efectos de la explotación en acuíferos afectados por las extracciones, se han llevado a cabo estudios que analizan la evolución del nivel freático del acuífero en función de distintos parámetros, como las precipitaciones y la evapotranspiración, para evaluar la variación del almacenamiento en acuíferos (Todd, 1958; Castany, 1971; Healy *et al.*, 2010; Carretero *et al.*, 2012); en otros casos se utiliza el balance hídrico completo como herramienta para evaluar la gestión del agua en acuíferos (Menció *et al.*, 2010).

El delta del río Tordera, con una superficie aproximada de 6,25 km², constituye un sistema acuífero multicapa formado por la intercalación de depósitos fluviales y de inundación, que permiten diferenciar dos acuíferos principales (Figura 1). El acuífero superior, con una potencia de 10 a 30 m, está formado por arenas y gravas con matriz limosa, que presentan una porosidad eficaz de aproximadamente 20%. El acuífero profundo posee una potencia de unos 20 m y se encuentra semiconfinado por una capa de limos y arcillas con un grosor aproximado de unos 23 m (Geoservei, 2000; ACA, 2003 y Falgàs *et al.*, 2011).

La explotación del acuífero multicapa del delta de la Tordera permite el abastecimiento de las poblaciones de Blanes, Malgrat de Mar, Lloret de Mar y Tossa de Mar. Se trata de municipios costeros que pueden llegar a duplicar su

población durante el verano, por lo que la zona puede llegar a estar ocupada por más de 500.000 habitantes. La dotación de agua para uso urbano supone un 69% del total la explotación total del sistema de acuíferos, a la que debe añadirse el abastecimiento industrial y agrícola que suponen un 17 y 14%, respectivamente, del total de explotación (Ventura y Lefort, 2003). Estas extracciones han ocasionado una disminución del nivel hidráulico en ambos acuíferos, dando lugar a una severa intrusión marina. Por este motivo, en el año 2002 se puso en funcionamiento la planta desalinizadora de Blanes, para así poder reducir la sobreexplotación del acuífero y asegurar el subministro de agua de calidad para las poblaciones de la zona.

En este contexto se plantea evaluar la explotación del acuífero superficial del delta de la Tordera a través de la utilización del balance hídrico, con la finalidad de determinar la disponibilidad de recursos hídricos en la zona y evaluar la utilidad de este método práctico y directo para la gestión del agua.

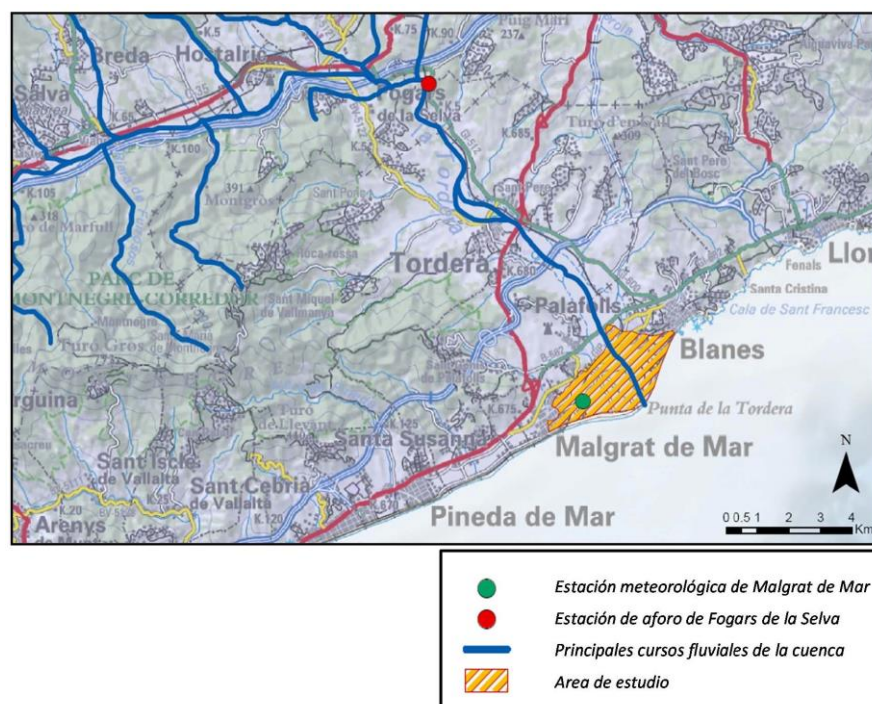


Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio.

Metodología

Para la determinación del balance hídrico en el acuífero superior del delta del río Tordera, se han utilizado los datos mensuales del nivel piezométrico de los 12 piezómetros que la Agència Catalana del Aigua (ACA) dispone en esta zona para un período de 21 años (1990-2010); los datos mensuales de temperatura media y precipitación acumulada de la estaciones meteorológicas de Malgrat de Mar y Blanes, situadas en el propio delta; y los caudales de la estación de aforo del río Tordera en Fogars de la Selva, además de datos de campo del estudio llevado a cabo para el Observatori de la Tordera (Figura 1; <http://www.observatori.cat>).

Se han clasificado los 21 años de estudio a través de un índice de aridez (Budyko, 1974; Ponce *et al.*, 2000; Arora, 2002) en años húmedos y años secos. En base a esta clasificación se han realizado tres balances distintos para el promedio de años secos, años húmedos y para el total de la serie de datos.

El balance hídrico utilizado se describe en la siguiente ecuación:

$$\Delta FS_H = P - ET + ES \pm FS_V - Q \pm dV/dt \quad (1)$$

Donde los componentes que se han considerado han sido calculados de la siguiente forma (Figura 2):

- $P - ET$ son las entradas por recarga directa sobre el acuífero, calculadas como precipitación útil, es decir, la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial determinada a través del método de Thornthwaite (Martínez *et al.*, 2005) y multiplicada por la superficie del delta. Cuando la diferencia entre $P - ET$ daba valores negativos, se consideraba que no se producía una recarga efectiva en el acuífero, y su valor era 0.
- ES , son las aportaciones desde el río. Para determinar estas aportaciones se ha cartografiado la relación entre el río y el acuífero en base a la diferencia de nivel de la cota del río y dos piezómetros situados al lado del cauce, uno en el inicio del delta y el otro en el centro. El volumen de agua aportado se ha determinado aproximando la superficie de acuífero afectada por esta recarga, la diferencia de nivel entre zonas próximas al río Tordera y zonas más lejanas, ya no afectadas por esta relación, y multiplicándola por la porosidad efectiva de la zona saturada (20% para los materiales de esta zona). Durante los meses de verano en que el río no llevaba agua en la

estación de aforo, se consideraba que las aportaciones eran nulas. El registro piezométrico y las observaciones de campo no muestran indicios que la relación entre el río y el acuífero sea efluente, siendo así una aportación de agua al acuífero superficial que se mantiene a lo largo de los años.

- FS_V , es el flujo subterráneo desde o hacia el acuífero inferior. Para tener en cuenta esta relación se han analizado las diferencias de nivel hidráulico entre pares piezómetros cercanos situados en el acuífero superficial y el acuífero profundo. Los datos aportados por los tres pares de piezómetros utilizados, se han cartografiado, y se ha calculado el flujo y el volumen de agua transmitido en base a la ley de Darcy, tomando como permeabilidad para el acuitardo que separa los dos acuíferos un valor de $2,85 \cdot 10^{-9}$ m/s (Domenico y Scharzt, 1998).
- Las extracciones en el acuífero superficial, Q , son las destinadas al riego de los cultivos, y se han determinado a través de los datos del ACA (ACA, 2003), que en esta zona se estiman en $1,2 \text{ hm}^3/\text{año}$.
- Finalmente, la variación del almacenamiento en el propio acuífero, dV/dt , se ha determinado en base a la cartografía de la diferencia de nivel detectada en los piezómetros del delta entre meses sucesivos, multiplicada por la superficie del acuífero y la porosidad efectiva de éste.

Así, la incógnita de este balance son los flujos de agua subterránea desde otros acuíferos circundantes o hacia el mar (ΔFS_H). En caso que el valor sea positivo, indica que el acuífero superficial está aportando agua hacia el mar, ya que las entradas desde otros acuíferos son menores que las salidas; en cambio, si su valor es negativo, puede ser indicativo de entradas de agua, ya sea desde otros acuíferos, o bien desde el mar, ocasionando problemas de intrusión marina.

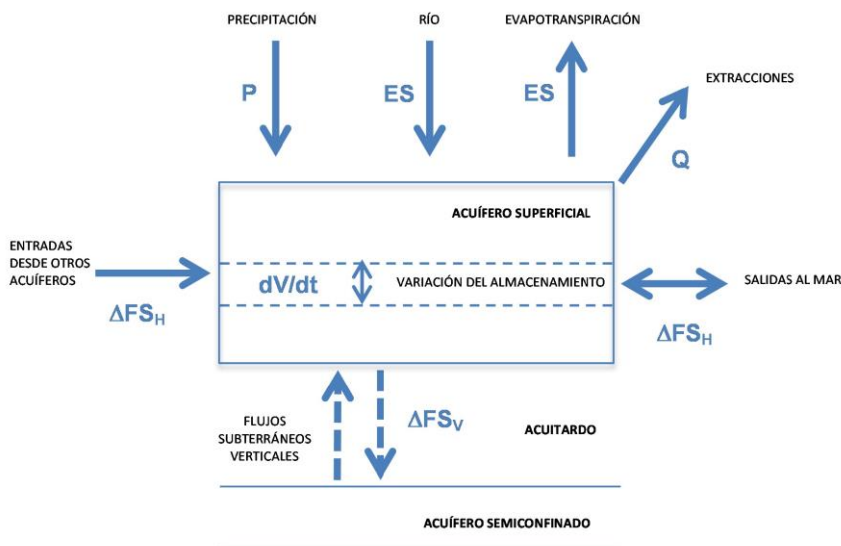


Figura 2. Esquema de los distintos componentes considerados para la realización del balance en el acuífero superficial del delta del río Tordera.

Para poder constatar la existencia de intrusión marina, se ha analizado la concentración de cloruro en dos piezómetros localizados en puntos cercanos a la costa y que contaban con datos de análisis químicos desde 1995.

Resultados y discusión

Climatología durante el período de estudio

En base al índice de aridez, el período de estudio cuenta con 13 años húmedos y 8 años secos, tal y como se puede observar en la figura 3. En los períodos húmedos el nivel freático del acuífero superficial habitualmente tiende a aumentar o mantenerse (por ejemplo entre 1990-1993 o entre 2008-2010), y en los períodos secos tiende, principalmente, a descender (períodos 1994-1995, 1998-2001 y 2006-2007).

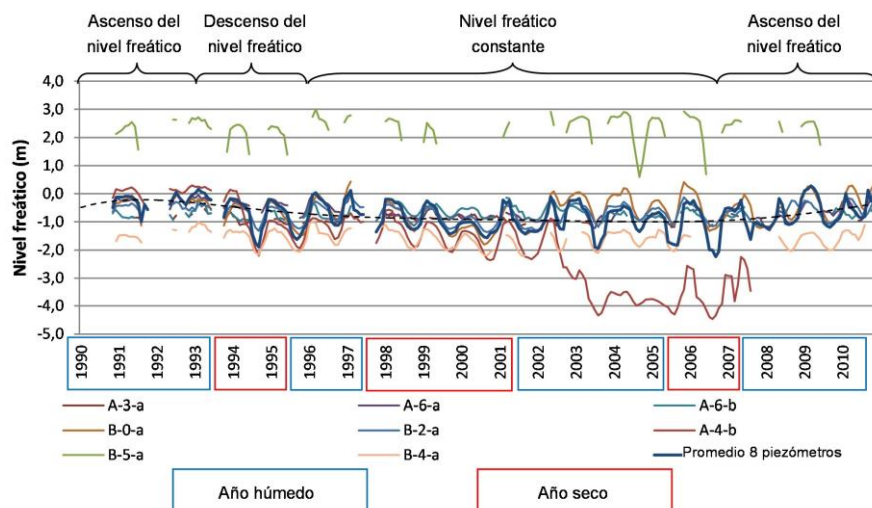


Figura 3: Evolución del nivel freático del acuífero superficial durante el período estudiado y clasificación de los años analizados en función del índice de aridez.

Análisis de la precipitación útil, recarga efectiva y almacenamiento en el acuífero

Para evaluar la posible recarga efectiva a través de las precipitaciones en el delta, se ha correlacionado la precipitación útil ($P-ET$) con la variación media en el nivel freático del acuífero superficial. Los coeficientes de Pearson obtenidos han sido de $R=0,905$ para el promedio de los 21 años de estudio, $R=0,893$ para los años secos y de $R=0,876$ para los años húmedos. Las tendencias obtenidas en las tres relaciones son muy similares, diferenciándose principalmente por la ordenada en el origen (Figura 4). En este sentido, en un año seco se necesitará un volumen superior de precipitaciones antes de que se empiece a notar su efecto en el nivel del acuífero. Como cabía esperar, el número de meses en que se detecta una precipitación útil y recarga efectiva positivas es superior en años húmedos que en años secos (Figura 4).

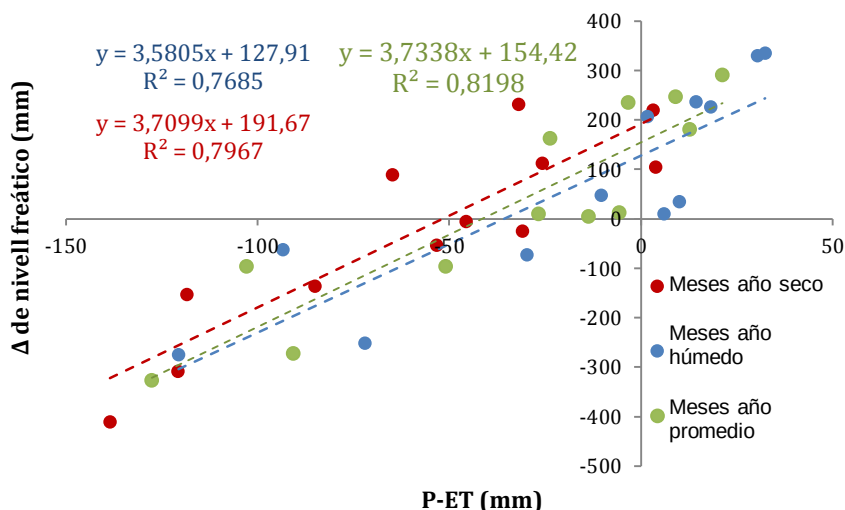


Figura 4: Relación entre la precipitación útil (P-ET) y la variación en el nivel freático del acuífero (Δh).

La variación del almacenamiento (dV/dt) en el acuífero es proporcional, evidentemente, a las tendencias del nivel freático. A nivel anual, el almacenamiento medio aumenta del orden de $0,460 \text{ hm}^3/\text{año}$, aunque se observan diferencias significativas entre años secos, en que se detectan pérdidas del orden de $0,430 \text{ hm}^3/\text{año}$, y años húmedos, en que el incremento de recursos alcanza $1,008 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Relación de flujo río-acuífero

La relación influente entre el río y el acuífero se mantiene a lo largo de todo su recorrido por la zona de estudio, dado que la cota del cauce se encuentra siempre por encima del nivel freático del acuífero durante los 21 años de estudio. Así, las aportaciones del río son del orden de $1,068 \text{ hm}^3/\text{año}$ de valor medio, $1,267 \text{ hm}^3/\text{año}$ para los años húmedos y $0,746 \text{ hm}^3/\text{año}$ para los años secos.

Relación de flujo entre los dos acuíferos del delta

La relación entre el acuífero superficial y el profundo del delta de la Tordera se ha analizado en tres zonas distintas. A lo largo de los 21 años se observa que el flujo entre acuíferos es variable temporalmente y no se mantiene en toda la zona de estudio. Aun así, se observa como el flujo de agua se produce mayoritariamente en dirección del acuífero libre hacia el semiconfinado, y por lo tanto, se puede considerar una salida de agua del acuífero libre del delta. Asimismo, como más alejados se encuentran los piezómetros a la costa, menor es la presión del acuífero semiconfinado en comparación con el nivel freático del acuífero libre, y consecuentemente, mayores son las aportaciones del acuífero libre hacia el acuífero semiconfinado.

El valor estimado de éstas pérdidas para los 21 años de estudio es de 0,015 hm³/año: 0,017 hm³/año para los años húmedos y 0,012 hm³/año para los años secos.

También se ha detectado que con la puesta en funcionamiento de la Instalación para el Tratamiento de Agua Marina (ITAM) de Blanes, se ha recuperado el nivel en los piezómetros del acuífero semiconfinado (donde se ubican los pozos municipales), aunque esta recuperación es aún insuficiente para cambiar la dirección del flujo entre los dos acuíferos.

Extracciones

Las extracciones para uso agrícola son las principales en el acuífero superficial. Éstas se concentran entre los meses de mayo a septiembre y son del orden de 1,375 hm³/año a nivel general, 0,880 hm³/año para años húmedos y 1,420 hm³/año para años secos.

Balance hídrico

A través del balance hídrico a nivel mensual se observa como las entradas principales de agua en el acuífero se deben principalmente a las aportaciones del río, ya que las entradas como precipitación útil sólo se detectan durante el

otoño e invierno, y en el caso de los años secos, sólo los meses de diciembre y enero (Tablas 1, 2 y 3).

Tabla 1: Balance hídrico mensual medio realizado por los 21 años de estudio (1990-2010). Leyenda: P-ETP, precipitación útil; ES, aportaciones del río; FS_v , flujo subterráneo entre el acuífero inferior y el superior; Q, extracciones; dV/dt , variación del almacenamiento que toma valores negativos cuando aumenta y valores positivos cuando disminuye; ΔFS_H , flujos subterráneos horizontales determinados como $\Delta FS_H = FS_{out} - FS_{in}$. Unidades en 10^3 m^3 , los valores positivos indican entradas, y los negativos indican pérdidas o salidas del acuífero del delta, excepto para el resultado del balance, ΔFS_H .

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
P-ETP	83,41	0	0	0	0	0	0	0	0	59,04	0	139,08
ES	167,87	79,08	52,68	37,23	21,86	9,71	2,43	4,86	118,55	193,27	172,79	208,13
FS_v	-1,19	-1,20	-1,21	-1,14	-1,34	-1,62	-1,54	-1,28	-0,80	-1,25	-1,32	-1,38
Q	0	0	0	0	-175	-300	-450	-325	-125	0	0	0
dV/dt	-236,01	-16,68	-5,75	-12,81	125,97	356,29	426,32	126,10	-212,60	-323,07	-307,50	-380,62
ΔFS_H	14,08	61,20	45,72	23,29	-28,52	64,38	-22,79	-195,32	-219,84	-72,02	-136,04	-34,79

Tabla 2: Balance hídrico mensual realizado utilizando los años secos del período estudiado. Ver leyenda en tabla 1.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
P-ETP	24,87	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20,14
ES	83,68	58,84	49,03	34,00	0,00	0,00	0,00	0,00	73,22	133,37	141,22	172,53
FS_v	-0,83	-1,14	-1,04	-1,05	-1,31	-1,54	-1,34	-0,22	-0,17	-1,11	-1,30	-1,06
Q	0	0	0	0	-200	-400	-500	-350	-150	0	0	0
dV/dt	-136,74	31,25	7,15	69,27	177,46	401,91	536,31	199,87	-117,86	-147,21	-303,91	-287,24
ΔFS_H	-29,01	88,95	55,14	102,22	-23,86	0,37	34,97	-150,35	-194,80	-14,94	-164,00	-95,63

Tabla 3: Balance hídrico mensual realizado utilizando los años húmedos del período estudiado. Ver leyenda en tabla 1.

	<i>Ene</i>	<i>Feb</i>	<i>Mar</i>	<i>Abr</i>	<i>May</i>	<i>Jun</i>	<i>Jul</i>	<i>Ago</i>	<i>Sep</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Dic</i>
<i>P-ETP</i>	119,44	65,44	38,80	0	0	0	0	0	10,66	199,00	93,76	212,27
<i>ES</i>	219,67	91,53	54,92	39,23	35,30	15,69	3,92	7,85	146,45	230,13	192,21	230,04
<i>FS_V</i>	-1,41	-1,24	-1,30	-1,19	-1,36	-1,67	-1,67	-1,93	-1,18	-1,34	-1,34	-1,58
<i>Q</i>	0	0	0	0	-150	-200	-400	-300	-100	0	0	0
<i>dV/dt</i>	-297,11	-46,17	-13,69	-63,32	94,28	328,22	358,64	80,71	-270,90	-431,29	-309,71	-438,08
<i>ΔFS_H</i>	40,59	109,56	78,72	-25,28	-21,78	142,24	-39,11	-213,38	-214,97	-3,5	-25,07	2,66

En cambio, las salidas principales se dan en forma de extracciones durante los meses de verano, y también debido a las pérdidas hacia el acuífero profundo, pero en un grado mucho menor. El flujo hacia el acuífero semiconfinado es también mayor durante los meses de verano, cuando también aumenta la extracción de los pozos municipales que explotan estos niveles más profundos, y con éste el gradiente vertical descendiente.

El almacenamiento de agua (dV/dt) en el acuífero disminuye en los meses en que se produce las extracciones para riego, y no es hasta el otoño que se empiezan a recuperar los niveles (Tablas 1, 2 y 3). En los años secos este descenso en el almacenamiento ya se detecta desde finales del invierno, debido a unas menores precipitaciones durante la primavera, y al hecho que la precipitación útil es mucho menor.

Finalmente, los datos de flujos de agua subterránea desde otros acuíferos y/o hacia el mar, calculados a través de este balance, muestran que las aportaciones del acuífero superficial hacia el mar son más importantes en la primera mitad del año, período en que se obtienen valores positivos; mientras que a partir de la primavera y hasta finales de año, son necesarias las entradas desde otros acuíferos limítrofes, incluyendo las aportaciones del acuífero aluvial medio, o bien desde el mar, para mantener este sistema. Estas aportaciones son especialmente importantes durante los meses de agosto y septiembre, cuando además de las extracciones para riego, coincide con la finalización de la época en que las aportaciones del río son también mínimas.

Evolución de la concentración de cloruros en el acuífero

A través de la figura 5, donde se representa la evolución de la concentración de cloruros en el piezómetro Malgrat-2 (situado a 1,5 km de la línea de costa), se observa como la concentración de cloruros en el acuífero superficial va aumentando hasta alcanzar su máximo a principios de 2002. En este primer período, se observan concentraciones superiores a los 500 mg/L en las muestras tomadas en verano, confirmando las entradas de agua marina, detectadas a través del balance hídrico con valores negativos para el ΔF_{SH} (Tablas 1, 2 y 3).

El descenso en la concentración de cloruros a partir del 2002 se explica por la puesta en funcionamiento de la ITAM de Blanes, que ha modificado la localización de las extracciones en la zona de estudio. Hasta el 2002, las poblaciones de la zona se abastecían a través de los pozos municipales situados en el centro del delta y que explotaban los niveles profundos del acuífero. Desde 2002 y hasta 2010 las extracciones para la ITAM se han realizado a través de pozos situados en el litoral, permitiendo ganar más presión hidráulica en el acuífero semiconfinado, y evitando así nuevos episodios de intrusión salina en la zona.

En este sentido, antes de la instalación de la ITAM las entradas como ΔF_{SH} se producían desde el mar, pero desde su puesta en funcionamiento la intrusión salina en el acuífero superior parece haberse remitido. Aunque debe destacarse que después de la instalación de la ITAM los períodos húmedos han sido substancialmente mayores a los secos y se tendría que estudiar con más detalle la evolución de la concentración de cloruros en más períodos secos.

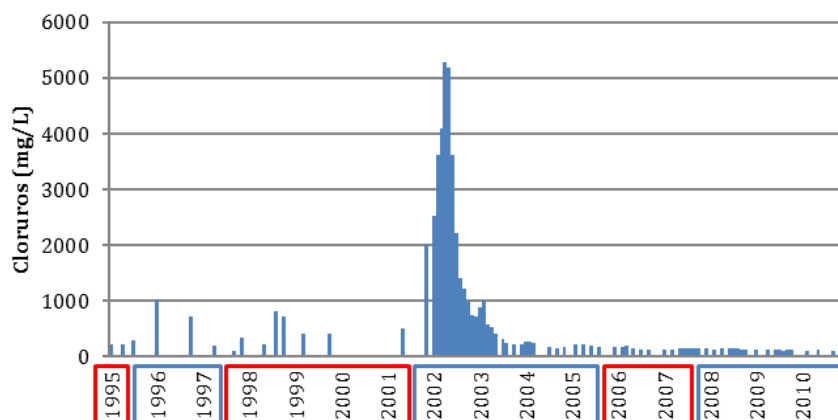


Figura 5: Evolución de la concentración de cloruros en el piezómetro Malgrat-2. En color rojo se han indicado los años considerados secos dentro del período de estudio, y en color azul, los años húmedos.

Conclusiones

La gestión sostenible de los recursos subterráneos debería basarse en el conocimiento del funcionamiento de los acuíferos, tanto en condiciones naturales, como influenciados por las extracciones a través de pozos que los explotan.

En este estudio se ha analizado el uso del balance hídrico como herramienta para la evaluación de la gestión de los recursos que se ha llevado a cabo en el acuífero superior del delta de la Tordera.

Como puntos clave de la gestión de este acuífero, se debería tener en cuenta que las entradas principales de agua proceden del propio río. Además, las principales salidas son las extracciones para riego que producen una reducción importante de los recursos de este acuífero.

También se ha observado que la instalación de la ITAM de Blanes, con el consiguiente cambio en el punto de extracción del agua en el acuífero profundo ha permitido también una mejora en el acuífero superior, que se veía afectado por problemas de intrusión salina durante los meses de verano.

Así, el balance hídrico ha permitido detectar los principales aspectos a tener en cuenta a la hora de gestionar los recursos subterráneos en un sistema de acuíferos en una zona litoral.

Agradecimientos

Este estudio se ha llevado a cabo en el marco de las tareas asociadas a la línea de investigación "hidrológica" del Observatori de la Tordera (<http://www.observatori.cat>) y financiado a través del proyecto CGL-2011-29975-C04-04. Los autores quieren agradecer a la Agència Catalana de l'Aigua los datos facilitados para hacer este trabajo.

Bibliografía

Agència Catalana de l'Aigua (ACA) (2003). *Fitxa de caracterització, anàlisi de pressions, impactes i anàlisi del risc d'incompliment. Al·luvials de la Baixa Tordera i Delta. Fitxa 35*. Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya.

Carretero S.C. y Kruse E.F. (2012) Relationship between precipitation and water-table fluctuation in a coastal dune aquifer: northeastern coast of Buenos Aires province, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 20:1613-1621.

Castany G. (1971) *Tratado práctico de aguas subterráneas. Groundwater practical treatise*. Omega. Barcelona.

Custodio, E. (2007) Acuíferos detríticos costeros del litoral mediterráneo peninsular: valle bajo y delta del Llobregat. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.3:295-304.

Domenico P.A., Scharf F.W. (1998) *Physical and chemical hydrogeology*. Wiley. 502 pp.

Falgàs E., Ledo J., Benjumea B., Queralt P., Marcuello A., Teixidó T., Martí A. (2011) Integrating Hydrogeological and Geophysical Methods for the Characterization of a Deltaic Aquifer System. *Surveys in Geophysics*, 32:857-873.

Geoservei (2000). *Actualització i cartografia hidrogeològica del sistema fluvio-deltaic del curs mitjà i baix del riu Tordera*. Informe inèdit. Agència Catalana de l'Aigua, Generalitat de Catalunya.

Healy R.W. (2010) *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press. New York.

Martínez P.E., Martínez P., Castaño S. (2005) *Fundamentos de hidrogeología*. Ediciones Mundi-Prensa.

Mas-Pla J. y Zuppi G.M. (2009) *Gestión ambiental integrada de áreas costeras*. Rubes Editorial.

Mas-Pla J., Rodríguez-Florit A., Zamorano M., Roqué C., Menció A., Brusi D. (2013) Anticipating the effects of groundwater withdrawal on seawater intrusion and soil settlement in urban coastal areas. *Hydrological Processes*, 27: 2352-2366.

Menció A., Folch A., Mas-Pla J. (2010) Analyzing Hidrological Sustainability through Water Balance. *Environmental Management*, 45:1175-1190.

Rodríguez-Florit A., Menció A., Brusi D. (2012) Anàlisi de la intrusió marina derivada de l'extracció d'aigua per a l'abastament urbà a Ciutadella (Menorca, Illes Balears, Mediterrània Occidental). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de Balears*, 55:123-138.

Todd D.K. (1958) *Groundwater hydrology*. Wiley, New York.

Ventura M. y Lefort T. (2003) La dimensió social de l'ús de l'aigua. Resultats 2001-2003. *L'Observatori: estació de seguiment de la biodiversitat de la conca de la Tordera. Memòria 2001-2003*. Informe inèdit.

Origen y distribución de elementos minoritarios y traza en las aguas subterráneas de la Plana de Castellón, España

Alejandra Renau-Llorens¹, Ignacio Morell Evangelista², Antoni Francesc Roig³, M^a Vicenta Esteller⁴

Palabras clave: elementos minoritarios, elementos traza, hidrogeoquímica, Plana de Castellón

Resumen

Los elementos minoritarios y traza, B, Sr, Li, Mn, Fe, As, Se, Ba, V, F, Hg y Cr han sido estudiados en el acuífero pliocuaternario de La Plana de Castellón y los acuíferos de borde. 73 muestras de agua subterránea han sido analizadas por espectrometría de plasma acoplado inductivamente con detector de masas (ICP-MS). Alguno de ellos, como el Hg, Fe y Cr son tóxicos y superan las recomendaciones de la OMS y el máximo permitido por la legislación europea y española para aguas de consumo humano. Según la distribución espacial de los diferentes elementos, se pueden distinguir tres tipos de origen: antrópico, debido a actividades agrícolas y vertidos incontrolados de las numerosas industrias de la zona; geoquímico, asociado a las mineralizaciones existentes en las formaciones triásicas que conforman el borde suroccidental del acuífero y que son, además, alimentación lateral del acuífero de La Plana de Castellón; y

¹ Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas (IUPA), Universitat Jaume I de Castellón, Avd. Sos Baynat s/n, 46022 Castellón, Spain, erenau@uji.es

² Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas (IUPA), Universitat Jaume I de Castellón, Avd. Sos Baynat s/n, 46022 Castellón, Spain, morell@uji.es

³ Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas (IUPA), Universitat Jaume I de Castellón, Avd. Sos Baynat s/n, 46022 Castellón, Spain, roig@uji.es

⁴ Centro interamericano de Recursos del Agua (UAEM), Toluca, México, mvestellera@uaemex.mx

por salinización de agua de mar, relacionada con la sobreexplotación del acuífero que provoca intrusión marina.

Introducción

El boro, flúor, manganeso, estroncio, litio, fosfato, amonio y bromuro son los iones minoritarios más comunes en aguas subterráneas. Todos ellos se encuentran en concentraciones normalmente inferiores a 10 mg/L y generalmente menores de 0,1 mg/L. Cuando las concentraciones alcanzan valores inferiores a 0,01 mg/L, se denominan elementos traza. Así, los conceptos de elementos minoritarios y traza son puramente cuantitativos.

El estudio de los elementos traza ha estado fuertemente ligado al desarrollo de las técnicas analíticas. Los equipos y técnicas de análisis instrumental con las que contamos hoy en día han permitido rebajar los límites de detección y cuantificación, poniendo de manifiesto la existencia de pequeñas cantidades de elementos químicos en las aguas que hasta hace apenas unos años eran imposibles de detectar.

Estos elementos no se suelen determinar en análisis convencionales, pero algunos de ellos tienen gran interés en determinados aspectos. Algunos elementos minoritarios son nutrientes esenciales para los humanos y otros organismos en bajas dosis, pero resultan tóxicos a altas concentraciones (As, Se, Cr, Fe, Mn, V,...), pero otros, como el mercurio, no son esenciales. Además, algunos de estos elementos son considerados como metales pesados, definidos como elementos dadores de electrones y por tanto capaces de formar cationes en solución acuosa y con una densidad mayor de 4 g/cm³ (As, Cr, Hg, Se,...) (Šrámek y Zeman, 2004). La importancia que tiene el estudio de estos metales en aguas es debida a su elevada toxicidad, su alta persistencia en el ambiente y la rápida bioacumulación por parte de los seres vivos. Los metales son difíciles de eliminar del medio, puesto que los propios organismos los incorporan a sus tejidos y de éstos a sus depredadores, siguiendo la cadena trófica. Además, al no ser biodegradables no se pueden eliminar del medio por procesos naturales.

Los trabajos sobre la presencia de elementos minoritarios y traza en el acuífero de la Plana de Castellón y sus alrededores no son muy abundantes. Los elementos minoritarios más estudiados han sido el boro, estroncio y litio,

debido a su relación con los procesos de salinidad (Giménez, 1994) y el mercurio (Díaz, López, García, y Ballesteros, 2006).

Sin embargo, otros elementos traza como el arsénico y el selenio no han sido prácticamente estudiados en el acuífero de la Plana de Castellón. El primer estudio hidrogeoquímico sobre la presencia de arsénico en pozos de Castellón se llevó a cabo por el grupo de investigación de Gestión de Recursos Hídricos del Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas de la Universitat Jaume I. (Morell, Esteller, Bandenay, Renau-Pruñonosa, Quintana y Renau-Llorens, 2006).

Se han analizado las concentraciones de los siguientes elementos minoritarios y traza: B, Sr, Li, Mn, Fe, Ba, As, Se, V, F, Hg y Cr. Además, también se ha llevado a cabo un estudio de la especiación química de arsénico y selenio en todas las muestras analizadas.

En este trabajo se realiza una aproximación a la caracterización de algunos de estos elementos minoritarios en el acuífero pliocuaternario de la Plana de Castellón y se establece una primera distinción entre su origen geoquímico o antrópico. La intensa actividad industrial desarrollada desde hace más de medio siglo en algunos sectores de la Plana puede justificar sobradamente la presencia de algunos de ellos en el acuífero; en algunos casos, sin embargo, es necesario recurrir a aportes geoquímicos externos habida cuenta de la conocida presencia de mineralizaciones, incluso económicamente explotables, en los materiales que conforman las estribaciones montañosas de la Plana que corresponden al sector oriental de la Serra d'Espadà y que están hidráulicamente conectados con la misma.

Por otra parte, en el extremo septentrional de la Plana, en el Desert de les Palmes, afloran materiales triásicos semejantes a los de l'Espadà; si bien esta unidad geológica apenas influye en el funcionamiento hidrogeológico de la Plana, se ha investigado la presencia de elementos traza en la misma para intentar validar alguna hipótesis previa y tener elementos de referencia que permitan establecer modelos hidrogeoquímicos contrastados.

Descripción del área de estudio

El área de estudio comprende La Plana de Castellón, el macizo del Desert de les Palmes y el sector oriental de la Serra d'Espadà (Figura 1).

La Plana de Castellón está situada en el extremo meridional de la provincia de Castellón, localizada en la costa oriental de la Península Ibérica. Es una llanura de forma aproximadamente triangular que tiene una superficie de 464 km², con cotas comprendidas entre 0 y 130 msnm en el límite costero y los bordes montañosos, respectivamente.

La zona de estudio está limitada al norte por las sierras litorales y prelitorales que constituyen el Macizo del Desert de les Palmes, constituyendo un límite bien definido con la Plana de Oropesa; al oeste entra en contacto con los materiales de la Cubeta de Ribesalbes-Onda. Hacia el sur esta llanura costera contacta con la Serra d'Espadà cuyos relieves más meridionales permiten diferenciar esta unidad de la Plana de Sagunto, ya en la provincia de Valencia. Finalmente, hacia el este, la Plana de Castellón limita con el mar Mediterráneo.

El macizo del Desert de les Palmes es una serranía litoral paralela a la costa, con una extensión de área protegida de 3.293 hectáreas. Pertenece al macizo del Maestrazgo y se encuentra en la comarca de la Plana Alta. El límite sur lo constituye la Plana de Castellón, al norte limita con el barranco Chinchilla, al oeste con la Serra de Les Santes y al este con la Serra de Oropesa. El relieve es relativamente accidentado, variando entre unos 200 m de altitud del barranco de Miravet y los 729 m de la cumbre del Bartolo, la cota más elevada.

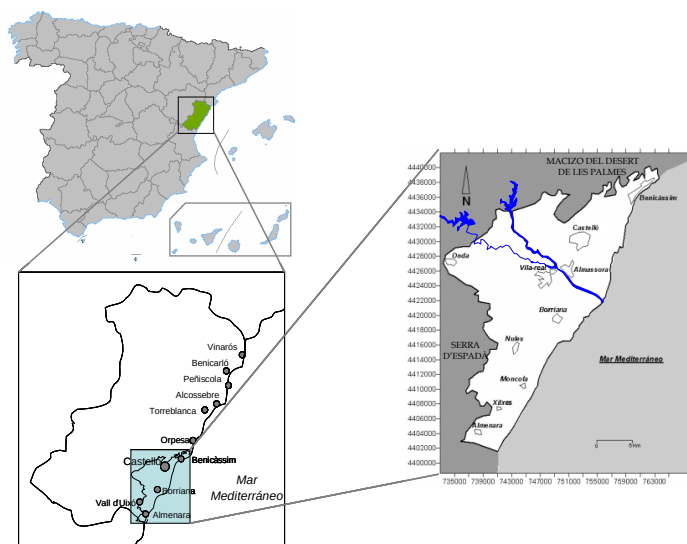


Figura 1. Situación del área de estudio.

La Serra d'Espadà pertenece a la provincia de Castellón y forma parte de una sierra en las estribaciones del Sistema Ibérico que separa las cuencas de los ríos Palancia al sur y Mijares al norte. El límite oriental lo forma la llanura litoral de la Plana de Castellón y el occidental es irregular y viene definido por los límites entre afloramientos triásicos y jurásicos, aunque más al norte penetra por la Sierra de Pina hasta la localidad turolense de San Agustín. El único río de cierta importancia que surca el parque es el río Veo. Existen, además, diversos arroyos, ramblas o barrancos que desembocan en los ríos Palancia o Mijares.

La provincia de Castellón posee un típico clima mediterráneo, con inviernos templados y veranos cálidos y secos. La temperatura media anual oscila entre 16,5 °C y 17,5 °C.

La precipitación media anual es de 490 mm, con una distribución muy irregular a lo largo del año. La época de sequía coincide con la estación estival, pudiendo tener una duración media de 3 a 6 meses, y los máximos de precipitación se dan en otoño, siendo el mes de octubre el más húmedo (Tuñón, 2000).

Los fundamentos de la economía local están constituidos por la agricultura, el turismo y diversas actividades industriales. Más del 80% de la superficie de la llanura litoral está dedicada a la agricultura de regadío, esencialmente de cítricos (80% de la agricultura total) seguida de productos hortícolas (13%) y cultivos de secano (7%). La agricultura de regadío tiene una extensión aproximada de 50.000 ha. La actividad industrial de la Plana es muy intensa, especialmente centrada en la industria cerámica, desarrollada principalmente en los términos de Onda, Vila-real, Nules y Castellón. Asimismo, existen numerosas industrias pertenecientes al sector químico, dedicadas a la producción de abonos, pinturas y actividades petroquímicas, así como a los sectores de alimentación, textil y curtidos (Renau-Llorens, 2010).

El esquema económico descrito necesita la explotación de los recursos hídricos subterráneos. Así, los bombeos realizados en el acuífero de la Plana de Castellón, si bien parecen haber descendido en los últimos años con la implantación de sistemas de riego localizado, alcanzan un volumen próximo a los 130 hm³/año, de los cuales 53,7 hm³/año se destinan a abastecimiento urbano, 56,4 hm³/año a uso agrícola y 19,9 hm³/año a uso industrial (CHJ, 2007). Según estos datos de extracciones y el de los recursos disponibles (84 hm³/año), el acuífero de la Plana de Castellón puede considerarse sobreexplotado, según la Confederación Hidrográfica del Júcar (2007).

Geología e hidrogeología

La provincia de Castellón se enmarca en el borde más oriental de la Rama Aragonesa y en el sector meridional de la Cordillera Costero Catalana, configurando la transición entre ambas. Los sectores oriental y nororiental presentan mayor influencia de la Cordillera Costero Catalana, con direcciones de plegamiento NNE-SSW, que condicionan la actual forma de la línea de costa, aunque frecuentemente interfieren con estructuras de directriz Ibérica NW-SE, que provocan compartimentación de los bloques y desfiguración de las formas plegadas (Giménez, 1994).

El acuífero de la Plana de Castellón está formado por conglomerados, gravas, arenas y arcillas, de edad pliocuaternaria, que descansan discordantemente sobre margas miocenas en el sector septentrional y sobre materiales triásicos en el sector meridional. El espesor máximo en conjunto es de 200 metros en el entorno del río Mijares. Se trata de un acuífero libre en su conjunto pero con subniveles que presentan cierto grado de confinamiento (Giménez, Morell y Renau-Llorens, 2004).

La gran heterogeneidad de los materiales que constituyen el acuífero de la Plana de Castellón hace difícil establecer una continuidad litológica. Son muy frecuentes los cambios laterales de facies y los depósitos de geometría lenticular. De hecho, el conjunto constituye un acuífero multicapa donde alternan niveles de distinta permeabilidad, por lo que puede suponerse al Subsistema de la Plana de Castellón como una formación constituida por varios niveles acuíferos superpuestos. Sin embargo, la presunta conexión hidráulica entre los diferentes niveles acuíferos hace que se trate al conjunto pliocuaternario como una única unidad acuífera, de permeabilidad elevada, aunque variable en función del contenido de materiales finos y de la estructura sedimentaria.

Debido a esta elevada heterogeneidad del acuífero los parámetros hidrodinámicos básicos presentan gran variabilidad. Así, la transmisividad varía en el rango de menos de 500 a más de 6.000 m²/día, el coeficiente de almacenamiento se sitúa entre el 5 y 15% y los caudales específicos son del orden de 1-20 L/s/m. La permeabilidad del acuífero varía habitualmente entre 30-50 y 100-120 m/día.

La recarga tiene lugar a través de los retornos de riego, la infiltración del agua de lluvia y de la alimentación lateral subterránea procedente de los

acuíferos de borde, el subsistema del Maestrazgo al norte y el subsistema de la Serra d'Espadà por el oeste. La descarga tiene lugar al mar y mediante bombeos (Renau-Llorens, 2010).

En general, las cotas piezométricas oscilan entre 10 y 0 msnm en las áreas costeras, alcanzando cotas de hasta 60 msnm en los sectores más interiores. Aunque, existen niveles piezométricos por debajo del nivel del mar, atribuibles a la fuerte sobreexplotación en los sectores de Benicàssim y Moncofa.

Metodología

Entre 2007 y 2008 se muestrearon 73 puntos en el acuífero pliocuaternario de la Plana de Castellón y los acuíferos de borde de la Serra d'Espadà y Desert de les Palmes (Figura 2). Se han diferenciado tres grupos de aguas según las características geológicas de la zona: 24 puntos localizados en los materiales triásicos de facies Muschelkalk, 7 puntos asociados a las areniscas cuarcíticas de la facies Buntsandstein y 42 puntos en el acuífero Pliocuaternario. En esta misma figura también se han incluido los puntos situados en el dominio del Desert de les Palmes para facilitar una visión conjunta de todos los puntos muestreados.

Se han determinado in situ, la temperatura, conductividad eléctrica, pH y potencial redox (Eh). Las muestras se tomaron por duplicado, en botellas de polietileno de 250 mL, una de ellas acidificada con ácido nítrico puro al 1%. Las muestras se almacenaron a 4 °C hasta el momento de su análisis.

En todas las muestras se han determinado los iones mayoritarios y algunos minoritarios (B, Sr, Li, PO_4^{3-} , NO_2^- , SiO_2), así como otros elementos traza (Mn, Fe, Ba, As, Se, V, F, Hg y Cr). Además se ha realizado el análisis de especiación química de As y Se. Todas las determinaciones analíticas han sido realizado en los laboratorios del Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas (IUPA), utilizándose en algunos casos equipamiento instrumental del Servicio Central de Instrumentación Científica (SCIC) y del laboratorio de Fisiología Vegetal del Departamento de Ciencias Agrarias y del Medio Natural de la Universitat Jaume I de Castellón.

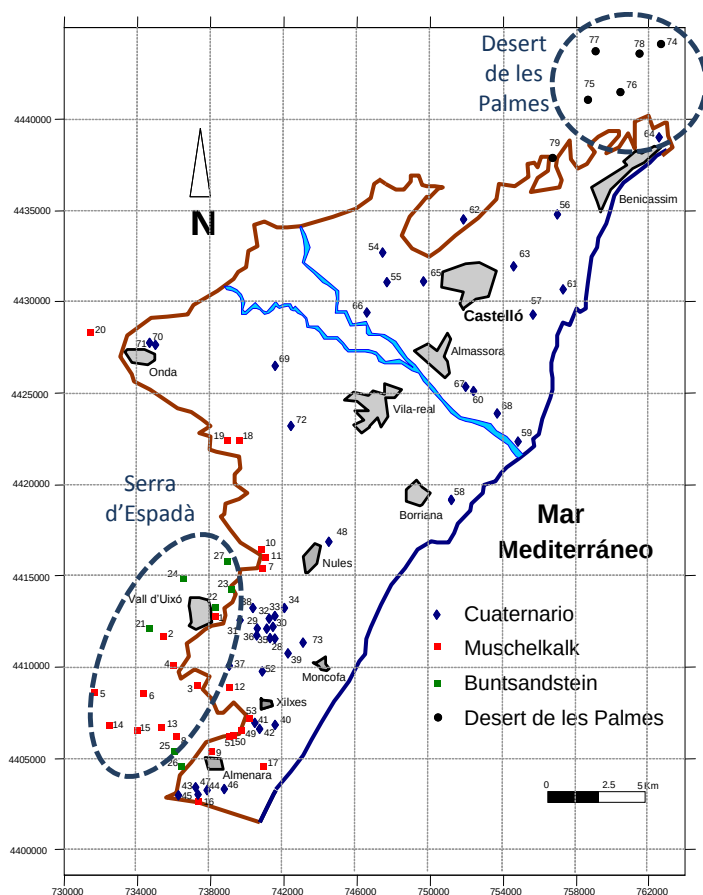


Figura 2. Red de observación.

Para la determinación de los cationes mayoritarios se ha utilizado un espectrofotómetro de absorción atómica de llama (FAAS) Varian, modelo SpectrAA 640, equipado con SIPS (Sample Introduction Pump System), que permite la calibración automática a partir de una única disolución patrón y la adición de modificador en línea, y dotado de un muestreador automático SPS-5. La concentración de sílice (SiO_2) se ha estimado midiendo el silicio en el agua. Para todos los cationes mayoritarios se ha utilizado la llama aire-acetileno. Sólo en el caso del análisis del silicio la llama utilizada ha sido acetileno-protóxido de nitrógeno.

La técnica empleada para la determinación de los aniones Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} ,

PO_4^{3-} , NO_2^- y F^- ha sido la cromatografía iónica con supresión química de la conductividad del eluyente y detección por conductividad. El equipo empleado ha sido un sistema de cromatografía iónica DIONEX DX-120, equipado con una precolumna de PEEK IonPac AG9-HC (4x50 mm, 1 μm de diámetro de partícula), una columna analítica de PEEK IonPac AS9-HC (4x250mm, 1 μm de diámetro de partícula) y una columna supresora Anion Self-Regenerating Supresor-II. El volumen de muestra inyectado (*loop*) es de 25 μL . El ión bicarbonato se ha analizado por volumetría con naranja de metileno como indicador.

Los elementos minoritarios y traza de todas las muestras se han determinado con un equipo de espectrometría de plasma acoplado inductivamente con detector de masas, ICP-MS modelo 4500 de Agilent (Yokogawa Analytical System, Tokio, Japan), equipado con un nebulizador tipo Babington.

La determinación de las diferentes especies de arsénico se ha realizado acoplando un sistema de cromatografía líquida de alta eficacia (HPLC), donde se ha llevado a cabo la separación de las especies, a un ICP-MS. El sistema HPLC consiste en una bomba cuaternaria HP 1100 (Hewlett-Packard, Waldbronn, Germany) y un autoinyector equipado con loop de muestra de 100 μL . La separación de las especies se ha llevado a cabo en una columna de intercambio iónico Hamilton PRP-X100 (Hamilton, Reno, NV, USA) de 250x4.1mm y 10 μm de diámetro de partícula. La columna del HPLC se conecta con un capilar (30 cm, 0,178 mm, I.D.) al nebulizador Babington del ICP-MS.

Con los resultados obtenidos en las determinaciones analíticas, se han elaborado matrices de coeficientes de correlación entre variables, para manifestar relaciones de dependencia entre los iones mayoritarios y minoritarios. También se han elaborado diferentes mapas hidroquímicos que representan la distribución espacial de los diferentes parámetros físico-químicos. Se han representado las líneas de igual contenido mediante los programas informáticos Surfer 8.0, ArcView GIS 3.2 y AutoCAD 2007.

Análisis de correlación

La elaboración de matrices de coeficientes de correlación entre variables puede servir para manifestar relaciones de dependencia entre iones. En la tabla 1 se muestran los coeficientes de correlación calculados para las variables Cl , SO_4 ,

HCO₃, NO₃, Ca, Mg, Na, K, B, Sr, Li, SiO₂, As, Se, V, Fe, Mn, Ba, Cr y Hg en las muestras del acuífero pliocuaternario de la Plana de Castellón.

El boro, estroncio y litio están altamente correlacionados entre ellos (Sr-Li, 0,81; B-Li, 0,75; B-Sr, 0,66). Estos iones proceden en su mayor parte de los acuíferos triásicos y que presentan las más elevadas concentraciones en la zona sur del acuífero en donde deben existir aportes preferenciales de los flujos sulfatados procedentes de dichos acuíferos. Además, estos tres iones están relativamente bien relacionados con el Ba (B-Ba, 0,52; Sr-Ba, 0,53; Li; Li-Ba, 0,51), que es también un elemento caracterizado en estos flujos y que forma parte de la paragénesis mineral dominante; de hecho, el Sr es sustituido por el Ba y existe una serie completa de soluciones sólidas entre la celestina y la barita (Klein y Hurlbut, 2003).

Tabla 1. Matriz de coeficientes de correlación entre variables en las muestras de La Plana de Castellón

	Cl	SO4	HCO3	NO3	Ca	Mg	Na	K
B	0,33	0,20	-0,02	-0,05	0,14	0,14	0,50	0,06
Sr	0,33	0,43	-0,18	0,07	0,26	0,25	0,39	0,07
Li	0,47	0,24	-0,12	0,02	0,21	0,20	0,64	0,10
SiO2	0,18	0,35	-0,04	0,26	0,17	0,33	0,14	0,07
As	0,44	0,09	-0,05	-0,02	0,17	0,12	0,59	0,06
Se	0,56	0,37	-0,17	0,46	0,60	0,53	0,33	0,12
V	-0,07	-0,25	-0,14	-0,09	-0,21	-0,14	0,02	-0,03
Fe	0,23	0,30	-0,34	0,45	0,41	0,42	-0,10	0,13
Mn	0,22	-0,08	-0,19	-0,10	-0,02	-0,01	0,31	0,002
Ba	0,53	-0,04	-0,11	0,35	0,42	0,38	0,29	0,07
Cr	0,24	0,18	0,08	0,41	0,34	0,27	0,10	0,70
Hg	0,67	0,15	0,05	0,42	0,62	0,46	0,43	0,15

	B	Sr	Li	SiO2	As	Se	V	Fe	Mn	Ba	Cr	Hg
B	1											
Sr	0,66	1										
Li	0,75	0,81	1									
SiO2	0,26	0,13	0,18	1								
As	0,62	0,50	0,84	0,16	1							
Se	0,50	0,77	0,55	0,17	0,38	1						
V	0,05	-0,17	-0,05	0,19	0,06	-0,08	1					
Fe	-0,19	0,13	-0,04	0,08	-0,07	0,33	-0,15	1				
Mn	0,36	0,50	0,47	0,06	0,41	0,36	0,24	0,11	1			
Ba	0,52	0,53	0,51	0,03	0,46	0,75	0,04	0,16	0,45	1		
Cr	0,04	-0,01	0,02	0,10	0,04	0,21	-0,01	0,06	-0,02	0,01	1	
Hg	0,32	0,30	0,43	0,10	0,61	0,61	-0,06	0,23	0,23	0,64	0,14	1

La relación de estos elementos con los sulfatos es muy inferior a la esperada, y sólo con el estroncio se encuentra un coeficiente medianamente alto (0,43), como consecuencia de que el Sr se encuentra en el mineral celestina (SrSO_4) o como impureza en el yeso (Sanz, 2009). No obstante, esta baja relación de los sulfatos con el boro o con litio no significa que no tengan un origen común sino que existen otros procesos que afectan diferencialmente a estos elementos.

El Cl tiene cierta correlación con el Hg (0,67), Se (0,56) y Ba (0,53) y en menor medida con el Li (0,47), pudiendo relacionar la movilidad de estos iones traza con la salinización del acuífero; de hecho, es bien conocido que los complejos clorurados de mercurio son más móviles puesto que escapan a los procesos de adsorción.

El potasio tiene una relación de independencia con todos los iones minoritarios y traza, a excepción del Cr con el que tiene un coeficiente de correlación de 0,70. Probablemente esta relación sea casual aunque ambos iones tienen gran afinidad de adsorción en las arcillas y materia orgánica (Arauzo, Rivera, Valladolid, Noreña y Cedenilla, 2003; Volzone y Garrido, 2004).

En cuanto a la relación de los elementos traza entre ellos mismos, las máximas correlaciones se dan entre Hg-Ba (0,64), Se-Fe (0,56) y V-As (0,46), indicando un posible origen común. La consulta de estudios sobre el comportamiento de algunos de estos elementos plantea la posibilidad de que la salinidad del agua sea la que indirectamente favorezca la presencia de estos elementos en el agua, ya que la presencia de ión cloruro y en general el incremento de la salinidad favorece la removilización de compuestos como el Ba, Hg, Sr, As, Se retenidos en el terreno, que se incorporan al flujo subterráneo (Bonorino, Limbozzi, Albouy y Lexow, 2008). Por otra parte, el Hg y el Ba pueden estar relacionados entre sí, debido a que en las formaciones que rodean a la depresión de la Plana de Castelló se ha distinguido un tipo de mineralización desarrolladas en la facies Muschelkalk y Buntsandstein, paragénesis de Co-Hg-Cu-Ba.

El Mn, Cr, As y Se no parecen guardar relación alguna entre ellos. El Mn parece estar asociado a los materiales dolomíticos, el cromo debe tener un origen claramente antrópico y el As, y probablemente el Se, estén relacionado con procesos de removilización de las areniscas ortocuarcíticas.

Resultados obtenidos

Las muestras de la Serra d'Espadà, tanto las de facies Buntsandstein como las de facies Muschelkalk, son aguas de componente sulfatada y facies bicarbonatada; estas son las aguas que alimentan lateralmente al acuífero de la Plana de Castellón. Las muestras de la Plana de Castellón correspondientes al acuífero cuaternario son, en general, de facies cloruradas. Las del Desert de les Palmes, son mayoritariamente bicarbonatadas cálcicas.

La gráfica que relaciona los cloruros con el sulfato (Figura 3), muestra aguas caracterizadas por el resultado de la mezcla de tres componentes, una clorurada, una sulfatada y otra menos mineralizada, de facies bicarbonatada.

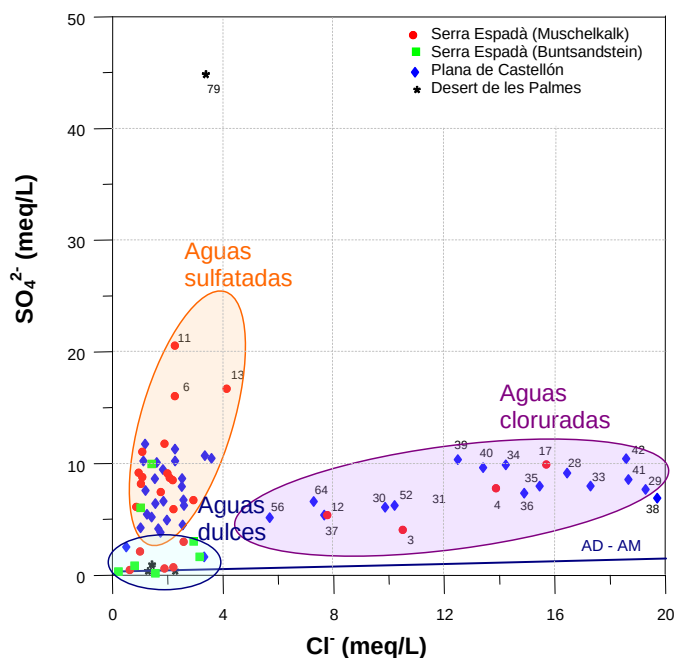


Figura 3. Relación entre el contenido de cloruro y sulfato.

Debido a la diferencia de facies, las aguas son agrupadas en dos grandes grupos:

- Aguas sulfatadas: se trata de aguas poco o nada afectadas por la intrusión de agua de mar, que muestran características de mezcla con aguas ricas en

sulfatos; este grupo está constituido mayoritariamente por las muestras de la Serra d'Espadà y aquellas que aún perteneciendo al acuífero pliocuaternario de la Plana de Castellón están localizadas más cerca del acuífero de borde y alejadas de los sectores próximos a la costa del mar Mediterráneo.

- Aguas cloruradas: en estas muestras la concentración de cloruro varía sin apenas variar su contenido en sulfato. Pertenecen a este grupo las muestras del acuífero pliocuaternario de la Plana de Castellón localizadas en el sector norte, en las proximidades de Benicàssim y en el sector más meridional, entre las poblaciones de Nules, Vall d'Uixó y Xilxes.
- En la intersección de las envolventes que distinguen a ambos grupos de aguas, se sitúan las muestras de menor mineralización, que pueden pertenecer bien a sectores no salinizados de la Plana de Castellón o bien a muestras no sulfatadas de los acuíferos triásicos, tanto de l'Espadà como del Desert de les Palmes.

Algunos elementos minoritarios, tales como boro y estroncio, se utilizan junto con el sodio y cloruro, para evaluar las fuentes y procesos de mezcla entre el agua dulce y el agua de mar y sus procesos geoquímicos asociados (Faye, Maloszewski, Stichler, Trimborn, Faye y Gaye, 2005).

Debido al comportamiento conservativo del ión Cl, representativo de la proporción de agua de mar intruyente en el acuífero, la correlación de Cl con diversos iones puede aportar información en la identificación de procesos superpuestos de mezcla.

Las concentraciones de Boro están comprendidas entre 11 y 600 $\mu\text{g/L}$. En la Figura 4, se pueden diferenciar tres tipos de correlación: las aguas con bajos contenidos en cloruros presentan concentraciones relativamente elevadas de boro (hasta 200 $\mu\text{g/L}$) cuyo origen no está relacionado con aportes marinos sino más bien con un fondo geoquímico que puede ser atribuido a las aguas procedentes de los acuíferos triásicos; la mayor parte de las aguas cloruradas tienen una concentración de boro que parece ajustarse a la línea de mezcla teórica agua dulce-agua de mar (AD-AM), lo que es coherente con los aportes asociados al agua marina que se pueden sumar a los correspondientes al fondo geoquímico mencionado anteriormente; sin embargo, en algunas muestras la concentración de boro es ligeramente menor que la teórica, lo que puede justificarse si se admite la existencia de procesos de adsorción de boro en la fracción arcillosa del acuífero. Finalmente, en algunas muestras la concentración de boro es muy elevada, cuyo origen debe estar relacionado con aportes desde

los acuíferos triásicos cercanos.

La Figura 5, muestra la relación entre el cloruro y el estroncio, donde se observa un notable enriquecimiento de Sr respecto a la línea de mezcla agua dulce-agua de mar. Algunas muestras sulfatadas presentan concentraciones relativamente elevadas de estroncio cuyo origen debe estar relacionado con procesos de disolución de especies que contengan estroncio en su estructura, como la dolomita o el yeso. En todas las muestras cloruradas la concentración de estroncio es superior a la correspondiente al aporte del agua de mar en la mezcla, debido a la existencia de un fondo geoquímico notable que se identifica bien en las muestras menos salinas. De especial relevancia es el enriquecimiento relativo de estroncio en las muestras de la zona sur del acuífero, en donde parece existir mayor influencia de los aportes de flujos sulfatados que pueden incluir el estroncio entre sus iones más relevantes.

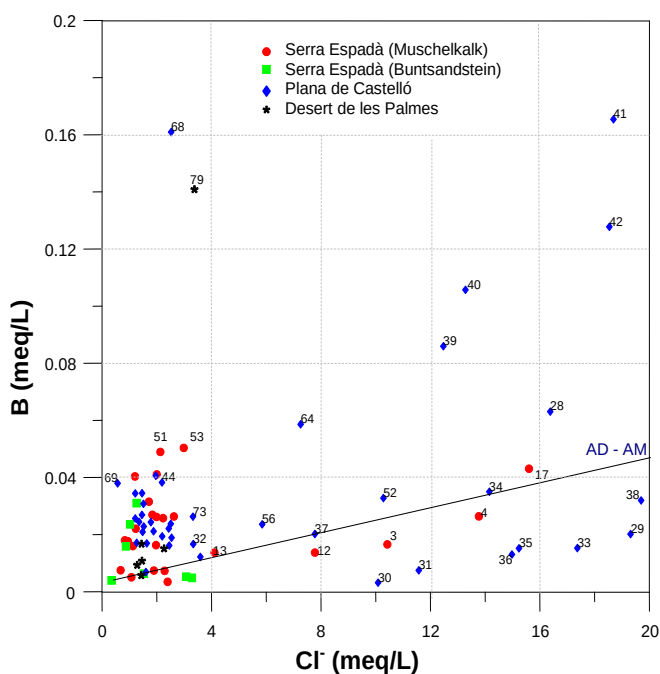


Figura 4. Relación entre las concentraciones de B y Cl⁻

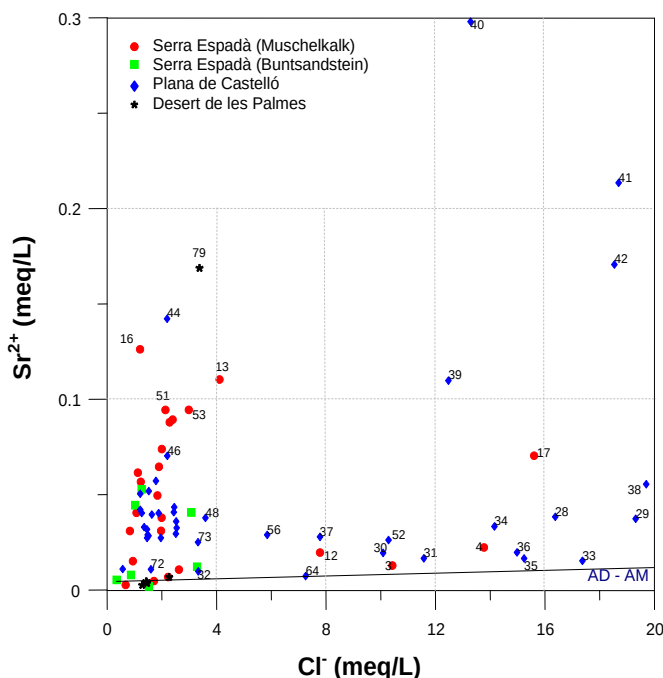


Figura 5. Relación entre las concentraciones de Sr y Cl⁻.

El litio tiene un comportamiento muy similar al estroncio. La distribución de las concentraciones de estroncio y litio se relacionan claramente con aguas sulfatadas ligadas a aportes regionales de circulación profunda enriquecidos con estos elementos desde los acuíferos de borde. El mismo origen puede aducirse a otros elementos encontrados a nivel de traza, como son el bario, el cobalto y el cobre que, junto con el mercurio, forman parte de la paragénesis mineral desarrollada tanto en las dolomías de facies Muschelkalk como en las areniscas de facies Buntsandstein.

En la figura 6 se muestra el mapa de distribución de mercurio. El mercurio supera en algunos puntos el valor máximo permitido por la normativa de aguas de consumo humano de 1 µg/L (BOE, 2012). Estas elevadas concentraciones se concentran principalmente en zonas muy castigadas por la intensa extracción de aguas subterráneas para uso agrícola (zona sur), lo que ha creado una profunda depresión piezométrica que provoca la migración de aguas de zonas aledañas independientemente del sentido natural de flujo, incluyendo aguas que, ya sea por su origen o por recoger aguas que han percolado por terrenos

contaminados, pueden tener cierta carga contaminante. El aumento de la salinidad en esta zona puede ser el detonante de la movilización del mercurio ya presente o un catalizador de la velocidad de flujo cuando es filtrado directamente al acuífero, confirmándose con la alta correlación entre el Hg-Cl (0,67) en la matriz de correlación de la tabla 1.

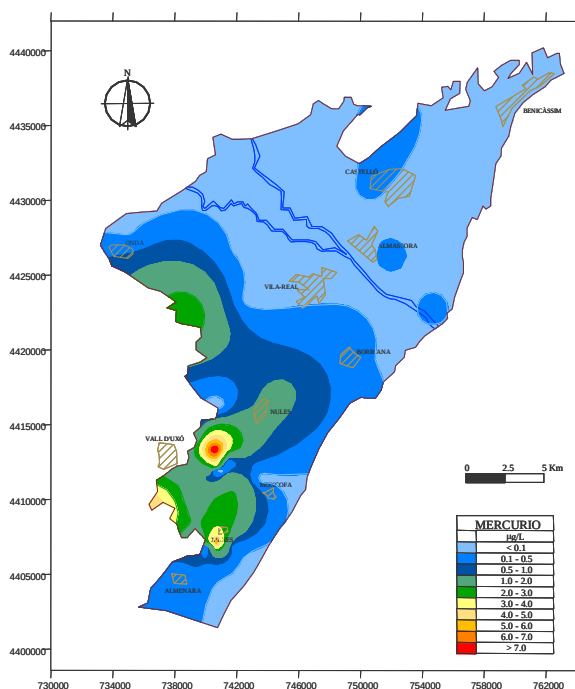


Figura 6. Mapa de distribución del mercurio en la Plana de Castellón.

Para ver la zona afectada con altas concentraciones de mercurio con más detalle, se ha elaborado el mapa de distribución del mercurio en el acuífero de la Plana de Castellón y el acuífero de borde de la Serra d'Espadà (Figura 7). Las máximas concentraciones de Hg en la Serra d'Espadà se encuentran en la zona limítrofe y en contacto con el acuífero de la Plana en concentraciones superiores a 4,5 µg/L. En el acuífero de la Plana de Castellón, las máximas concentraciones, superiores a 8 µg/L, se localizan en el área de la Rambleta, situada en el triángulo formado por las poblaciones de Nules, Moncofa y Vall d'Uixó, así como al sur de la población de Xilxes. En la Rambleta se encuentran la mayor

parte de los pozos con concentraciones de mercurio superiores a 1 $\mu\text{g/L}$; al mismo tiempo, es una zona muy afectada por la extracción continuada de agua para uso principalmente agrícola.

La presencia de mercurio en el área de la Rambleta y al sur de Xilxes puede tener origen antrópico, asociado a vertidos industriales, u origen natural, proveniente de la alimentación lateral de la Serra d'Espadà, donde se han encontrado mineralizaciones de dicho metal.

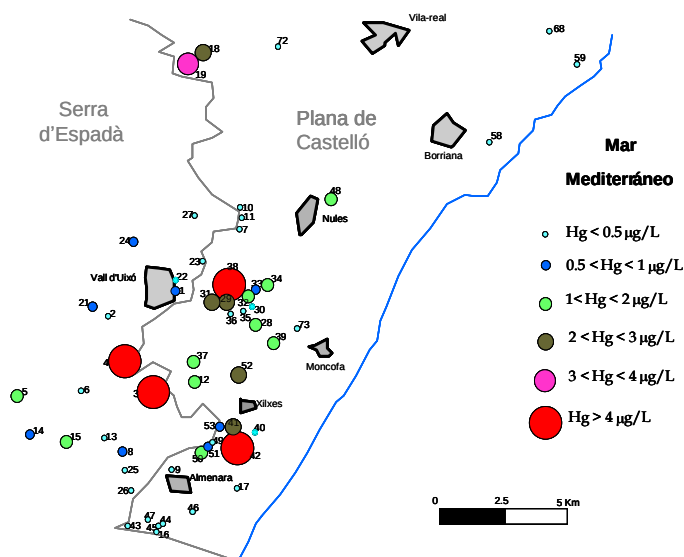


Figura 7. Mapa de distribución de concentración del ion mercurio.

El cromo es otro elemento minoritario de especial interés, ya que en disolución se encuentra como Cr(VI) , la especie más tóxica. El origen del cromo es claramente antrópico, ya que sigue un comportamiento muy similar al mercurio, como se puede observar en la figura 8, y no está presente en las mineralizaciones del entorno de la Plana de Castellón, ya que como muestra la figura 9 no se encuentra en las muestras de la Serra d'Espadà. Las concentraciones más elevadas se encuentran en puntos relacionados con actividades potencialmente contaminantes de la zona de la Rambleta y al sur de la población de Xilxes. Las fuentes más probables de este metal son: posibles vertidos de las industrias situadas en la zona, el lixiviado del antiguo vertedero incontrolado de residuos sólidos urbanos de La Vall d'Uixó, donde se han

arrojado durante años restos cerámicos y lodos de depuradoras, o como consecuencia de antiguos depósitos de materiales teñidos, ricos en Cr, procedentes de industrias de calzado existentes en la zona de La Vall d'Uixó, que pueden haber favorecido la llegada del metal al acuífero por infiltración (Escrig, 1995).

El comportamiento geoquímico del cromo no es el mismo que el de otros metales, en lo que se refiere específicamente a su movilidad, ya que depende de su especiación y de los factores ambientales que la controlan pero, en todo caso, su presencia en el acuífero es una innegable evidencia de su migración y de que también otros metales pueden alcanzar el acuífero por la misma vía y a partir de los mismos focos contaminantes.

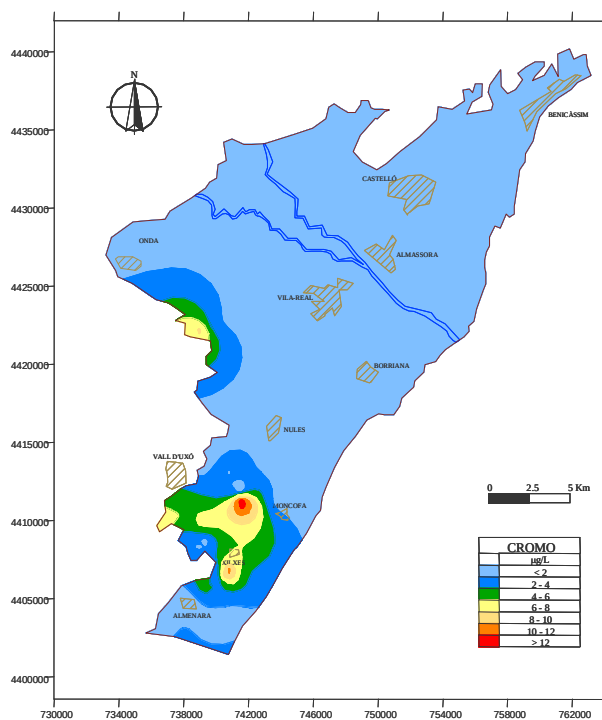


Figura 8. Mapa de distribución del cromo en la Plana de Castellón.

El vanadio sigue un comportamiento totalmente diferente a los demás elementos, alcanzando las máximas concentraciones en la zona norte y centro de la Plana de Castellón. El vanadio es utilizado como colorante en la industria

cerámica y, por tanto, no se descarta que su origen pueda estar asociado a vertidos tanto líquidos como sólidos de las numerosas industrias cerámicas existentes en el la zona centro de la Plana. Más difícil resulta explicar las concentraciones relativamente elevadas que se encuentran en el extremo septentrional del acuífero, donde no se conoce actividad industrial alguna, aunque no se descarta que puedan estar relacionadas con aportes desde los relieves paleozoicos cercanos.

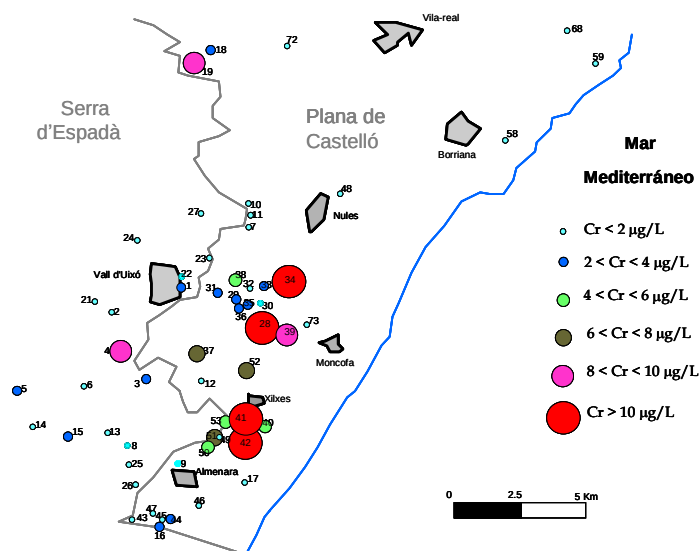


Figura 9. Mapa de distribución de concentración del ion cromo.

El hierro es un elemento común en la superficie terrestre, de manera que el origen más probable debe ser la disolución de minerales que contienen hierro. Los materiales triásicos del acuífero de borde, sobre todo las areniscas, pueden tener elevadas cantidades de hierro. De hecho, en el mapa de distribución de la figura 10, se observa muy claramente que las concentraciones más elevadas se encuentra en la orla interna del acuífero detrítico, en su contacto con el dominio triásico, y que la concentración disminuye rápidamente hacia la costa, quizás por la existencia de procesos de precipitación y/o adsorción.

La figura 11 corrobora la presencia de hierro en el acuífero de borde en concentraciones elevadas, tanto en la facies Buntsandstein como en Muschelkalk. Aunque la litología dominante en la facies Muschelkalk es la dolomía, pueden también aparecer arcillas, margas y areniscas intercaladas. Las

dolomías suelen presentar color ocre, con tamaño de cristal de medio a fino. Hacia la base, suelen tener alto contenido en granos de cuarzo, así como algunos niveles con alto contenido en hierro, situados tanto a la base como a techo (Márquez-Aliaga y López, 1989). Durante años, en la mina Virgen del Amparo, situada en el término municipal de Artana y hoy día abandonada, se ha extraído mineral de hierro de los niveles del Tm1 (tramo inferior de la facies Muschelkalk).

Las mayores concentraciones de manganeso se encuentran en la zona sur y zona interior centro del acuífero, descendiendo hacia la costa, lo que parece sugerir una alimentación lateral desde el acuífero de borde y la posible existencia de procesos de adsorción y/o precipitación, que hacen que disminuya la concentración del metal según el flujo del agua subterránea. Por otra parte, las concentraciones más elevadas también se pueden deber a algún vertido industrial de tipo puntual.

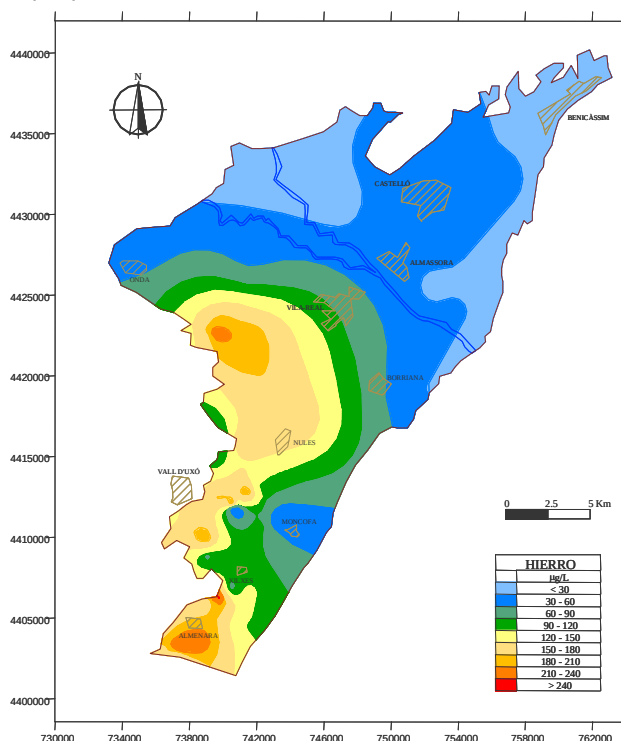


Figura 10. Mapa de distribución del hierro en la Plana de Castellón.

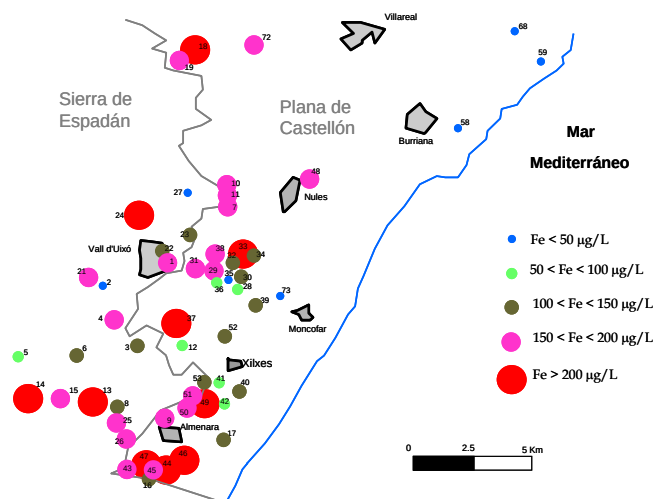


Figura 11. Mapa de distribución de concentración del ion hierro.

El arsénico y selenio muestran las mayores concentraciones en las zonas interiores, limítrofes con el acuífero de borde de la Serra d'Espadà, así como en las captaciones situadas en las areniscas ortocuarcíticas de la facies Buntsandstein. El mapa de distribución de arsénico en la Plana de Castellón se muestra en la figura 12, observando las máximas concentraciones en la zona sur y en el límite con el acuífero de borde.

En la figura 13 se puede observar con detalle, que las mayores concentraciones de arsénico se encuentran en la Serra d'Espadà, más concretamente en dos muestras procedentes de la facies Buntsandstein. En algunos pozos, situados en facies Buntsandstein y estudiados desde 1997, se han llegado a encontrar concentraciones de arsénico de llegan a superar los 25 mg/L, relacionando este aumento de concentración con un aumento en el caudal de extracción. Por tanto aunque su origen sea natural, se ve muy influenciado por las actividades antrópicas.

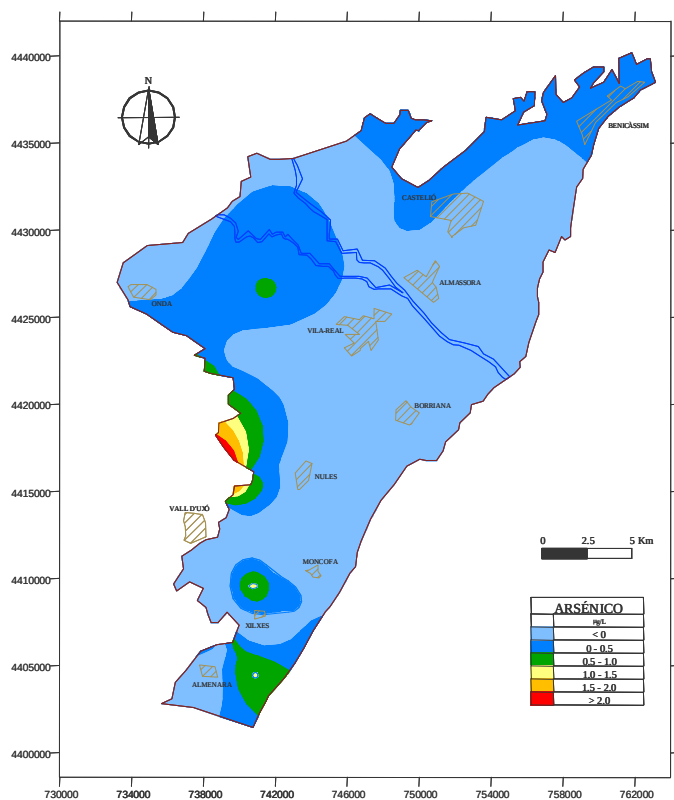


Figura 12. Mapa de distribución del arsénico en la Plana de Castellón.

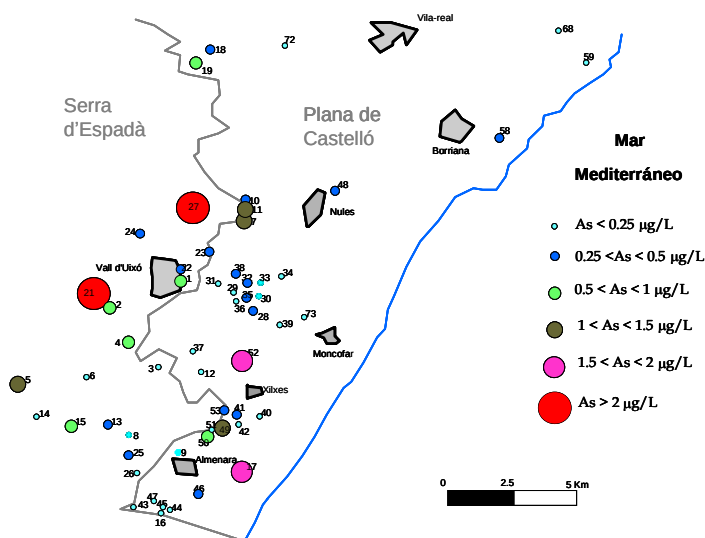


Figura 13. Mapa de distribución de concentración del ion arsénico.

La figura 14 representa el mapa de distribución del selenio. Se muestran las mayores concentraciones, al igual que el arsénico, en las zonas limítrofes con el acuífero de borde de la Serra d'Espadà.

Si se comparan los mapas de distribución del arsénico y el selenio en la Plana de Castellón, figura 12 y 14, se observa que existe una distribución bastante similar, pudiendo tener, un origen común, debido a su migración desde el acuífero de borde de la Serra d'Espadà.

El estado de oxidación, y por tanto su movilidad, están controladas fundamentalmente por las condiciones redox y pH. El resultado de la especiación de arsénico y selenio indican que, mayoritariamente, las especies dominantes son las más oxidadas, As (V) y Se (VI), aunque se ha encontrado un pozo en el Desert de les Palmes donde las condiciones son reductoras, dominando el As(III).

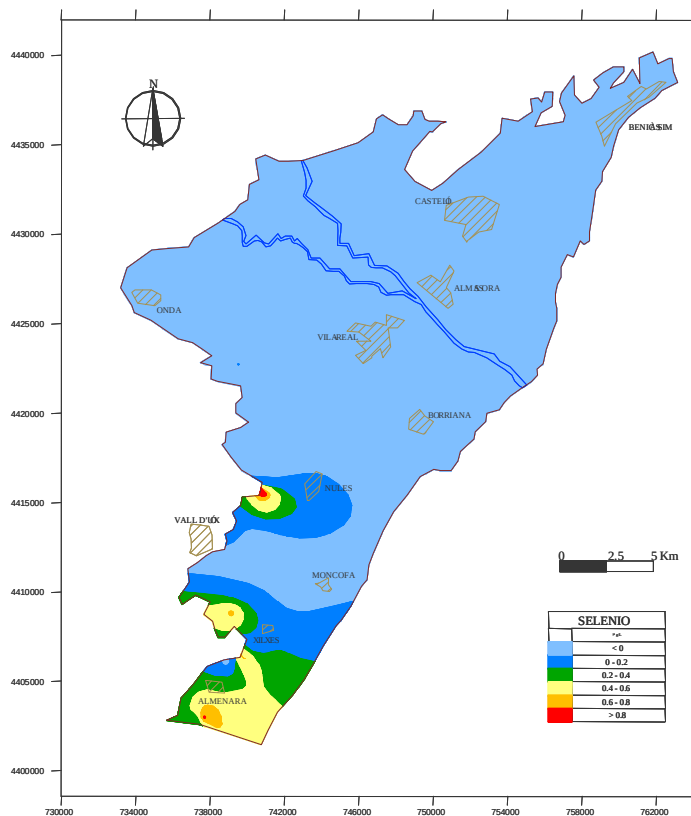


Figura 14. Mapa de distribución del selenio en la Plana de Castellón.

Conclusiones

En el acuífero de la Plana de Castellón y los acuíferos de borde, se han detectado concentraciones apreciables de elementos minoritarios y traza. Se pueden distinguir tres tipos de origen: antrópico, geoquímico (natural) asociado a los acuíferos de borde y de agua de mar.

Los elementos minoritarios boro y estroncio, especialmente cuando son utilizados junto al cloruro, revelan aspectos importantes de las reacciones hidroquímicas que acompañan a los procesos de salinización de los acuíferos

costeros (Faye, Maloszewski, Stichler, Trimborn, Faye y Gaye, 2005). Así, en los sectores más salinizados del acuífero, el principal aporte de estos dos elementos es el agua de mar, aunque también existen aportes asociados a los flujos sulfatados regionales de alimentación lateral. En el caso particular del boro, en los sectores menos salinizados existen aportes asociados a los flujos sulfatados pero la contaminación antrópica parece ser dominante debido a la aplicación de aguas de riego de alto contenido en boro y especialmente intensa de manera localizada por vertidos directos al acuífero, independientemente de la salinidad del agua. Además, no se descarta contaminación de boro debida a vertidos industriales de las numerosas industrias cerámicas de la zona.

Elementos como el mercurio, vanadio y cromo tienen un claro origen antrópico, debido a la contaminación por vertidos industriales. La salinidad del área favorece la movilidad del mercurio mediante la formación de complejos clorurados. No obstante, la presencia de mercurio en otros sectores en los que no cabe aplicar la influencia de los vertidos permite pensar también en un origen natural asociado a la movilización de mercurio por probable oxidación de cinabrio, que está presente en algunos puntos de la Serra d'Espadà.

La presencia de los elementos traza, Li, Ba, Fe, Mn, As y Se tiene clara procedencia geoquímica. Su presencia en la Serra d'Espadà, en cantidades superiores al acuífero de la Plana, hace pensar en aportes desde el acuífero de borde. Los materiales triásicos del acuífero de borde, sobre todo las areniscas, pueden tener elevadas concentraciones de hierro y manganeso. Como ya se ha comentado, el bario, junto con cobalto, mercurio y cobre, forma parte de la paragénesis mineral desarrollada en las facies Muschelkalk y Buntsandstein. De hecho, en algunos niveles triásicos se pueden encontrar cristalizaciones bien desarrolladas de barita. El arsénico aparece en captaciones realizadas en las areniscas ortocuarcíticas de la facies Buntsandstein. Su presencia parece estar ligada a situaciones de intensa explotación local que afecta a sectores de circulación muy restringida en los que reinan condiciones favorables a la lixiviación del arsénico asociado a los óxidos de hierro. El hecho de que el arsénico no aparezca en captaciones realizadas en las dolomías triásicas ayuda a descartar al sulfuro de hierro (quizás arsenopiritas) como fuente de arsénico, aunque esta posibilidad no se puede descartar totalmente con los datos disponibles.

A pesar del origen natural de estos elementos asociados a los acuíferos de borde, la intensa extracción de agua subterránea para uso principalmente agrícola ha creado una profunda depresión piezométrica que provoca la

migración de aguas de zonas aledañas independientemente del sentido natural de flujo, incluyendo aguas que, ya sea por su origen o por recoger aguas que han percolado por terrenos contaminados, pueden tener cierta carga contaminante.

Bibliografía

Arauzo, M.; Rivera, M.; Valladolid, M.; Noreña, C.; Cedenilla, O. 2003. Contaminación por cromo en el agua intersticial, en el agua del cauce y en los sedimentos del río Jarama. Asociación Española de Limnología, Madrid, Spain. *Limnetica* 22 (3-4): 85-98.

Boletín Oficial del Estado (BOE) (2012). Real Decreto 1120/2012, de 20 de julio, por el que se modifica el Real Decreto 140/2003, de 7 de febrero, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano. «BOE» núm. 207: pp. 61012-61013

Bonorino, A.G.; Limbozzi, F.; Albouy, R.; Lexow, C. 2008. Movilidad de metales y ptros elementos en el acuífero loésico regional del suroeste bonaerense. *Geoacta* [online]. Vol.33: 31-42. ISSN 1852-7744.

Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) (2007). Balances hídricos y evaluación del riego conforme al estado cuantitativo de las masas de agua subterránea de la Confederación Hidrográfica del Júcar. *Informe interno*. 66 pp.

Díaz, E., López, J., García, O., Ballesteros, B.J. (2006). Sobre la presencia de mercurio en las aguas subterráneas del acuífero de la Plana de Castellón (este de España). *Boletín Geológico y Minero*, 177: pp. 321-625

Escrig, I. (1995). *Tesis Doctoral*. Contaminación por metales pesados en la Plana de Castellón. Universitat Jaume I. Castellón.

Faye, S., Maloszewski, P., Stichler, W., Trimborn, P., Faye, S.C., Gaye, C.B. (2005). Groundwater salinization in the Saloum (Senegal) delta aquifer: minor elements and isotopic indicators. *Science of the Totakl Environment* 343: pp. 243-259.

Giménez, E. (1994). *Tesis Doctoral*. Caracterización hidroquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España). Universidad de Granada.

Giménez, E., Morell, I., Renau-Llorens, A. (2004). Geoquímica isotópica del boro en el acuífero de la Plana de Castellón. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. *VIII Simposio de Hidrogeología*. Tomo XXVI, Sección: Calidad y contaminación: pp. 137-146.

Klein, C. and Hurlbut, C. S. Jr. 2003. Manual de mineralogía. Cuarta edición. Basado en la obra de J. D. Dana. Editorial Reverté, S.A. Barcelona España.

Márquez-Aliaga, A. y López Gómez, J. 1989. Paleontología y ambientes sedimentarios del Triásico Medio, Muschelkalk, de la Cordillera Ibérica. I: Cuenca y Valencia, España. *Estudios geol.*, 45: 387-398.

Morell, I., Esteller, M.V., Bandenay, L., Renau-Pruñonosa, A., Quintana, V., Renau-Llorens, A. (2006). Estudio hidrogeoquímico sobre la presencia de arsénico en los pozos de la Mallà, Nules, Castellón. Grupo de Investigación de Gestión de Recursos Hídricos. Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas. Universitat Jaume I de Castellón.

Renau-Llorens, A. (2010). *Tesis Doctoral*. Elementos minoritarios y traza en la masa de agua subterránea 080.021 (Plana de Castelló). Origen y procesos asociados. Universitat Jaume I. Castellón.

Sanz, D. 2009. *Tesis doctoral*. Análisis del yeso empleado en revestimientos exteriores mediante técnicas geológicas. Departamento de construcción y tecnología arquitectónica. Escuela Técnica Superior de Arquitectura de Madrid. UPM.

Šrámek, O., Zeman, J. (2004). Introduction to environmental hydrogeochemistry. Masaryk University in BRNO faculty of science.

Tuñón, J. (2000). *Tesis Doctoral*. Determinación experimental del balance hídrico del suelo y evaluación de la contaminación asociada a las prácticas agrícolas. Universitat Jaume I. Castellón.

Volzone, C. y Garrido, L.B. 2004. Adición de aniones y ligantes en arcillas intercaladas con polihidroxialuminio para la retención de Cr (III) en efluentes. *Congreso CONAMET/SAM*.

Definición y cálculo del Volumen Ecológico de Remediación (VER) en acuíferos costeros. Caso de estudio: Plana de Oropesa-Torreblanca (MASub080.110)

Arianna Renau-Pruñonosa¹, Ignacio Morell Evangelista², David Pulido-Velázquez³ y M^a Vicenta Esteller Alberich⁴

Palabras clave: intrusión marina, gestión sostenible, MODFLOW

Resumen

En la actualidad la mayoría de los acuíferos costeros mediterráneos presentan un alto grado de explotación que ha dado lugar con frecuencia a la aparición y posterior avance de la intrusión marina. Desde el punto de vista de la gestión sostenible del recurso, para la contención y posterior retroceso de la intrusión se ha definido un nuevo concepto Volumen Ecológico de Remediación (VER), entendido como el volumen en que hay que reducir los bombeos de un acuífero o sector del mismo para que la recuperación piezométrica alcanzada comporte una intrusión menor o igual a la estimada en régimen natural para el sistema. La metodología propuesta parte de un modelo matemático de flujo de densidad constante calibrado en régimen estacionario (MODFLOW) y consiste en reducir de forma iterativa los bombeos involucrados en el proceso de intrusión, hasta que la superficie piezométrica obtenida sea igual o superior a la

¹ Instituto Univesitario de Plaguicidas y Aguas, Universitat Jaume I, Av. Sos Baynat s/n, 12071 Castellón de la Plana, Spain, arenau@uji.es

² Instituto Univesitario de Plaguicidas y Aguas, Universitat Jaume I, Av. Sos Baynat s/n, 12071 Castellón de la Plana, Spain, morell@uji.es

³ Instituto Geológico y Minero de España. Urb. Alcazar de Genil 4. Edif. Zulema, bajo, 18006 Granada, Spain, d.pulido@igme.es

⁴ Centro Interamericano de Recursos del Agua, Universidad Autónoma del Estado de México, Cerro de Coatepec s/n, 50130 Toluca, México, mvestellera@uaemex.mx

estimada en régimen natural (intrusión de referencia). Se ha demostrado su aplicabilidad en un caso de estudio, la Plana de Oropesa-Torreblanca (MASub 080.110) obteniéndose un VER para un año húmedo tipo de 1 hm³/año, para un año medio tipo de 1,6 hm³/año y finalmente para un año seco tipo de 3,7 hm³/año.

Introducción

Los acuíferos costeros presentan peculiaridades hidrodinámicas e hidrogeoquímicas que añaden complejidad a la correcta gestión de sus recursos hídricos (Custodio, 2010; Werner, Bakker, Post, Vandenbohede, Lu, Ataie-Ashtiani, Simmons y Barry, 2013). En ellos, el equilibrio agua dulce-agua salada puede verse alterado (a veces muy notablemente) de forma natural o antrópica al producirse variaciones en las componentes del balance hídrico, dando lugar al avance de la intrusión marina (Yechieli y Sivan, 2011; Arslan y Demir, 2012).

En la última década en España, debido a la actualización de la planificación hidrológica (CHJ, 1997 y 2007b) y a la aplicación de la Directiva Marco del Agua (UE-DMA, 2000; CHJ, 2005), se ha profundizado, tanto por parte de la administración como por parte de las universidades públicas (CHJ, 2007a; IGME-UJI, 2009a; IGME-UJI, 2009b), en conceptos relativos a la gestión y uso sostenible de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros. Para evitar que el proceso de intrusión marina progrese tierra adentro, además de otras medidas, es necesario permitir que las salidas de agua dulce al mar se mantengan. En contra de la creencia de que es "agua perdida" se trata realmente de recursos ganados, al menos a medio plazo. Para reducir el efecto de la intrusión en las áreas más intensamente afectadas es necesario reducir los volúmenes de explotación, evitando reducir los niveles de agua dulce en las zonas próximas al mar. Si bien el proceso de intrusión marina puede ser hidrodinámicamente muy complejo, puede asumirse que debe existir relación directa entre los caudales de descarga subterránea al mar y la intrusión marina. En consecuencia, la determinación de las *descargas ambientales al mar*, entendidas éstas como el flujo que es necesario mantener para que la intrusión marina no progrese, es una actividad imprescindible para establecer criterios de gestión del recurso (IGME-UJI, 2009a; Gómez, Díaz y Meléndez, 2012a; Gómez, Ballesteros, Días,

García, Haro, López, Meléndez, Pulido-Velázquez, Varela, Sánchez, Morell y Renau-Pruñonosa, 2012b; Meléndez, Díaz y Gómez, 2012).

El caudal subterráneo de salida al mar depende de las acciones llevadas a cabo en un acuífero; por tanto, desde el punto de vista de la gestión sostenible del acuífero para la contención de la intrusión marina más que evaluar el caudal de salida, interesa cuantificar, y rectificar en la medida de lo posible, las acciones antrópicas llevadas a cabo en él. Por tanto, el objetivo del presente trabajo no es determinar los caudales subterráneos de salida al mar de los acuíferos costeros, sino determinar la disminución de las extracciones necesaria para mantener una situación de equilibrio en la cual la intrusión sea menor o igual a la estimada en régimen natural para el sistema (intrusión de referencia). Este volumen mínimo se denomina Volumen Ecológico de Remediación (VER) de la intrusión marina.

Metodología

Para llevar a cabo el cálculo del VER se requiere la simulación de distintos escenarios en un modelo de flujo en medio poroso. En la aproximación propuesta se trabaja con modelos matemáticos de flujo de densidad constante. Aunque estos modelos no permiten simular el efecto de la densidad variable del agua en acuíferos costeros son herramientas que, en función de los objetivos perseguidos, pueden ser apropiadas para aproximar el comportamiento de estos sistemas (Iribar, Carrera, Custodio y Medina., 1997; Rejani, Jha, Panda y Mull, 2008; Nettasana, Craig y Tolson, 2012; Psarropoulou y Karatzas, 2012; Salcedo-Sánchez, Esteller, Garrido y Martínez-Morales, 2012). El diseño y la construcción del modelo depende igualmente de la información hidrogeológica existente y, la fiabilidad de los resultados obtenidos es función de los datos utilizados.

De manera sintética, el procedimiento de cálculo se puede dividir en tres fases (Figura 1):

Fase 1: Interacción acuífero-mar en régimen natural: Se evalúan los caudales de intercambio acuífero-mar en régimen natural en función de los niveles de agua dulce en las proximidades de la costa. Partiendo del modelo de referencia en régimen estacionario influenciado (*modelo RI*) se eliminan los bombeos y los retornos de riego asociados y se observa cual es la

respuesta del acuífero a esta nueva situación (intrusión de referencia). Al modelo resultante se le denominará *modelo de referencia en régimen natural* (*modelo RN*).

Fase 2: Identificar y delimitar las "zonas críticas de intrusión" y los pozos ubicados en las mismas. La simulación con el *modelo de referencia en régimen influenciado* (*modelo RI*), se utiliza para identificar zonas en las que, como consecuencia de los bombeos, aparecen o se incrementan los flujos de agua salada respecto a los existentes en régimen natural ("zonas críticas de intrusión"). Para cada una de ellas se delimita la superficie afectada por la entrada de flujo de agua de mar y los pozos ubicados como principales causantes de los problemas en la zona.

Fase 3: Evaluar la reducción en las extracciones (para cada zona crítica) necesaria para evitar los problemas de intrusión (VER). Para cada una de las zonas críticas identificadas se plantea el siguiente problema de optimización: minimizar la reducción en las extracciones en los pozos de la zona que permiten satisfacer la restricción de que no aparezcan nuevas zonas críticas de intrusión (nuevos flujos de entrada de agua de mar) ni aumente la intensidad de la mismas en las existentes en régimen natural (no se incrementen los flujos de agua de mar obtenidos en régimen natural).

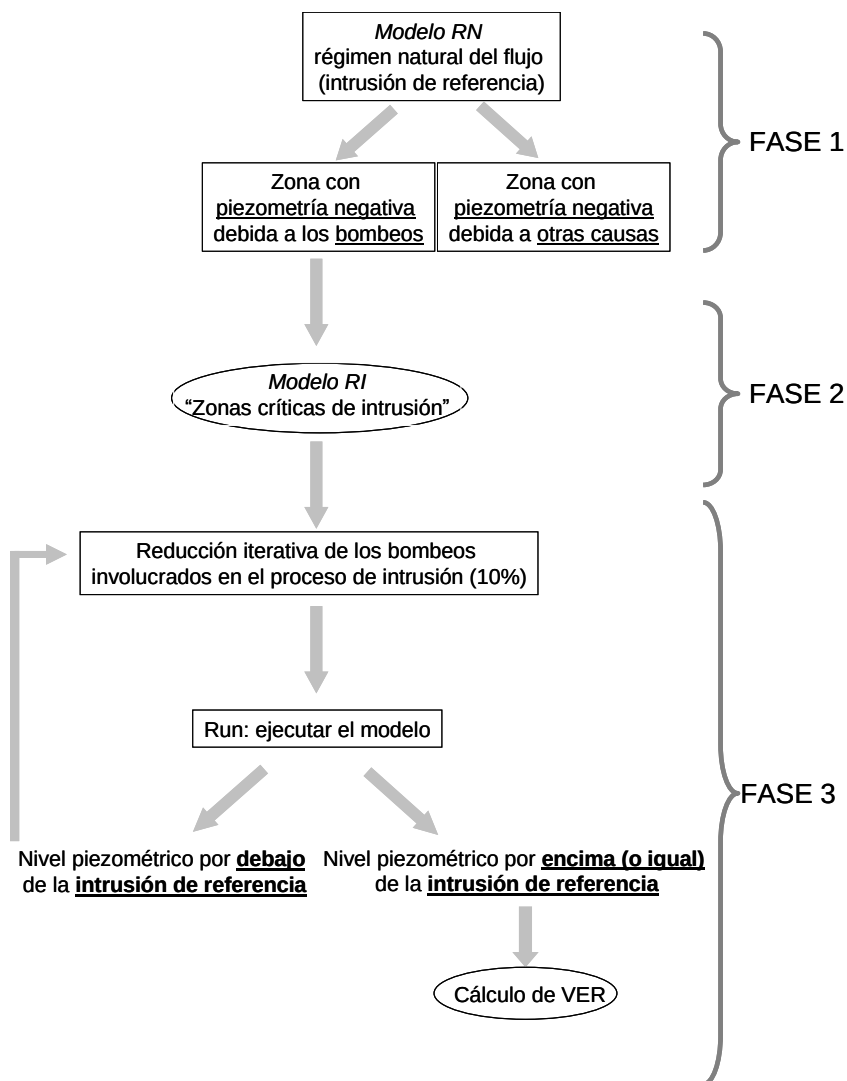


Figura 1. Esquema metodológico para calcular el VER

Para obtener una solución aproximada del citado problema se propone un procedimiento de simulaciones iterativas. Se disminuye un 10% los bombeos en los pozos seleccionados (ubicados en la zona de intrusión crítica) y se ejecuta el modelo. Este proceso se repite hasta que la solución satisface las citadas

restricciones para evitar la aparición o el incremento de las zonas críticas de intrusión (Figura 1).

El VER para una zona de intrusión marina crítica es el volumen de agua procedente de la reducción de los bombeos que se ha tenido que aplicar para satisfacer las restricciones en la citada zona del sistema. Para determinarlo basta comparar los bombeos del *modelo RI* con los bombeos del último escenario simulado que satisface las restricciones. La diferencia entre ambos es el Volumen Ecológico de Remediación para una zona de intrusión crítica.

En acuíferos de baja inercia la respuesta hidrodinámica de la relación agua dulce-agua de mar a las variaciones de la recarga natural es rápida y directa, especialmente en regiones de fuerte irregularidad pluviométrica, y se puede traducir en que el VER presente un amplio rango de valores. Por ello, se propone que debe calcularse separadamente para periodos húmedos (VERh), medios (VERm) y secos (VERs).

Caso de estudio: VER de la Plana de Oropesa-Torreblanca (MASub 080.110)

Masa de agua subterránea (MASub) 080.110: Plana de Oropesa-Torreblanca

La Plana de Oropesa-Torreblanca, se sitúa al norte de la provincia de Castellón. Es una llanura costera de derrame fluviotorrencial de origen árido, que se extiende paralela al litoral en dirección NE-SO (dirección catalánide), con una longitud de 21 km y una anchura variable entre 2,5 y 6 km. La superficie aproximada del acuífero es de 80 km² (Figura 2). Se pueden diferenciar una llanura costera sensiblemente horizontal y una rampa de erosión hacia los bordes de los macizos calcáreos circundantes. La geometría del acuífero es lenticular con espesores mínimos que se sitúan en el interior y máximos hacia la costa, alcanzando los 80 m de profundidad.

Los límites hidrogeológicos del acuífero de estudio están definidos al norte por los afloramientos calizos cretácico-jurásicos de la Sierra de Irta. El flanco

occidental está constituido por calizas masivas gargasienses y aptienses en conexión hidráulica con el pliocuaternario. Por el sur limita con las calizas cretácicas de la Sierra de Oropesa. En la zona oriental el acuífero está conectado hidráulicamente con el mar (EPTISA, 1975a y 1975b; SGOP, 1975; Morell, 1985) (Figura 2).

Los materiales que lo componen son de edad pliocuaternaria, de naturaleza detrítica. Básicamente se trata de acumulaciones de cantos rodados calizos, gravas y conglomerados procedentes de las sierras adyacentes con abundantes lentejones de arena gruesa, limos y arcillas, con frecuentes cambios laterales y verticales de facies, y con una distribución poco uniforme, sobre los que se encuentran depósitos más recientes de conos de deyección, coluviones, dunas y turberas (IGME, 1973a). Las transmisividades características de la zona se enmarcan dentro de un amplio rango de valores que van desde los 5.000 m²/día a los 100 m²/día (Morell, 1985; Giménez, 1994). Las porosidades útiles están comprendidas entre 2% y 12%, situándose las mayores en la zona cercana a la línea de costa (Renau-Pruñonosa, 2009). En cuanto a las entradas al sistema éstas vienen determinadas por las transferencias laterales subterráneas procedentes de los acuíferos limítrofes, la infiltración de las precipitaciones y el retorno de riego procedente de la agricultura. Las salidas del sistema son los bombeos, las salidas subterráneas al mar y las salidas por la zona húmeda situada en el sector central. El balance hídrico estimado para el acuífero pliocuaternario calculado por el IGME (IGME-UJI, 2009a) es el que se observa en la tabla 1. La dirección del flujo subterráneo, en condiciones naturales, es NO-SE perpendicular a la costa.

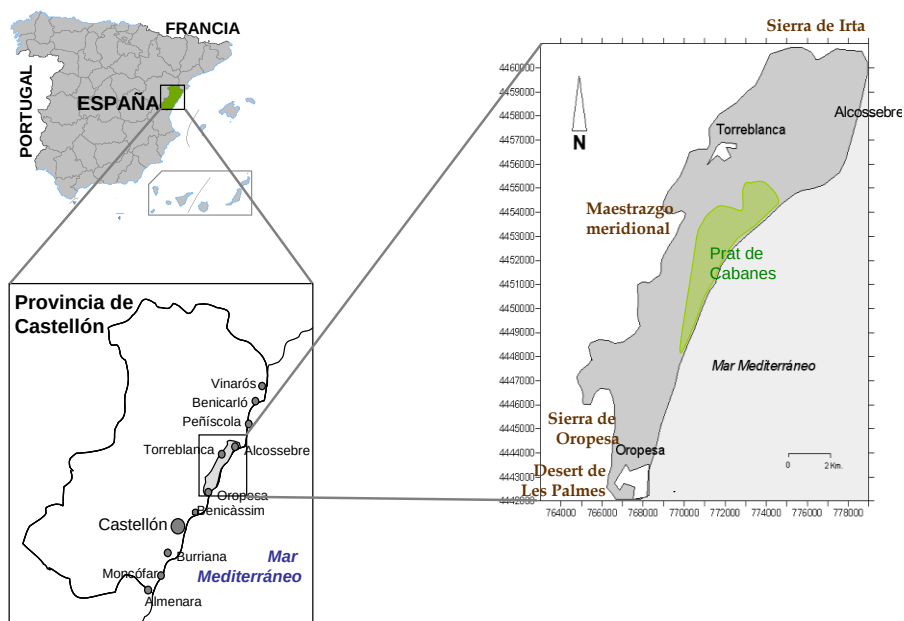


Figura 2. Localización geográfica del área de estudio

En el sector central de la Plana se encuentra la zona húmeda denominada el Prat de Cabanes, los materiales que lo componen corresponden a limos y margas de color pardo y negro, donde se reconoce un nivel de turba de 3 a 4 metros de espesor, el cual se explota económicamente. El Prat de Cabanes presenta una forma alargada, con una anchura media de un 1 km y una longitud aproximada de 9 km. Su orientación es paralela a la costa de dirección catalánide. Limita al este por una barra costera de casi 8 km de longitud, de unos 20 m de anchura y 3 m de altura, constituida por cantos rodados, bien clasificados, con tamaños que oscilan entre 1 y 20 cm (IGME, 1973b) (Figura 2).

Tabla 1. Balance hídrico de la Plana de Oropesa-Torreblanca (IGME-UJI, 2009a)

ENTRADAS (hm ³ /año)		SALIDAS (hm ³ /año)	
Intrusión	2,2	Salidas al mar	4,5
Entradas laterales	38,0	Bombeos	39,0
Infiltración (retorno de riego + precipitaciones)	6,8	Zona húmeda	3,5
TOTAL	47,0	TOTAL	47,0

Cálculo de VER

El modelo empleado para calcular el VER es el modelo matemático de flujo subterráneo (MODFLOW) ejecutado en régimen estacionario (*modelo RI*) (Renau-Pruñonosa, 2013).

Se ha calculado el VER para años húmedos (VERh), años medios (VERm) y años secos (VERs). La precipitación media considerada para el año húmedo es de 884,6 mm/año, para el año medio es de 520,3 mm/año y para el seco es 337,5 mm/año (www.ivia.es; González-Hidalgo, 2008; González-Hidalgo, Brunetti y de Luis, 2010).

En cuanto al modelo la discretización vertical se ha llevado a cabo mediante dos capas activas, la superior que simula el acuífero pliocuaternalio y la inferior que simula las transferencias laterales subterráneas provenientes de los acuíferos limítrofes. Horizontalmente se ha discretizado mediante celdas cuadradas de 500 m de lado. La conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento varían entre 5 m/día a 200 m/día, y del 1% al 10%. Las conexiones hidráulicas del área de estudio con los acuíferos limítrofes, situados al norte y al oeste, y el mar Mediterráneo, se han simulado mediante una condición de contorno de potencial constante (CHD). En cuanto a la zona húmeda se simula mediante una condición de contorno de tipo dren (DRN); finalmente la recarga depende de la infiltración de las precipitaciones (66,4 mm/año) y los retornos de riego (20 mm/año).

FASE 1:

Al simular la intrusión de referencia (*modelo RN*) en los tres casos estudiados, se observa que los niveles piezométricos en toda la Plana son positivos por lo que la intrusión marina es nula para el año húmedo, año medio y año seco (Figura 3).

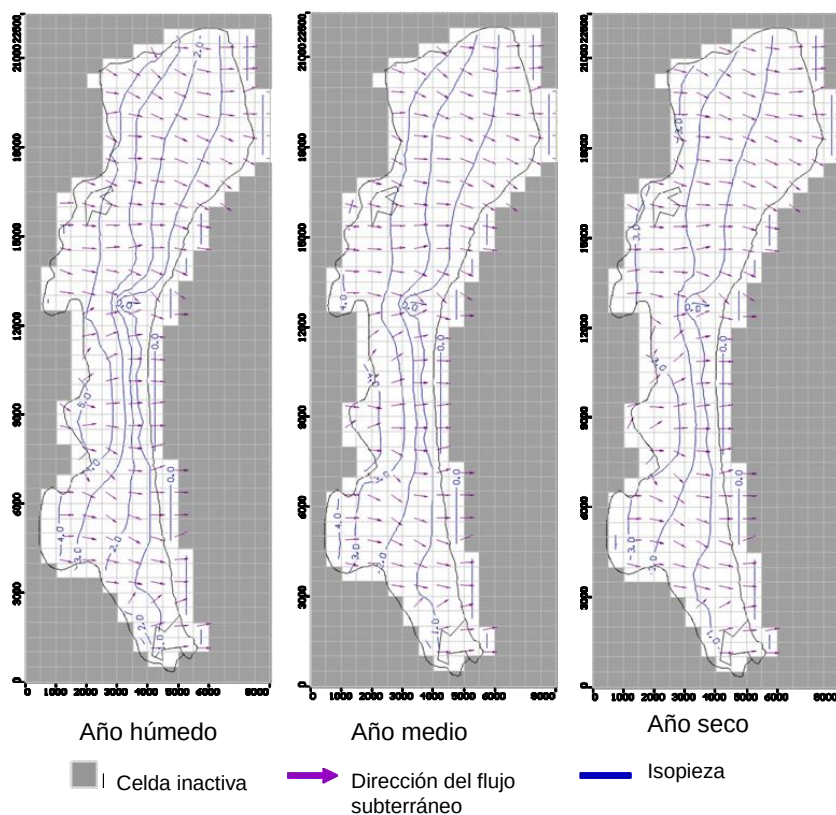


Figura 3. Dirección del flujo subterráneo correspondiente a los modelos RNh, RNm y RNs

FASE 2:*- Año húmedo:*

La simulación correspondiente al *modelo RIh*, pone de manifiesto que los niveles piezométricos negativos cercanos a la costa únicamente se observan en el sector Sur (zona crítica de intrusión), por lo tanto será esa zona donde se aplicarán los descensos de los bombeos. La figura 4 muestra el *modelo RIh* a partir del cual se aplican los descensos de los bombeos correspondientes para forzar el ascenso del nivel piezométrico.

- Año medio:

En el año medio, como en el caso anterior, la zona crítica de intrusión, como se puede observar en la figura 5, se sitúa en el sector sur. En dicha figura los pozos señalados con un círculo amarillo son aquellos a los que se aplica la reducción del caudal para propiciar la recuperación del acuífero.

- Año seco:

La zona crítica de intrusión, en este caso, se sitúa en el sector Sur (zona Sur) y en el sector central (zona Torreblanca). En la figura 6 se muestra el *modelo RIs*, las zonas críticas de intrusión y los bombeos respectivos involucrados directamente en el proceso.

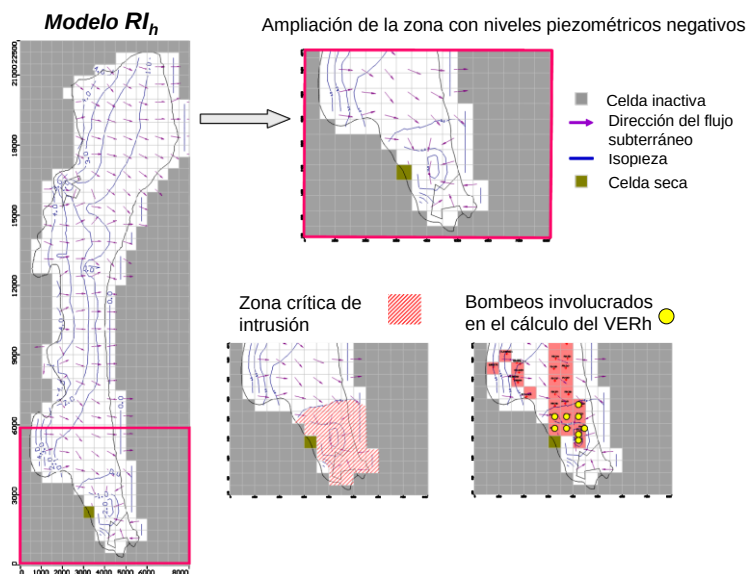


Figura 4. Modelo RI_h utilizado para el cálculo de VER_h. Zona crítica de intrusión y bombes involucrados

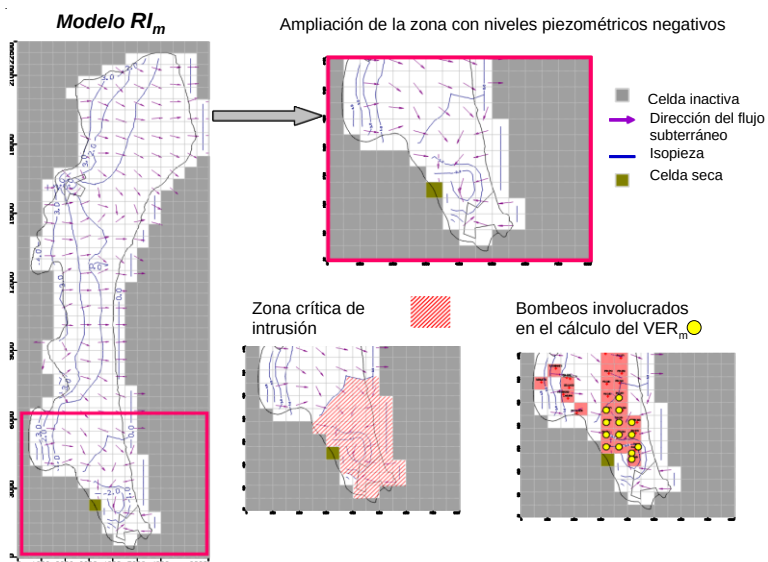


Figura 5. Modelo RI_m utilizado para el cálculo de VER_m. Zona crítica de intrusión y bombes involucrados

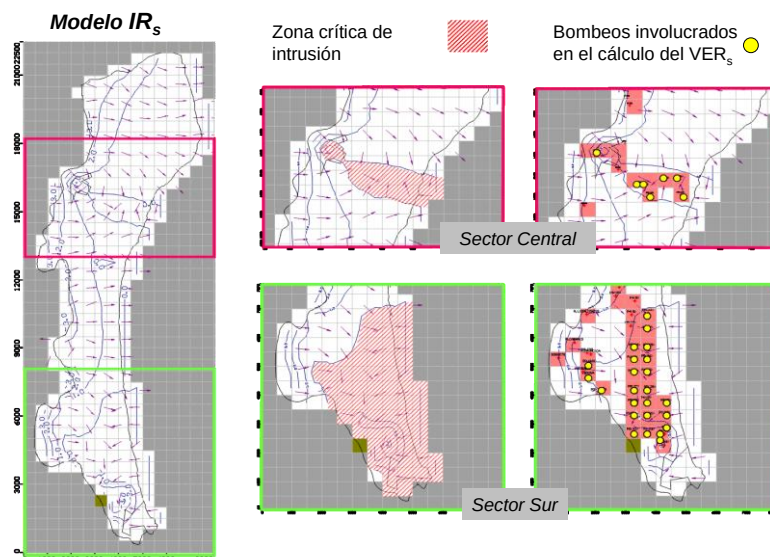


Figura 6. Modelo RIs utilizado para el cálculo de VERs. Zona crítica de intrusión y bombeos involucrados

FASE 3:

- Año húmedo:

Para disminuir y alcanzar la situación de equilibrio lo que con lleva la desaparición de la zona crítica de intrusión, ha sido necesario aplicar 5 escalones de reducción de los bombeos. En la figura 7 muestra las reducciones realizadas a las extracciones y la ubicación de los bombeos involucrados en el cálculo del VERh.

- Año medio:

Para alcanzar un nivel piezométrico positivo en la zona crítica de intrusión se han simulado 8 escenarios de reducción de bombeos. En la figura 8 se muestra la situación de los pozos y el porcentaje que se han reducido para obtener la piezometría del escenario 8, último escenario simulado.

- Año seco:

Para alcanzar la situación de niveles piezométricos positivos en la Plana de Oropesa-Torreblanca se han realizado 9 escenarios, en cada escenario se han reducido los bombeos involucrados un 10% del caudal inicial. En la zona

denominada Torreblanca (Figuras 9 y 10), a partir del escenario 3 ya no existen niveles piezométricos negativos cercanos a la costa, en cambio para alcanzar esa misma situación en la zona Sur es necesario descender los últimos 5 bombeos hasta un 90% (escenario 9).

Cálculo del VER

El volumen ecológico de remediación para un año húmedo (VERh) es de 1,0 $\text{hm}^3/\text{año}$ (tabla 2). Para un año medio (VERm) es de 1,6 $\text{hm}^3/\text{año}$ (Tabla 8) y finalmente el volumen ecológico de remediación para un año seco (VERs) en la Plana de Oropesa-Torreblanca es de 3,7 $\text{hm}^3/\text{año}$, que se distribuye en 0,9 $\text{hm}^3/\text{año}$ para la zona de Torreblanca y 2,8 $\text{hm}^3/\text{año}$ en la zona Sur (tabla 9)

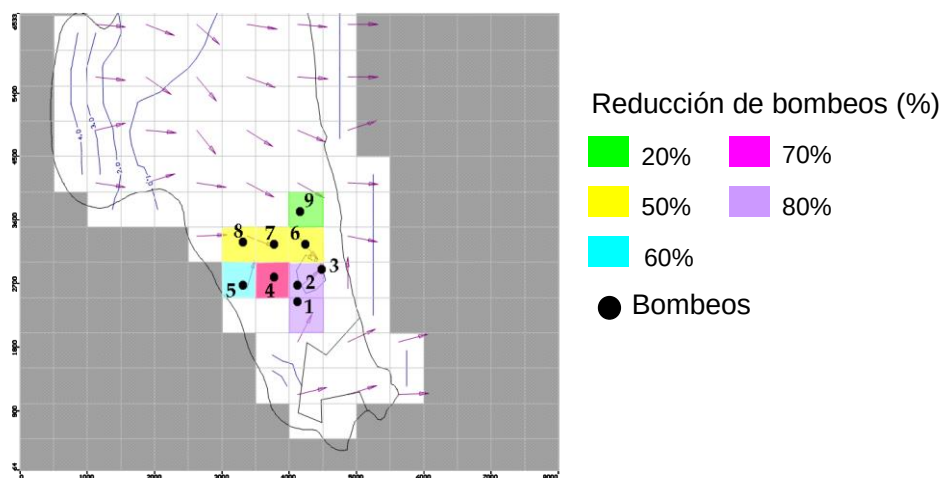


Figura 7. Situación y reducción (%) de los bombeos para el cálculo del VERh

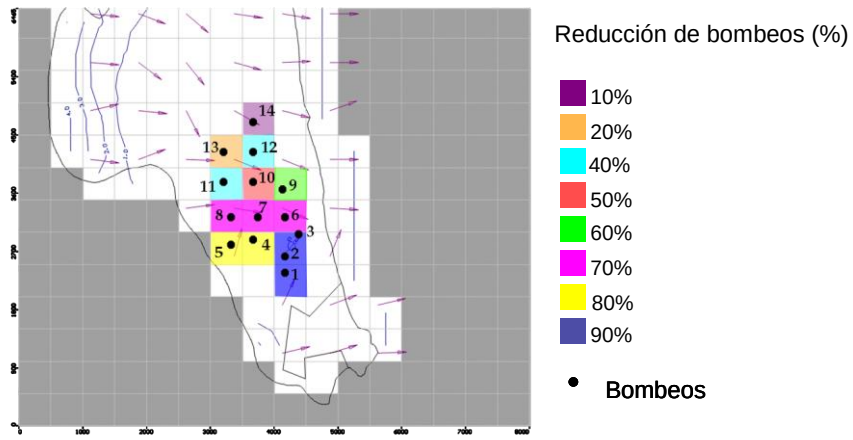


Figura 8. Situación y reducción (%) de los bombeos para el cálculo de VERm

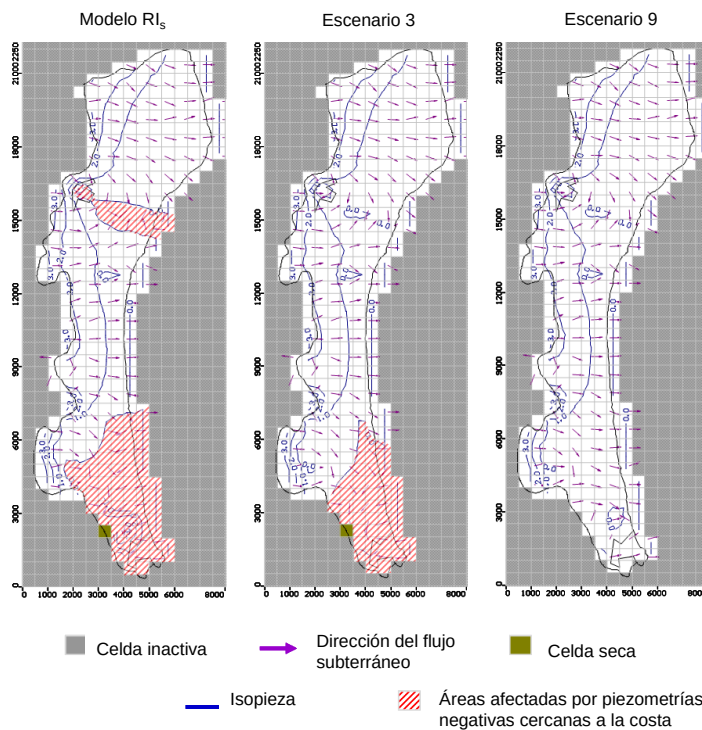


Figura 9. Superficie afectada por la intrusión en el escenario 3 y en el escenario 9 (VERs)

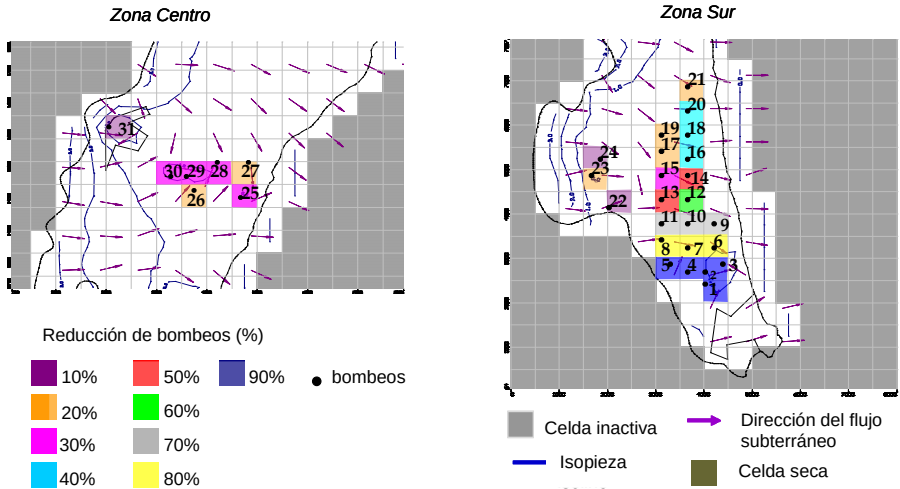


Figura 10. Situación de los pozos involucrados en el proceso de intrusión en la zona Centro y zona Sur y porcentaje que se han reducido (VERs)

Tabla 2. Cálculo del VER

Año tipo	Bombeos [$\text{hm}^3/\text{año}$]		VER [$\text{hm}^3/\text{año}$]
	Modelo RN	Último escenario simulado	
Año húmedo (<i>h</i>)	34,5	33,5	1,0
Año medio (<i>m</i>)	34,5	32,8	1,7
Año seco (<i>d</i>)	34,5	30,8	3,7

Limitaciones

El uso de modelos matemáticos de densidad constante es debido a su simplicidad y mayor facilidad a la hora de conseguir los datos necesarios para crear el modelo. Sin embargo la utilización de modelos matemáticos de densidad variable daría resultados más exactos aunque aumentaría la dificultad

de la metodología. En cuanto a la optimización, ésta se resuelve de forma iterativa y simplificada. Se ha considerado que una reducción del 10% de las extracciones es aceptable dadas las incertidumbres inexistentes y a las simplificaciones asumidas derivadas de la modelización en densidad constante.

En general las limitaciones o simplificaciones asumidas en el trabajo ponen de manifiesto que se podría mejorar el resultado obtenido, pero no se debe perder de vista el objetivo del trabajo que es describir un proceso metodológico sencillo y claro que permita gestionar el recurso.

Conclusiones

La metodología propuesta para calcular el volumen Ecológico de Remediación (VER) de la intrusión marina, definido como el volumen en que hay que reducir los bombeos en un acuífero o sector del mismo para conseguir que la recuperación piezométrica alcanzada comporte una intrusión menor o igual a la estimada en régimen natural para el sistema (intrusión de referencia), parte de un modelo matemático de flujo de densidad constante calibrado en régimen estacionario. Dicha metodología consiste en reducir de forma iterativa los bombeos causantes de la aparición de la zona crítica de intrusión, hasta que la superficie piezométrica obtenida comporte una intrusión menor o igual a la estimada en régimen natural para el sistema (intrusión de referencia).

Se ha demostrado su aplicabilidad en un caso de estudio, la Plana de Oropesa-Torreblanca. En el acuífero de estudio se ha analizado el nivel piezométrico en régimen natural para los 3 años tipo: año húmedo (*modelo RNh*), año medio (*modelo RNm*) y año seco (*modelo RNs*). En los tres supuestos, los niveles piezométricos están situados por encima del nivel del mar y por lo tanto la intrusión puede ser considerada despreciable en condiciones naturales. Esto indica que la intrusión marina que sufre la Plana de Oropesa-Torreblanca en los tres casos estudiados es debida a la acción de los bombeos. Sin embargo los modelos que simulan el régimen influenciado con la actual operación del sistema (*modelo RI*) sí que llevan asociados un avance de la intrusión marina (niveles piezométricos negativos).

Se calculó de VER para años húmedos (VERh), medios (VERm) y secos (VERs). En los tres casos se requiere aplicar restricciones en los bombeos en el sector

Sur y en el caso del año seco también existen restricciones, de menor grado, en el sector central (zona Torreblanca).

Como era de esperar, en un año seco el stress hídrico se acentúa, por lo que el VERs (3,7 hm³) es el mayor de los tres calculados. En este caso la reducción de los bombeos para que los niveles piezométricos estén por encima del nivel del mar (VERs) es del orden de 3,5 veces mayor que en el caso menos restrictivo, el año húmedo (1,0 hm³); para el año medio el VERm calculado es de 1,6 hm³. Otra característica asociada a la zona crítica de intrusión del año seco es que la superficie afectada se reparte entre dos sectores: sector sur (zona Sur), situado en la parte más meridional, y el sector central (zona de Torreblanca), situado en la mitad septentrional de la Plana de Oropesa-Torreblanca, entre el núcleo urbano de Torreblanca y la costa. El VERs no se reparte equitativamente por zonas, sino que el correspondiente a la zona Torreblanca (0,9 hm³) es una tercera parte del volumen que hay que reducir los bombeos en la zona Sur (2,8 hm³).

Propuestas

En cuanto a la gestión del recurso, se propone utilizar, en primera aproximación y en cualquier caso, la restricción máxima, el VERs, para garantizar unas salidas al mar que impidan la entrada de agua de mar y preservar su sostenibilidad. Alternativamente podría aplicarse la reducción correspondiente al VERm y recurrir a restricciones mayores (VERs) en el caso de periodos anormalmente secos.

Siguiendo estas recomendaciones se propone en el caso de la Plana de Oropesa-Torreblanca aplicar la máxima restricción, la correspondiente al VERs, siendo esta de 2,8 hm³/año en la zona Sur y 0,9 hm³/año en la zona de Torreblanca. En el caso de aplicar la reducción correspondiente al VERm, en la zona Sur la reducción será de 1,6 hm³/año y durante periodos secos habría que recurrir a las restricciones correspondientes al VERs.

Bibliografía

Arslan H.; Demir Y. (2013). Impacts of seawater intrusion on soil salinity and alkalinity in Bafra Plain, Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*. Vol.185 (2): 1027-1040.

Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ, 2005). Informe para la Comisión Europea sobre los artículos 5 y 6 de la Directiva Marco del Agua. Confederación Hidrográfica del Júcar. 528 pp.

Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ, 2007a). Balances hídricos y evaluación del riesgo conforme al estado cuantitativo de las masas de agua subterránea de la Confederación Hidrográfica del Júcar. Informe interno. 66 pp.

Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ, 2007b). Seguimiento del Plan Hidrológico de la Cuenca del Júcar. Documento de síntesis. Ministerio de Medio Ambiente.

Custodio E. (2010). Coastal Aquifers of Europe: an overview. *Hydrogeological Journal* DOI:10.1007/s10040-009-0496-1.

EPTISA (1975a). Proyecto de investigación hidrogeológica de la Cuenca media y baja del Júcar. Informe técnico número 4. Hidrogeología del sistema nº55. Sistema acuífero de Javalambre, sistema acuífero del Maestrazgo. Memoria. Ed. IGME e IRYDA.

EPTISA (1975b). Proyecto de investigación hidrogeológica de la Cuenca media y baja del Júcar. Informe técnico número 4. Hidrogeología del sistema nº55. Sistema acuífero de Javalambre, sistema acuífero del Maestrazgo. Planos. Ed. IGME e IRYDA.

Giménez, E. (1994). Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Granada.

Gómez, J. D., Díaz, J. A., Meléndez, M. (2012a). *Cálculo de descargas ambientales al mar en acuíferos detríticos costeros mediante modelos matemáticos de flujo*. Aplicaciones en la demarcación del Júcar. IV Congreso Internacional sobre la tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros. TIAC'12. Alicante. Instituto Geológico y Minero de España. Vol. 1: 127 - 237.

Gómez J.D., Ballesteros B., Díaz J.A., García J.L., Haro D., López J.A., Meléndez M., Pulido D., Varela M., Sánchez I., Morell A., Renau-Pruñonosa A., Mateu J. (2012b). Establecimiento de indicadores de intrusión marina y cálculo de

descargas ambientales al mar en masa de agua subterránea costeras. In: Fernández L. *Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica*. IGME. Nipo: 474-11-028-8. pp: 127-150.

González-Hidalgo J. C. (2008). Proyecto Cambio Climático: base de datos de precipitaciones, análisis de tendencias e impactos en los sistemas naturales. Ministerio de Ciencia e Innovación CGL2008-05112-C02-01/CLI.

González-Hidalgo J. C., Brunetti M., de Luis M. (2010) A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945- November 2005). *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc. 2115.

Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1973a). Mapa geológico y minero de España 1/50000. Hoja Alcalá de Chivert (594(31-23)), 2ª serie, 1ª Edición. ENADINSA. Servicio de publicaciones Ministerio de industria. Madrid

Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1973b). Mapa geológico y minero de España 1/50000. Hoja Villafamés (616(30-24)), 2ª serie, 1ª Edición. ADARO. Servicio de publicaciones Ministerio de industria. Madrid.

IGME-UJI (2009a). Descargas ambientales al mar en las masas de agua subterránea costeras de la provincia de Castellón (Cuenca del Júcar). Instituto Geológico y Minero de España y Dirección General del Agua. Madrid.

IGME-UJI (2009b). Propuesta de indicador de estado de intrusión marina. Aplicación a las masas de agua subterránea de la provincia de Castellón. Instituto Geológico y Minero de España y Dirección General del Agua. Madrid.

Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias (IVIA). www.ivia.es

Iríbar V.; Carrera J.; Custodio, E.; Medina, A. (1997). Inverse modeling of seawater intrusion in the Llobregat delta deep aquifer. *Journal of Hydrology*. Vol 44: 198-226.

Meléndez, M.; Díaz, J. A.; Gómez, J.D. (2012). Estimación de las descargas ambientales al mar y el estado de la intrusión marina en acuíferos costeros de la zona central de la cornisa cantábrica de España (Asturias y Cantabria). IV Congreso Internacional sobre la tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros. TIAC'12. Alicante. Instituto Geológico y Minero de España. Vol 1 : 489 - 499.

Morell, I. (1985). Caracterización hidroquímica de la intrusión marina en la Plana de Oropesa-Torreblanca (prov. Castellón). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Granada.

Nettasana T.; Craig J.; Tolson B. (2012). Conceptual and numerical models for sustainable groundwater Management in the Thaphra area, Chi River Basin, Thailand. *Hydrogeology Journal*. Vol. 20(7): 1355-1374.

Plan Hidrológico de la Cuenca del Júcar (CHJ, 1997). Plan Hidrológico de la Cuenca del Júcar. Confederación Hidrográfica del Júcar. Valencia.

Psarropoulou, E. T.; KAratzas, G. P. (2012). Transient groundwater modelling with spatio-temporally variable fluxes in complex aquifer systems: new approach in defining boundary conditions for transient flow model. *Civil Engineering and environmental systems*. Vol. 29(1): 1 – 21.

Rejani, R.; Jha, M. K.; Panda, S. N.; Mull, R. (2008). Simulation modelling for efficient groundwater management in Balasore coastal basin, India. *Water Resources Management*. Vol: 22 (1): 23 - 50.

Renau-Pruñonosa, A. (2009). Cálculo de volúmenes ambientales de descarga al mar en situación de explotación sostenible. Aplicación a la Plana de Oropesa-Torreblanca (prov. Castellón). Trabajo de Investigación (DEA). Universitat Jaume I. Castellón de la Plana.

Renau-Pruñonosa, A. (2013). Nueva herramienta para la gestión de las aguas subterráneas en acuíferos costeros. Volumen ecológico de remediación (VER). Metodología y aplicación a la Plana de Oropesa-Torreblanca (MASub 080.110). Tesis Doctoral. Universitat Jaume I. Castellón de la Plana. ISBN: 978-84-695-7809-4.

Salcedo-Sánchez E.R.; Esteller M.V.; Garrido S.E.; Martínez-Morales M. (2012). Groundwater optimization modelo for sustainable Management of the valley of Puebla aquifer, Mexico. *Enviromental Earth Sciences*. DOI. 10.1007/s12665-012-2131-z.

Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP, 1975). Estudio hidrogeológico de la Plana de Oropesa-Torreblanca para mejorar el abastecimiento a Oropesa del Mar. Ministerio de Obras públicas y Urbanismo. Madrid.

Unión Europea (UE-DMA, 2000). Directiva Marco del Agua, "Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 23 de Octubre de 2000". Diario Oficial de las Comunidades Europeas de 22/12/2000. L 327/1-327/32.

Werner, A.D.; Bakker, M.; Post, V.E.A; Vandenbohede, A.; Lu, CH; Ataie-Ashtiani, B.; Simmons, C.T.; Barry, D.A. (2013). Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and futures challenges. *Advances in Water Resources*, Vol.51: 3-26.

Yechieli Y.; Sivan O. (2011). The Distribution of saline groundwater and its relation to the hydraulic conditions of aquifers and aquitards: example from Israel. *Hydrogeology Journal*. Vol.19 (issue.1): 71-87.

Simulación numérica de la interferencia termo-hidrodinámica entre aprovechamientos geotérmicos urbanos de muy baja entalpía

Eva Rivas Pozo¹, Francisco Javier Elorza Tenreiro² Eduardo Garrido Schneider³

Palabras clave: simulación numérica, sistemas abiertos, geotermia, interferencia térmica

Resumen

La eficiencia energética de los numerosos sistemas geotérmicos de la ciudad de Zaragoza depende de la estabilidad de la temperatura en el subsuelo. El incremento de temperatura que se viene produciendo en los últimos años repercute en las bombas de calor de los aprovechamientos geotérmicos y por lo tanto en su sostenibilidad. El desconocimiento de la distribución espacial y de la magnitud de las plumas térmicas generadas, justifican la necesidad de desarrollar un modelo del flujo de agua subterránea acoplado con transporte de calor.

En esta investigación, desarrollada entre la CHE, el IGME y la UPM, se ha empleado el código Feflow® para simular, a escala local, tres explotaciones geotérmicas, presentándose aquí los resultados y conclusiones de su aplicación. Este modelo constituye una herramienta que puede ayudar a comprender la problemática actual y conocer a medio-largo plazo el comportamiento global del acuífero. Se pretende valorar si resulta adecuado y sostenible: el diseño y localización de las captaciones, el aumento de la temperatura del acuífero, la autointerferencia térmica en los aprovechamientos, y el grado de interferencia térmica entre los distintos aprovechamientos geotérmicos.

¹ ETSI Minas. Universidad Politécnica de Madrid. C/ Ríos Rosas, 21. 28003, Madrid, Spain, eva.rivas.pozo@upm.es

² ETSI Minas. Universidad Politécnica de Madrid. C/ Ríos Rosas, 21. 28003, Madrid, Spain, franciscojavier.elorza@upm.es

³ Instituto Geológico y Minero de España. Unidad de Zaragoza. C/Manuel Lasala, 44, 9ºB50006, Zaragoza, Spain, e.garrido@igme.es

Introducción

Los primeros sistemas geotérmicos con bomba de calor funcionando en Zaragoza se remontan a la década de los años ochenta, aunque su uso se ha extendido y generalizado durante los últimos diez años, cuando se han ido instalando bombas capaces de satisfacer fuertes demandas energéticas en grandes edificios e instalaciones. En aquellos momentos iniciales, la devolución al acuífero de agua caliente como resultado de procesos de refrigeración no parecía representar un problema para el resto de aprovechamientos de aguas subterráneas existentes en la ciudad ni para la propia explotación geotérmica, puesto que el acuífero no mostraba ninguna señal de impacto térmico. En la actualidad el acuífero presenta una isla urbana de calor (GARRIDO *et al.*, 2012a), consecuencia de calentamiento generado por más de 60 pozos de vertido de instalaciones geotérmicas, que afecta en mayor medida a determinadas áreas y explotaciones en el acuífero. Además, también se han comenzado a detectar problemas por recirculación e interferencia de aguas producidos por las plumas de contaminación térmica, cuyo alcance ha sido objeto de algunas valoraciones analíticas y de simulaciones preliminares de la propagación del calor, como la realizada con el código VS2DHI (GARRIDO *et al.*, 2012b).

El desarrollo de modelos de flujo y transporte de calor mediante el método de los elementos finitos en 3D presenta una mayor flexibilidad con respecto a otros métodos, pero también implica una mayor dificultad en el manejo del propio programa. Para una mejor comprensión de los datos necesarios, del modo en el que el código los asimila y trata, y del manejo del propio programa se realizó, a escala local, un modelo de elementos finitos con el código Feflow para uno de los principales aprovechamientos geotérmicos, (RIVAS *et al.*, 2013). Continuando en esta línea, se propuso llevar a cabo el estudio conjunto de varias explotaciones geotérmicas, con el objetivo de conocer la distribución del calor en el acuífero y ver cómo se produce la interferencia entre estas explotaciones geotérmicas. En dicho estudio, que aquí se presenta, se trató un dominio espacial mayor, en el cual el aprovechamiento más meridional, corresponde al Edificio del Antiguo Seminario, actualmente sede administrativa del Excmo. Ayuntamiento de Zaragoza. Aguas abajo de éste, se encuentra el centro comercial Aragonia, objeto del trabajo anterior. Y finalmente, la tercera explotación, la situada más aguas abajo de las tres, es el Hospital Clínico Lozano Blesa.

Metodología

La simulación aquí descrita incluye, la explotación geotérmica del centro comercial Aragonia, estudiada previamente (RIVAS *et al.*, 2013), y las dos explotaciones más cercanas a ésta: el sistema geotérmico del Edificio del Antiguo Seminario y el aprovechamiento geotérmico del Hospital Clínico Universitario Lozano Blesa (Figura 1). Para simplificar, de aquí en adelante, se emplearán los siguientes términos: Aragonia, Seminario y Clínico, respectivamente.

Se realizó primero una simulación de las tres explotaciones desde el inicio de la primera explotación en julio de 2007 (Clínico), hasta febrero de 2013, abarcando 5 años y medio de funcionamiento, periodo en el que se disponía de datos de caudales y de temperaturas medidos en las explotaciones. Posteriormente, con los datos de la red de piezómetros de control del IGME se verificó la calidad de la simulación desarrollada. Finalmente se procedió a una posterior simulación extrapolando los datos disponibles a 25 años.

Modelo conceptual

El dominio geométrico del modelo representa un bloque tridimensional donde se reproduce la zona de estudio (Figura 2a). Tiene una extensión aproximada de 2 km x 1,5 km. El polígono definido en planta se diseña para obtener la máxima adaptación a las condiciones de contorno del problema hidrogeológico local que se detallan más adelante.

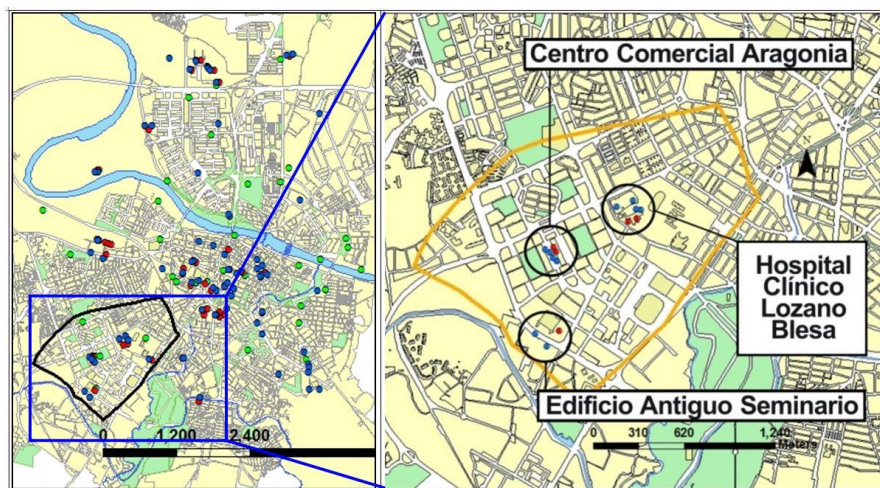


Figura 1. Vista en planta de la geometría del modelo en la zona de estudio.

Para definir la superficie topográfica de la zona de estudio se empleó el MDT 25, y a partir de éste, y junto con las columnas estratigráficas, tanto de los pozos de las explotaciones geotérmicas como de los piezómetros del IGME en la zona de estudio, se definió un bloque tridimensional de 81 m de profundidad, 16 m más que la máxima que alcanzan los pozos de los aprovechamientos geotérmicos, incluyendo así los primeros metros de los materiales terciarios subyacentes.

Los sedimentos cuaternarios de tipo aluvial de la zona de estudio son estructuras geológicas complejas. Por lo que se adoptó una descripción geológica donde prima el comportamiento hidrogeológico, y de la que resultan tres unidades hidro-estratigráficas.

Tabla 1. Unidades hidro-estratigráficas consideradas en la simulación.

Unidad	Descripción
Primera unidad hidro-estratigráfica	Gravas limo-arcillosas Zona vadosa
Segunda unidad hidro-estratigráfica	Gravas y arenas
Tercera unidad hidro-estratigráfica	Margas con yeso. Zócalo terciario

Las características principales del mallado de elementos finitos utilizado en el desarrollo del modelo (Figura 2b), son las siguientes:

- Dimensiones del dominio de simulación: 2.041 m x 1.565 m.
- Mallador utilizado: Gridbuilder, desarrollado por RobMacLauren en la Universidad de Waterloo, Canadá. Es un algoritmo flexible para crear mallados triangulares, que considera polígonos, líneas y puntos, pudiéndose generar un refinamiento mayor alrededor de dichas entidades geométricas.
- Refinamiento en los pozos y en el borde del polígono.
- Número de nodos: 5.646.204. Número de elementos prismáticos de base triangular: 11.003.844. Numero de capas horizontales: 46.
- Espesor de cada capa horizontal: 1 m en la zona de las rejillas de las explotaciones geotérmicas. Espesor de cada capa horizontal en el resto del dominio: 3 m. El espesor total del bloque resultante es de 81 m.

Condiciones de iniciales

La piezometría inicial adoptada para la simulación del flujo en régimen transitorio fue definida a partir de la piezometría correspondiente a Marzo 2011, de los distintos piezómetros de la red que el IGME posee en la ciudad de Zaragoza. (Garrido Scheneider, E).

Para el transporte de calor se consideró una temperatura media inicial para todo el acuífero de 17 °C, similar a la registrada en pozos aguas arriba de la zona de estudio en el año 2011.

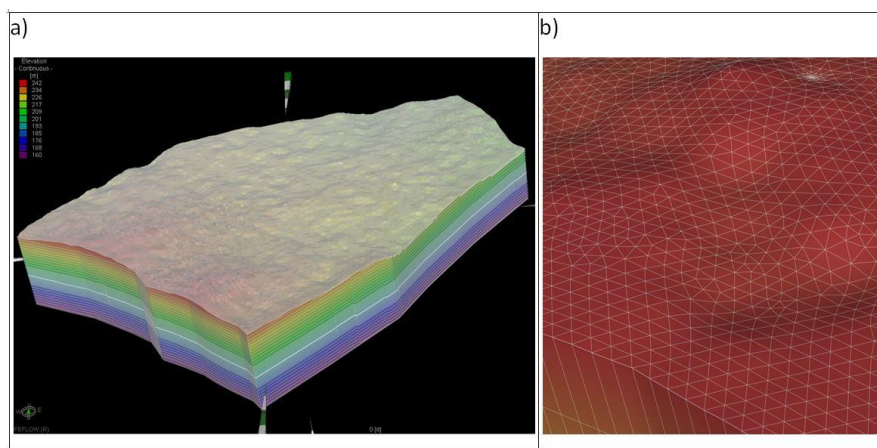


Figura 2. a) Mallado tridimensional. b) Detalle del mallado mostrando el refinamiento alrededor de uno de los pozos de captación del Seminario.

Condiciones de contorno

Para definir las condiciones de contorno de flujo se partió de la interpolación de los datos de piezometría correspondientes a Marzo 2011 (Garrido Scheneider, E). Como se puede observar Figura 3, esta configuración no era suficiente para cubrir toda la zona de estudio, y se recurrió a completarla en la parte más meridional con isopiezas originarias de un trabajo previo (Moreno *et al.*, 2008), en azul en la Figura 3. Así, las condiciones de contorno se definieron de modo que, se obligaba a que dos de sus lados fueran coincidentes a isopiezas de nivel fijo (condición tipo Dirichlet), asignando a los restantes lados condiciones de flujo nulo (tipo Neumann), como se muestra en la Figura 3. Las cotas piezométricas consideradas estaban entre 194 y 203,5 msnm.

A continuación, se realizó una primera simulación de 5 años y el ajuste de las temperaturas medidas en el piezómetro de Geológicas frente a las simuladas indicaron un desfase de 4 meses entre las temperaturas simuladas y las medidas. Se analizó en la vista en planta las temperaturas y la ubicación del piezómetro Geológicas y se llegó a la conclusión de que las condiciones de contorno aguas abajo pudieran no estar bien definidas, por lo que se propusieron unas nuevas condiciones de contorno más coherentes con lo observado en el piezómetro Geológicas.

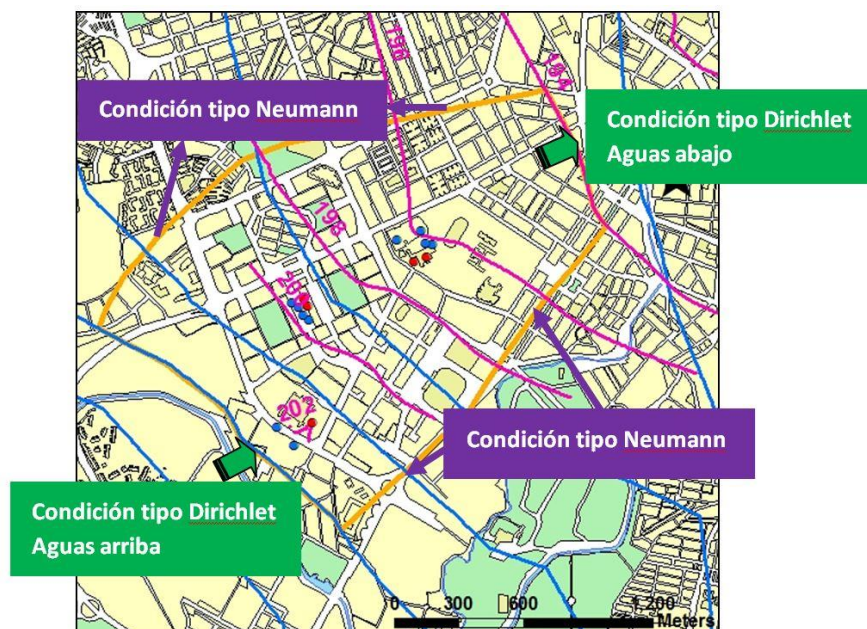


Figura 3. Esquema de las condiciones de contorno de flujo de la región de estudio.

Las nuevas cotas piezométricas impuestas están entre 202,5 msnm aguas arriba y 190,5-189 msnm aguas abajo. De esta forma la pluma térmica gira y las temperaturas medidas en el piezómetro de geológicas se ajustan mejor a las simuladas. (Figura 4).

Las condiciones de contorno para el transporte de calor se impusieron de modo que sólo se considera una temperatura fija (17 °C) en el límite aguas arriba del dominio.

Pozos

Al ser aprovechamientos abiertos, el caudal de extracción deberá ser idéntico al de inyección en cada explotación. La representación espacial y temporal de los caudales de inyección y extracción se realizó mediante series temporales. La captación y la inyección se distribuyen en todos los casos en la zona de la rejilla situada por debajo del nivel piezométrico. El caudal se distribuyó verticalmente

pozo a pozo. Las series temporales de caudales tanto del aprovechamiento del Edificio del Antiguo Seminario como del Hospital Clínico son las propias medidas en la explotación. Y en cuanto al Aragonia, la serie aplicada fue la derivada del trabajo anterior (Rivas *et al.*, 2013).

La variación de la temperatura del agua de inyección se representó también mediante series temporales. La temperatura se consideró constante en toda longitud de la inyección. Al igual que en el caso del caudal, las series de temperaturas del Edificio del Antiguo Seminario y del Hospital Clínico son las propias de cada explotación, a diferencia del Aragonia, que al no disponer de este dato se generó dicha serie simulando variaciones de la temperatura del agua de inyección entre los meses de verano (mayor temperatura) y de invierno (menor temperatura).

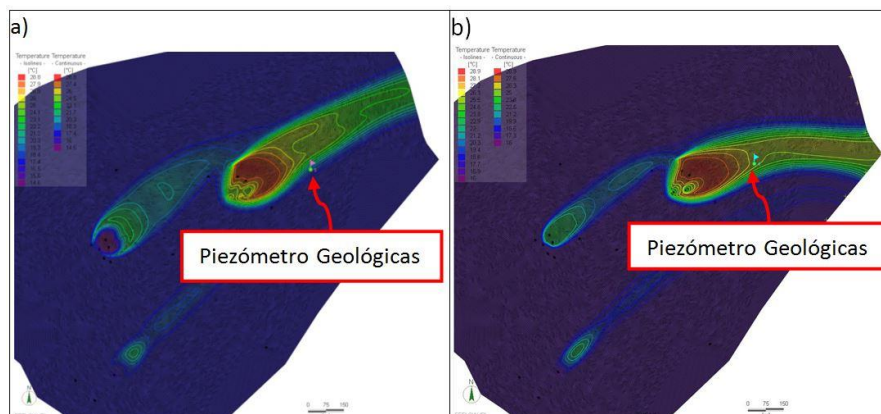


Figura 4. Vista en planta temperaturas tras 5 años simulados y ubicación piezómetro geológicas antes de la re-definición de las condiciones de contorno a) y después, con las nuevas condiciones de contorno b).

Parámetros de la simulación

Los parámetros hidrogeológicos y térmicos adoptados para los diferentes materiales geológicos se muestran en las siguientes tablas.

Tabla 2. Propiedades hidrogeológicas de los materiales

	Descripción	Permeabilidad(m/s)	Porosidad Eficaz (%)
Zona no saturada	Zona no saturada	$1,54 \cdot 10^{-4}$	0,08
	Gravas limo arcillosas		
Zona saturada	Zona de rejilla	$15,4 \cdot 10^{-4}$	0,17
	Gravas y arenas		
	Terciario	$0,154 \cdot 10^{-4}$	0,05
	Margas con yesos		

Tabla 3. Propiedades térmicas de los materiales

		Dispersividad Longitudinal(m)	Dispersividad Transversal(m)	Capacidad Calorífica ($J/m^3/K$)	Conductividad Térmica ($J/m/s/K$)
Terreno	5		0,5	$2,52 \cdot 10^6$	3
Agua	5		0.5	$4,2 \cdot 10^6$	0,65

Los datos de permeabilidad se han obtenido a partir de la reinterpretación de ensayos de bombeo realizados por el IGME (Antonio Azcón, 2012) en la región de estudio. El resto de los parámetros son similares a los adoptados para estos materiales en otros estudios de transporte de calor y se han obtenido de la bibliografía. (DHI-WASY GmbH."Feflow® 6 Finite Element Subsurface Flow&Transport Simulation System. User Manual." Berlín, 2010)

La recarga no se consideró en este trabajo, debido a la gran incertidumbre existente a nivel local en un sistema urbano como éste.

Resultados y discusión

Los resultados se dividen en dos apartados. Un primer apartado correspondiente a la calibración del modelo, y una segunda parte donde se llevó a cabo una simulación de 25 años.

Calibración del modelo

El primer apartado corresponde con la primera fase de la simulación, donde los resultados corresponden a los de la simulación hasta los cinco primeros años de explotación. El motivo de analizarlos más detenidamente es que es hasta donde se dispone de datos medidos reales, y donde se pueden comparar los resultados simulados con los datos medidos, y de esta forma comprobar la bondad de la simulación y entender mejor el comportamiento del acuífero.

Se han analizado tres salidas de resultados del modelo: cortes transversales en cada uno de los aprovechamientos, vistas en planta de todo el modelo, y representaciones gráficas comparando, tanto la piezometría como la temperatura, entre las series simuladas en los puntos de referencia y los datos reales medidos en esos puntos de referencia.

Evolución en los piezómetros de referencia

Los puntos de referencia empleados son los piezómetros de la red de control que el IGME posee en la ciudad de Zaragoza, denominada Red IGME Impacto Térmico. Los piezómetros empleados son:

Piezómetro P-2 Geológicas: situado aproximadamente a 300m aguas abajo del aprovechamiento geotérmico del Hospital Clínico.

Piezómetro P-7 Aragonia: localizado a unos 25 m aguas abajo de la explotación geotérmica del centro comercial Aragonia.

Piezómetro P-8 Seminario ubicado a 30 m aguas abajo del aprovechamiento geotérmico del edificio antiguo Seminario.

Se presenta y analizan a continuación las comparaciones entre las series medidas en los piezómetros y las series obtenidas en los piezómetros con la simulación, tanto de piezometría como de temperatura (Figura 5).

Piezómetro P-2 Geológicas:

Se observa una diferencia en la amplitud térmica, y se dan máximos y mínimos relativos más altos en las temperaturas simuladas que en las medidas. Estas diferencias de amplitud térmica entre las temperaturas medidas y las simuladas pueden deberse a que al tratarse éste de un acuífero aluvial podrían tener influencia las avenidas del río en la dirección y magnitud del flujo subterráneo, cuestión no considerada en este modelo). Así mismo, podrían

también explicarse por la gran heterogeneidad de los sustratos geológicos presentes. Todo ello deja patente la necesidad de conocer mejor la geología e hidrogeología a escala local.

Piezómetro P-7 Aragonia:

Se consigue un buen ajuste entre las temperaturas medidas y simuladas. La piezometría medida muestra oscilaciones, no simuladas, que podrían ser debidas a las variaciones en la recarga superficial o de la influencia de la evolución del nivel del río (aspectos no considerados en este modelo).

Piezómetro P-8 Seminario:

Se observa una discrepancia importante entre los valores medidos y simulados de temperatura. Teniendo en cuenta la poca distancia entre el piezómetro y la inyección, unos 30 m, no se entiende el retraso de seis meses observado en los máximos y mínimos de la temperatura medida.

Por otra parte, como la altura piezométrica simulada en este piezómetro está muy influenciada por las condiciones de contorno, y al compararla con las medidas se concluye que en las condiciones de medio homogéneo que se han adoptado, podría ser conveniente subir las condiciones de contorno aguas arriba en un metro.

Cortes transversales

Los cortes transversales se han llevado a cabo con el propósito de comprender la pauta del comportamiento del acuífero y de la zona no saturada para observar la distribución y evolución de las plumas térmicas debidas a la inyección de calor o frío en las explotaciones geotérmicas.

Se muestran los resultados del Clínico por ser este aprovechamiento el que mayores temperaturas de inyección presenta y por tanto el más representativo desde el punto de vista térmico.

Clínico

Se muestran los perfiles donde se observa el pozo con mayor caudal de captación y uno de los pozos de inyección, y es transversal al flujo.

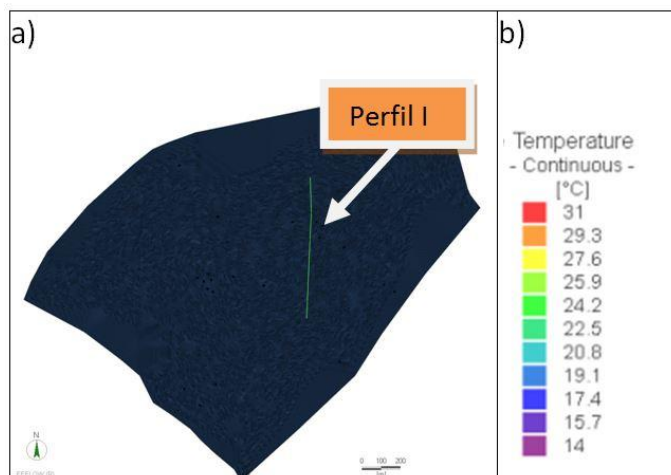


Figura 5. a) Situación en planta del perfil I del Clínico. b) Escala de temperaturas en los cortes del Clínico.

Se muestran a continuación los resultados obtenidos en el corte transversal (perfil I Figura 7), en este caso la dirección del flujo es perpendicular y de sentido entrante en las imágenes. Se observa el pozo de captación a la izquierda y el pozo de inyección a la derecha de las imágenes de la Figura 7. En este corte el flujo se produce perpendicularmente a la imagen.

Y se observa claramente cómo cambia el comportamiento de la temperatura según la época del año y el uso que se haga de la explotación geotérmica.

En marzo se hace un uso menor del aprovechamiento geotérmico, y se puede observar la influencia de las unidades estratigráficas, y cómo en la segunda unidad estratigráfica al presentar una mayor dispersión, disminuye el ancho de la pluma en esa capa.

En septiembre se observa que al hacerse un mayor uso de la explotación se combinan: el aumento del bombeo de captación, que hace llamada de aguas, de manera que orienta la pluma térmica hacia el pozo de captación, con altas temperaturas de inyección.

Esta combinación genera no sólo una pluma térmica de amplitudes importantes, como se observaba en los cortes anteriores, sino también de gran extensión, y además, y lo más importante, autointerferencia térmica dentro de la propia explotación geotérmica.

Vistas en planta

Seguidamente se muestran las vistas en planta de la temperatura tras la simulación de los cinco primeros años de explotación geotérmica, complementándose el análisis de los cortes transversales vistos previamente. (Figura 8).

Hospital Clínico

El aprovechamiento del Hospital clínico es el que inicia la explotación geotérmica. Durante el primer año es su pluma térmica la única que se observa. A partir de septiembre del primer año se produce autointerferencia térmica. Inicialmente, en septiembre del 1º año, la isoterma de 17,7 °C tiene una longitud total de unos 600 m, y en marzo supera los 900 m, y a partir de ese momento no se puede cuantificar la longitud de la isoterma puesto que continúa aguas abajo fuera del dominio. Trasversalmente se puede observar cómo la pluma va aumentando paulatinamente hasta llegar a una anchura de aproximadamente 200m a los cinco años simulados.

Aragonia

De los tres aprovechamientos estudiados el Aragonia es el que comienza más tarde (enero de 2009), y podemos ver la pluma térmica que se genera en el tercer año, donde la isoterma de 17,7 °C alcanza una longitud de 375 m en el mes de marzo. Posteriormente la pluma afecta a los pozos del aprovechamiento del Clínico, por lo tanto se produce interferencia térmica entre la explotación geotérmica del Aragonia y la del Clínico. Como se puede observar, se producen pulsos térmicos derivados de la variación estacional de temperaturas.

Seminario

La explotación geotérmica del Seminario comienza un año más tarde que la del Clínico, por ello se comienza a observar su pluma en marzo del primer año. La longitud de la isoterma de 17,7 °C va aumentando hasta llegar a los 1.200m en septiembre del quinto año. En la pluma se ven los pulsos térmicos derivados de la inyección intermitente de frío y calor. Las temperaturas según nos vamos alejando del foco de inyección, se amortiguan. En comparación con los otros aprovechamientos la pluma presenta menores temperaturas y por lo tanto también su "amortiguación".

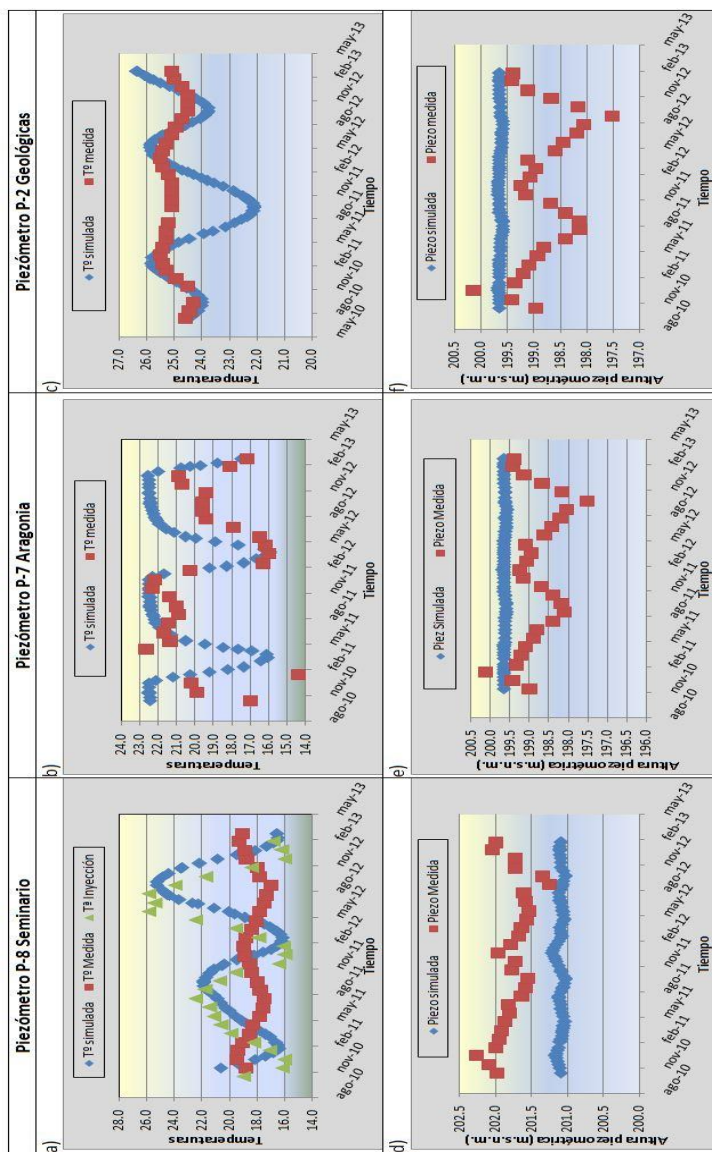


Figura 6. Temperaturas medias simuladas-medidas y piezometría simulada-medida en cada uno de los piezómetros de referencia

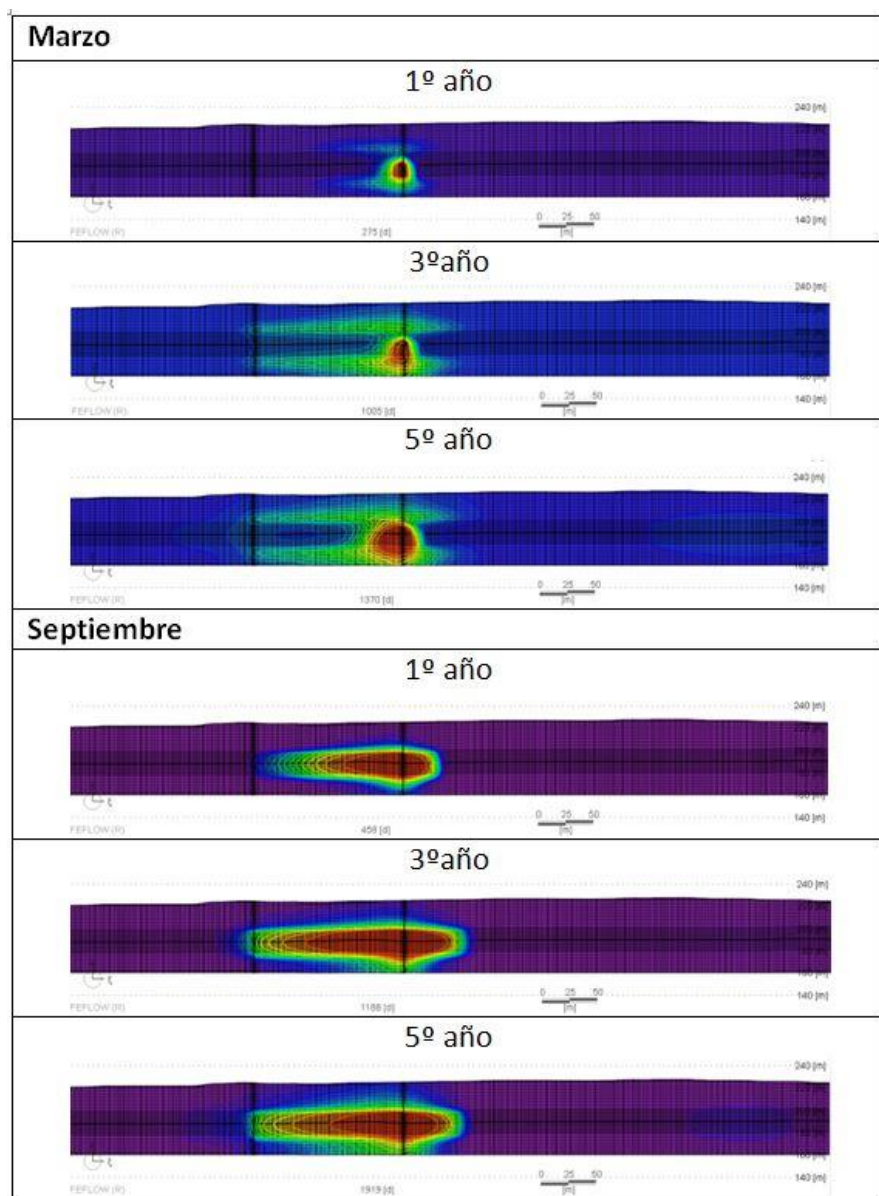


Figura 7. Cortes transversales captación-inyección Clínico Perfil I.

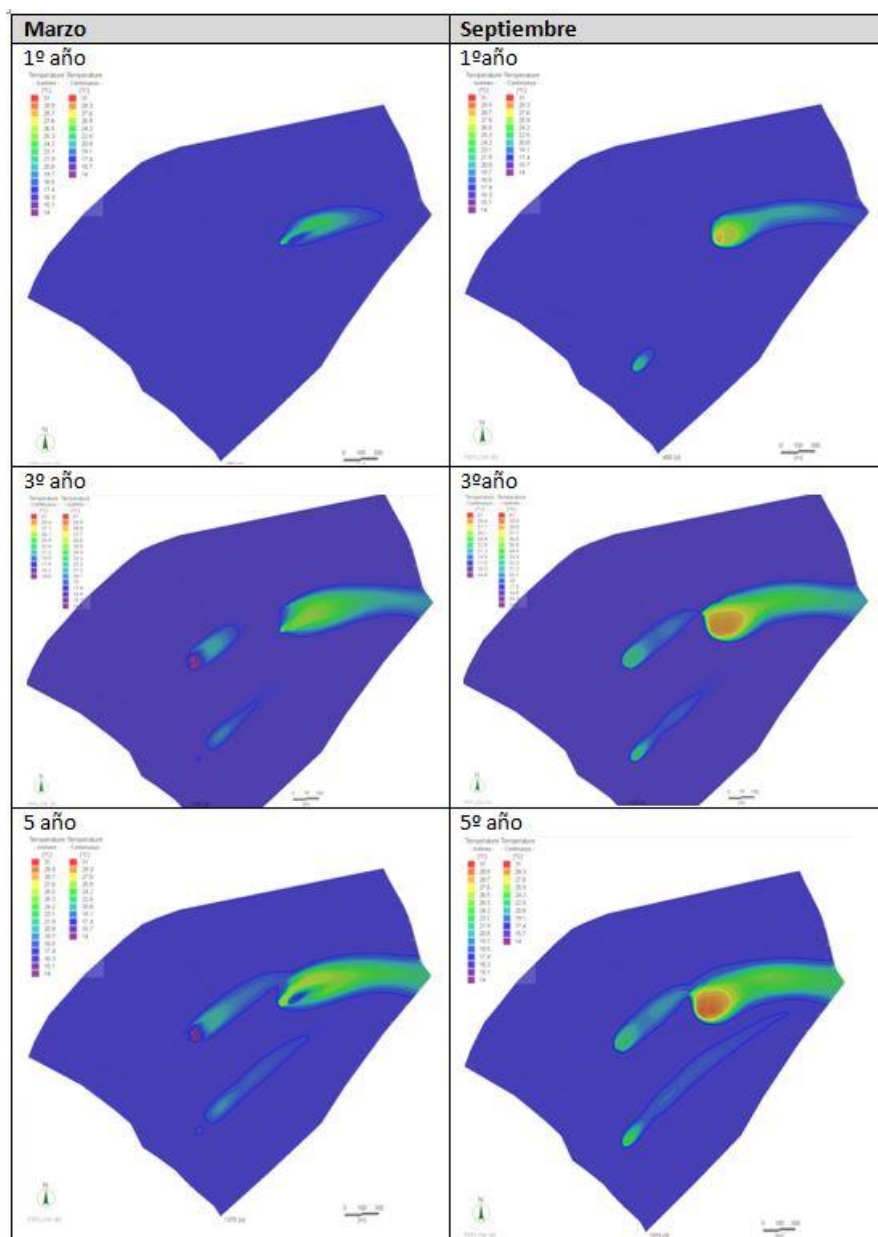


Figura 8. Vistas en planta de la distribución de temperatura en la región de estudio a 31 m de la superficie del terreno para varios tiempos.

Simulación 25 años

3D

Uno de los resultados más interesantes es la temperatura en la zona vadosa y en el terciario, y por ello se presentan unas imágenes en 3 dimensiones con cortes, para observar mejor la evolución del calor en el terreno. (Figura 9)

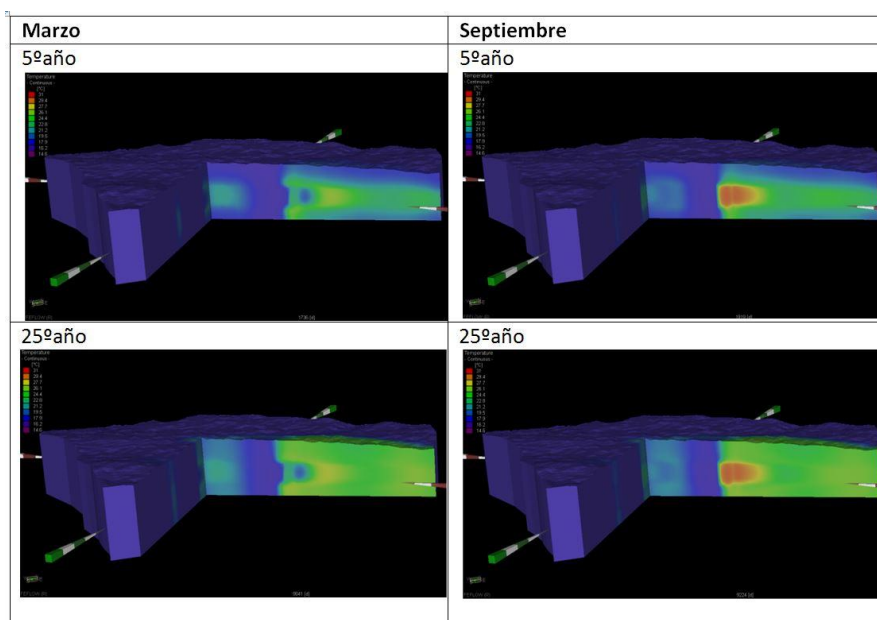


Figura 9. Imágenes en 3D con cortes para visualizar mejor las plumas térmicas generadas en la región de estudio.

Como se puede observar el aumento con el tiempo de la temperatura tanto en el terciario como en la zona vadosa resulta muy importante. Por ello se presentan imágenes de las temperaturas obtenidas con el modelo en la superficie del terreno tras 25 años (Figura 10).

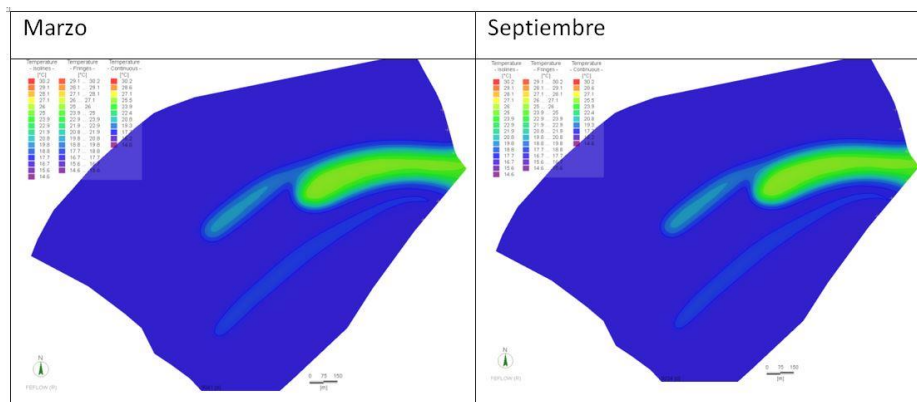


Figura 10. Temperaturas obtenidas en la superficie del terreno tras 25 años simulados.

A la hora de valorar estos resultados hay que tener en cuenta que en esta simulación no se han considerado:

- la recarga superficial,
- la temperatura del suelo: no se dispone de datos de la temperatura en la zona vadosa, ni en la superficie del terreno a escala local, y
- la influencia de las avenidas del río. (García-Gil, A., 2014).

Conclusiones

Conocer cómo se transporta el calor en el medio poroso o como pueden afectar las inyecciones a las otras instalaciones geotérmicas constituye uno de los principales objetivos de la aplicación de modelos de flujo de aguas subterráneas y transporte de calor en esta área de la geotermia urbana.

Los resultados de esta simulación muestran este comportamiento hidrotermal, y se observa cómo se produce autointerferencia, interferencia térmica y un aumento de temperatura en el terreno con el tiempo.

La autointerferencia pone de manifiesto la necesidad de realizar modelos numéricos previos a la explotación para intentar minorar este tipo de problemas.

La interferencia térmica muestra que la explotación térmica del acuífero no es adecuada en muchos casos y esto, unido al incremento de las temperaturas del acuífero, está comprometiendo la sostenibilidad térmica del acuífero.

A estos problemas, el balance térmico puede ser una de las posibles soluciones. Exigir el uso tanto para calefacción como para refrigeración hará un mejor uso de la energía del subsuelo. Se podrían estudiar dos opciones, emplear los pozos con la misma disposición tanto para calefacción como refrigeración, o invertirlos, es decir donde se inyectan mayores temperaturas en verano (actualmente son los pozos de inyección) emplearlos para captar el agua en invierno, y viceversa. Aun así, podría no ser suficiente, o quizá en algunos casos no se podría llevar a cabo, entonces habrá que estudiar otras opciones como emplear depósitos subterráneos para enfriar el agua antes de re-inyectarla, o combinar el uso de los aprovechamientos geotérmicos con otros sistemas de refrigeración, buscando un equilibrio en el acuífero, e incentivando la eficiencia energética en los edificios de manera que se reduzca la demanda.

Por otro lado, la distribución espacial de las temperaturas en el terreno indica que la evolución de la piezometría es muy importante en este tipo de problemas, no sólo porque el agua subterránea es la fuente de energía, sino porque el transporte de calor depende del medio, bien agua subterránea, bien la matriz del suelo. Y esto queda reflejado en la zona no saturada, o en el terciario, donde las plumas térmicas generadas en el verano se mantienen durante más tiempo, debido a que la componente de la dispersividad apenas presenta importancia en estas zonas.

Esta simulación como primera aproximación de la interacción entre aprovechamientos se puede mejorar considerablemente incorporando más datos, sobre todo, y los más importantes, conociendo mejor la geología del terreno y la piezometría a escala local. Aun así, la metodología desarrollada es aplicable para posteriores estudios.

Sin embargo, no hay que olvidar que el realismo de los resultados de las simulaciones realizadas dependerá de la calidad de los datos utilizados, debiendo el modelador otorgar el grado justo de fiabilidad a una herramienta que puede proporcionar un buen apoyo y ayuda a la gestión de las instalaciones geotérmicas y del conjunto de aprovechamientos de aguas subterráneas de la ciudad.

Bibliografía

Dhi-Wasy (2010). *Installation Guide & Demonstration Exercise&User Manual*. Feflow® 6 Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System. Berlin. 52 Pp. & 107 Pp.

Garrido E.; García de la Noceda, C.; Moreno, L.; Sánchez Navarro, J.A. (2012a). *Criterios Técnicos e Hidrogeológicos para la Explotación del Acuífero Urbano De Zaragoza Por Sistemas Geotérmicos Abiertos*. III Congreso de Energía Geotérmica en la Edificación y la Industria (Geoener) 495-505, Madrid.

Garrido, E.; García Gil, A.; Sánchez Navarro, J.A.; Coloma, P.; Delgado, F. (2012b). *Evaluación del Impacto Térmico de los Aprovechamientos Geotérmicos Someros del Acuífero Aluvial Urbano de Zaragoza*. *Las Aguas Subterráneas: Desafíos de la Gestión para el Siglo XXI*. AIH-GE. Zaragoza, 2011.

Moreno, L., Garrido, E., Azcón, A. Y Durán, J. (2008). *Hidrogeología Urbana de Zaragoza*. IGME. Madrid. 198 Pp.

Rivas Pozo, E.; Garrido, Elorza, F.J.; De La Orden, J.A.; Azcón, A. (2013). *Simulación Mediante Elementos Finitos de un Aprovechamiento Geotérmico en el Acuífero Aluvial Urbano de Zaragoza*. Congreso sobre Aspectos Tecnológicos e Hidrogeológicos de la Geotermia. Barcelona.

Azcón, A. (2012) Comunicación verbal.

García-Gil, A.; Vázquez-Suñé, E.; Garrido, E.; Sánchez-Navarro, J.A.; Mateo-Lázaro, J. (2014). *The thermal consequences of river-level variations in an urban groundwater body highly affected by groundwater heat pumps*. Science of the Total Environment.

Contaminación por As en aguas de abastecimiento a poblaciones rurales al Sur del Lago Poopó (Bolivia)

Virginia María Robles Arenas¹, José Luis García Aróstegui², M^a Carmen Hidalgo Estévez³, José Benavente Herrera¹, Mauricio Ormaechea Muñoz⁴, M^a Eugenia García Moreno⁴

Palabras clave: arsénico, contaminación natural, Altiplano Boliviano

Resumen

Aunque la presencia de arsénico en aguas de consumo humano en amplias zonas de América del Sur es de sobra conocida, existen áreas en las que los estudios son aun incipientes, como es el caso del Altiplano central de Bolivia. El presente trabajo se desarrolla al Sur del Lago Poopó (Departamento de Oruro), donde las concentraciones de arsénico en aguas de consumo son muy superiores al límite establecido por la OMS (10 µg/L). Se trata de una zona básicamente rural, sin presencia de actividades mineras ni industriales. Esta zona carecía de estudios hidrogeológicos, por lo que se propuso realizar una caracterización hidrogeológica e hidroquímica preliminar.

El objetivo era investigar la variabilidad espacio-temporal del contenido en arsénico natural de las aguas e identificar posibles mecanismos de movilización. Para ello, se realizó un inventario de puntos de agua que incluye cursos superficiales, manantiales y pozos familiares y comunales, y en el que se llevaron a cabo dos campañas de muestreo de aguas en abril y septiembre de 2013. Las determinaciones analíticas realizadas incluyen constituyentes mayoritarios, isótopos (¹⁸O y D), As (III) y As (V), además de otros elementos traza.

¹ Instituto del Agua de la Universidad de Granada (España)

² Instituto Geológico y Minero de España

³ Departamento de Geología. Universidad de Jaén (España)

⁴ Instituto de Ciencias Químicas. Universidad Mayor de San Andrés (Bolivia)

Los resultados obtenidos permiten identificar ligeras variaciones estacionales en las propiedades físicoquímicas de las aguas. También, han puesto en evidencia los problemas de abastecimiento que sufre la población residente al sur del Lago Poopó, ya que más del 90% de las muestras analizadas presentan niveles de arsénico por encima de los máximos permitidos. Las muestras que se identifican con menor contenido en arsénico se localizan en el extremo NE del área de estudio.

Una vez reconocidos los sectores donde se encuentran las aguas con bajo contenido en As, se hace patente la necesidad de continuar con estudios hidrogeológicos detallados en la zona. Solo así será posible localizar y diseñar nuevas captaciones que proporcionen recursos de calidad a los habitantes del resto del área de estudio.

Desarrollo y aplicación de modelos de evaluación de la producción de lixiviados en vertederos de residuos sólidos urbanos

Javier Rodrigo-Ilarri¹, M^aElena Rodrigo-Clavero¹

Palabras clave: lixiviado, vertedero, modelos

Resumen

Durante la fase de explotación y mantenimiento post-clausura de un vertedero de residuos sólidos urbanos (RSU), el lixiviado se forma a partir del fluido que se filtra a través de los residuos y que extrae materiales disueltos o en suspensión. En la mayoría de los vertederos, el lixiviado está formado por el líquido que entra en el vertedero desde fuentes externas (drenaje superficial y lluvia fundamentalmente) y, en su caso, el líquido producido por la descomposición de los residuos. Este lixiviado está formado por la solución de materiales biológicos y constituyentes químicos derivados de la filtración del agua a través de los residuos en descomposición.

El rango de los valores de concentración observados para distintos componentes (DBO₅, COT, DOC, SS, nitrógeno orgánico, nitrógeno amoniacal, nitrato, fósforo total, ortofosfato, alcalinidad) es bastante grande, especialmente en vertederos nuevos. Constituye por tanto un aspecto medioambiental de especial interés el disponer de metodologías de evaluación de la cantidad de lixiviado producido con el tiempo en función de la tipología de los RSU a albergar en el vertedero, la metodología de explotación y las condiciones climáticas existentes en la zona de vertido. El presente trabajo describe el desarrollo y aplicación de técnicas de modelación a un caso sintético en el cual se simulan condiciones climatológicas reales para la estimación de los volúmenes de lixiviado en vertederos de RSU en cuencas mediterráneas.

¹ Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022, Valencia. jrodrigo@upv.es

Características y composición química de los lixiviados

El lixiviado es el líquido que se filtra a través de los residuos y que extrae materiales disueltos o en suspensión (Tchobanoglous, 2002). Desde el punto de vista hidrológico y medioambiental, la producción de lixiviados de los vertederos de residuos sólidos urbanos (RSU) es un aspecto de especial interés, pues su gestión y los costes económicos asociados a la misma, constituye en la práctica uno de los mayores problemas a abordar a la hora de realizar la explotación del vertedero.

Generalmente, el lixiviado de vertedero de RSU está formado por el agua que entra en el vertedero desde fuentes externas, como pueden ser el agua de lluvia, o la procedente del drenaje superficial o aguas subterráneas. Además, también se añade al lixiviado el fluido formado durante la descomposición de los residuos, si es que ésta se produce, lo que depende de su composición y grado de compactación principalmente.

La cantidad y composición del lixiviado depende, entre otros factores, de la composición y densidad de los residuos, de la edad del vertedero, la hidrología del lugar, la climatología y el régimen de lluvias. La cantidad de lixiviado se incrementa además cuando los lodos de depuradoras de aguas residuales urbanas se depositan en el vertedero y disminuye cuando los residuos son compactados en balas de alta densidad, tal cual ocurre en los vertederos de balas. La técnica de operación del vertedero influye por tanto en la generación de lixiviados.

Durante los primeros años de operación (entre 2 y 5 años tras su apertura), los vertederos generan unos lixiviados con una alta relación entre la Demanda Bioquímica de Oxígeno y la Demanda Química de Oxígeno (DBO_5/DQO). Estos lixiviados suelen presentar una alta biodegradabilidad, un valor del pH bajo ($<6,5$), una alta carga orgánica debida a los ácidos grasos volátiles y una baja concentración de metales pesados. Los vertederos de edad mayor generan unos lixiviados con una baja biodegradabilidad ($DBO_5/DQO < 0,1$), un $pH > 7,5$ y cuya carga orgánica desciende debido a la ausencia de ácidos grasos volátiles.

Concentraciones altas de metales pesados (Fe, Zn, Cu, Cd, Pb, Cr(III) o Cr(IV), Hg, Ni, Ag) así como de nitrógeno amoniacal y de algunos compuestos orgánicos, pueden ser tóxicas o inhibir el crecimiento de microorganismos. Por lo tanto, si estas concentraciones se detectan en el lixiviado, pueden estar

impidiendo la generación de biogás, proceso que está íntimamente ligado a la formación de lixiviado.

Cuando se filtra el agua a través de los residuos sólidos en descomposición, se lixivian en solución materiales biológicos y constituyentes químicos. Existen unos determinados parámetros que se utilizan generalmente para detallar las características del lixiviado. Sus valores son muy variables entre distintos vertederos y también en el mismo vertedero pero a edades distintas.

La Tabla 1 muestra el rango de valores típicos en la composición de un lixiviado de vertedero de RSU en función de su edad (Bagchi, 1990, County of Los Angeles and Engineering Science, Inc., 1969, Ehrig, 1989).

Tabla 1. Características típicas de la composición de un lixiviado de vertedero de RSU en función de su edad

Parámetro	Edad < 2 años	Valor típico	Edad > 10 años
DBO ₅	2.000-30.000	10.000	100-200
COT	1.500-20.000	6.000	80-160
DQO	3.000-60.000	18.000	100-500
Sólidos en suspensión	200-2.000	500	100-400
Nitrógeno orgánico	10-800	200	80-120
Nitrógeno amoniacal	10-800	200	20-40
Nitratos	5-40	25	5-10
Fósforo total	5-100	30	5-10
Ortofosfato	4-80	20	4-8
Alcalinidad como CaCO ₃	1.000-10.000	3.000	200-1.000
pH	4,5-7,5	6	6.6-7.5
Dureza total como CaCO ₃	300-10.000	3.500	200-1.000
Calcio	200-3.000	1.000	100-400
Magnesio	50-1.500	250	50-200
Potasio	200-1.000	300	50-400
Sodio	200-2.500	500	100-200
Cloro	200-3.000	500	100-400
Sulfatos	50-1.000	300	20-50
Hierro total	50-1.200	60	20-200

Valores expresados en mg/L excepto pH

Planteamiento del modelo de evaluación de la producción de lixiviados

Para responder a la realidad de las operaciones de gestión realizadas en el vertedero, la evaluación del volumen de lixiviados generado se establece para un conjunto de fases de explotación.

El potencial de formación del lixiviado correspondiente a cada una de estas fases de explotación puede valorarse de forma simplificada mediante la preparación de un balance hidrológico del vertedero. Este balance implica cuantificar los volúmenes de agua entrantes en el vaso de vertido y las cantidades de agua consumidas en las reacciones químicas responsables de la biodegradación del residuo, así como la cantidad que se presenta en forma de vapor de agua.

La cantidad potencial del lixiviado es la cantidad de agua en exceso sobre la capacidad de retención de humedad del material del vertedero.

Las entradas principales del balance hidrológico en cada fase son: el agua que entra en la fase procedente de la fase superior, la humedad de los residuos y la humedad del material de cubrición.

Las principales salidas son: el agua consumida en la formación del biogás, el vapor de agua saturado en el gas de vertedero y el lixiviado. Además, también se debe considerar lixiviado aquella precipitación caída sobre las zonas que, en cada fase de vertido, se encuentran impermeabilizadas pero aún no se ha depositado residuo sobre ellas.

De esta forma, la formulación simplificada del modelo de balance hidrológico para la estimación de la generación de lixiviados en cada fase de explotación es la siguiente:

$$\Delta S_{RS} = W_{RS} + W_{MC} + W_{A(u)} - W_{GV} - W_{VA} - W_{F(L)} \quad (1)$$

donde:

ΔS_{RS} : variación en la cantidad de agua almacenada en los residuos sólidos (kg/m³)

W_{RS} : humedad en los residuos sólidos entrantes (kg/m³)

W_{MC} : humedad en el material de cobertura (kg/m³)

$W_{A(u)}$: agua filtrada superiormente (en el caso de la capa superior del vertedero, corresponde con la precipitación) (kg/m³)

W_{GV} : agua consumida en la formación de biogás (kg/m^3)

W_{VA} : agua en forma de vapor de agua saturado con el biogás (kg/m^3)

$W_{F(L)}$: pérdida de agua en la celda, la cual se considera lixiviado si la celda está localizada directamente por encima de un sistema para la recogida de lixiviado (kg/m^3)

Descripción de las componentes del balance hídrico

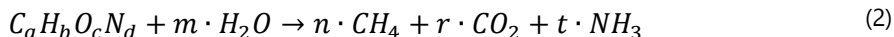
Las características principales de los términos del balance son las siguientes:

Agua aportada por los residuos (W_{RS}): en este término se considera la humedad de los residuos cuando son depositados en el vertedero. Se refiere tanto al agua intrínseca de los residuos como a la humedad absorbida de la atmósfera o lluvia antes de depositar los residuos en el vertedero. Para su determinación resulta fundamental realizar una adecuada caracterización de los RSU, lo cual es, en la práctica, un aspecto difícil de determinar a priori y exige de la realización de ensayos específicos.

Agua aportada por el material de cubrición (W_{MC}): la cantidad de agua que entra con el material de cubrición dependerá del tipo y del origen del material. La cantidad máxima de humedad que el material de cubrición puede contener se define como capacidad de campo del material.

Agua filtrada superiormente ($W_{A(u)}$): en la capa superior del vertedero este término se corresponde con la precipitación atmosférica que ha filtrado (descontando la evaporación) a través del material de cobertura. En las capas interiores este término se corresponde con la infiltración en zona no saturada a través de los residuos sólidos situados sobre la capa en cuestión. Una vez sellado el vertedero, se considerará nula la aportación del agua de lluvia a la masa de vertido.

Agua consumida en la formación de biogás (W_{GV}): se corresponde con el agua consumida durante la descomposición anaerobia de los constituyentes orgánicos de los RSU. La cantidad de agua consumida en las reacciones de descomposición es muy variable y habitualmente se estima de forma aproximada mediante el planteamiento de modelos de formación de biogás que admiten la hipótesis de descomposición total de la materia orgánica presente en los RSU (Rich, 1963; Tchobanoglous, 2002, Rodrigo-Illarri, 2014):



Agua en forma de vapor de agua saturado con el biogás (W_{VA}): el biogás suele estar saturado en vapor de agua. Por tanto, la cantidad de vapor de agua perdida se puede determinar suponiendo que el gas del vertedero está saturado y aplicando la ley de los gases perfectos:

$$P_V \cdot V = n \cdot R \cdot T \quad (3)$$

siendo:

P_V : presión parcial (atmósferas) de vapor de agua a la temperatura T

V : volumen en litros (l)

n : número de moles de gas

R : constante de los gases perfectos ($R=0,082 \text{ atm L/}^\circ\text{K}$)

T : temperatura en grados Kelvin ($^\circ\text{K}$)

Agua perdida inferiormente ($W_{F(L)}$): el valor de este término se corresponde con el agua liberada a través del fondo de la segunda y de las siguientes fases. En el caso de la primera fase (más profunda) del vertedero, se corresponde con la formación de lixiviado.

Existirán otras pérdidas de humedad producidas por evaporación durante la fase de vertido de los RSU en el frente de explotación. Estas pérdidas no serán consideradas en el balance.

Para la implementación práctica del método, es necesario conocer una estimación de la capacidad de campo de los RSU. Este parámetro puede ser en la práctica difícil de determinar pues debe atenderse a la variabilidad en la capacidad de campo producida por la sobrecarga actuante en cada fase de explotación. A falta de valores obtenidos experimentalmente, puede estimarse mediante (Huitric, 1979; 1980):

$$CC = 0,6 - 0,55 \cdot \left(\frac{W}{4536 + W} \right) \quad (4)$$

siendo:

CC : capacidad de campo, es decir, la fracción de agua en los RSU basándose en el peso seco de los mismos

W : peso (por m^2 de superficie) de la sobrecarga calculada en la mitad de la altura de los RSU en cada fase (kg)

Aplicación del modelo de evaluación de la producción de lixiviados a un vertedero sintético localizado en una cuenca mediterránea

A continuación se muestran los resultados obtenidos al aplicar el modelo anterior a un vertedero controlado de RSU sintético considerando variables climatológicas propias de una cuenca mediterránea.

Para la realización de los cálculos de producción de lixiviados se han considerado las siguientes simplificaciones e hipótesis básicas:

- Se consideran 9 fases anuales de explotación hasta la completa colmatación del vertedero
- El biogás se encuentra totalmente saturado en vapor de agua.
- No hay aporte de fangos durante el proceso.
- La capacidad de campo de un nivel depende de la sobrecarga ocasionada en ese instante por los niveles superiores.
- Los lixiviados producidos en un nivel, alcanzarán el nivel inferior (nivel 1) en el mismo año en que se producen. Sólo se considerarán lixiviados los líquidos que salgan por el inferior de este nivel 1, como resultado del balance hídrico del vertedero.
- El material de cubrición se considera inerte, es decir, no se degrada ni con el tiempo ni con los agentes externos. Su humedad es igual a su capacidad de campo.
- La humedad inicial de los RSU es constante en toda la masa de residuos.
- La densidad del lixiviado se considera igual que la del agua (1.000 kg/m^3)
- Después de la clausura del vertedero, la infiltración de agua de lluvia y/o nieve es nula, debido a la capa drenante y a la de sellado.

Bajo las hipótesis anteriormente expuestas, se ha procedido a modelar la producción de lixiviados procedentes del vaso del vertedero suponiendo que tiene las características geométricas y de explotación indicadas en la Tabla 2.

Los valores de los parámetros hidrológicos que han sido adoptados en el modelo se muestran en la Tabla 3 y se han obtenido a partir de cálculos realizados sobre la información climática obtenida de la Estación de control meteorológico de Turís (Valencia), perteneciente a la red SIAR (Sistema de Información Agroclimática para el Regadío) del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente.

Tabla 2. Características del vertedero sintético simulado

Parámetro	
Volumen de relleno total	3.183.311 m ³
Nº de fases	9
Superficie media	35.370,12 m ²
Espesor de fase*	10 m
Espesor material cobertura por fase	0,75 m
Volumen de RSU por fase	327.173,61 m ³
Cota inferior	365 m
Cota superior	455 m
Humedad inicial media RSU	37%
Densidad RSU	800 kg/m ³

*Incluye el material de cobertura

Tabla 3. Valores de los parámetros hidrológicos (en mm)

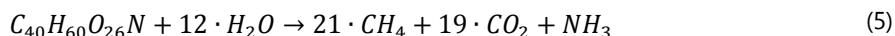
Mes	Precipitación	ET Real	Balance	Escurrentía	Infiltración
Enero	45,42	18,23	27,19	0	27,19
Febrero	32,10	21,57	10,53	0	10,53
Marzo	47,15	37,66	9,49	7,37	16,86
Abril	61,11	54,07	7,04	14,4	21,44
Mayo	59,07	83,62	-24,55	0	0
Junio	13,65	120,59	-106,94	0	0
Julio	7,88	146,92	-139,04	0	0
Agosto	7,58	138,18	-130,60	0	0
Septiembre	40,95	95,08	-54,13	0	0
Octubre	89,17	62,87	26,30	0	26,30
Noviembre	36,01	30,93	5,08	0	5,08
Diciembre	48,66	19,89	28,77	0	28,78
TOTAL	488,75	829,60	<0	21,77	136,18

De acuerdo con los resultados obtenidos, el agua infiltrada superiormente a lo largo de un año es:

$$W_{A(u)} = 136,18 \text{ mm} = 136,18 \text{ kg agua/m}^2$$

Para la aplicación del modelo de balance ha sido necesario la determinación de la cantidad de agua consumida en la formación de biogás (W_{GV}) y el agua consumida como vapor de agua en el proceso (a partir de la ley de los gases perfectos).

La reacción estequiométrica de descomposición completa en fase anaerobia de la materia orgánica presente en los RSU que se ha considerado es la siguiente:



A partir de esta reacción de descomposición, se ha evaluado el agua consumida para la generación de biogás en $0,244 \text{ kg H}_2\text{O/m}^3 \text{ gas}$ y, a partir de la ley de los gases perfectos, se ha evaluado el agua evaporada en el proceso en $0,0352 \text{ kg H}_2\text{O/m}^3 \text{ gas}$. Por tanto, el agua consumida en la formación de biogás es:

$$W_{GV} = 0,244 + 0,0352 = 0,2792 \text{ kg H}_2\text{O/m}^3 \text{ gas}$$

El agua aportada por los RSU se obtiene a partir de la humedad media de los residuos (37%) y de su densidad (800 kg/m^3):

$$W_{RS} = 296 \text{ kg H}_2\text{O/m}^3 \text{ gas}$$

Para la aplicación del modelo, se considera que el contenido en humedad del material empleado para la cubrición es su capacidad de campo. Puesto que en las condiciones prácticas de operación parte del material de cubrición es retirado, este término no se ha tenido en cuenta en el cálculo del volumen de lixiviados.

A partir de la aplicación de la metodología anteriormente expuesta a la configuración del vertedero simulada, la aplicación del modelo de balance ha permitido obtener los resultados respecto de la producción anual de lixiviados para cada una de las 9 fases de simulación mostrados en la Figura 1 y Tabla 4.

Tabla 4. Producción de lixiviados por fases de explotación anual (en m³)

Fase	Volumen lixiviado	Fase	Volumen lixiviado
Fase 1	51.583	Fase 6	71.133
Fase 2	65.868	Fase 7	71.592
Fase 3	67.647	Fase 8	71.726
Fase 4	69.554	Fase 9	71.830
Fase 5	70.402	TOTAL	611.335 m ³

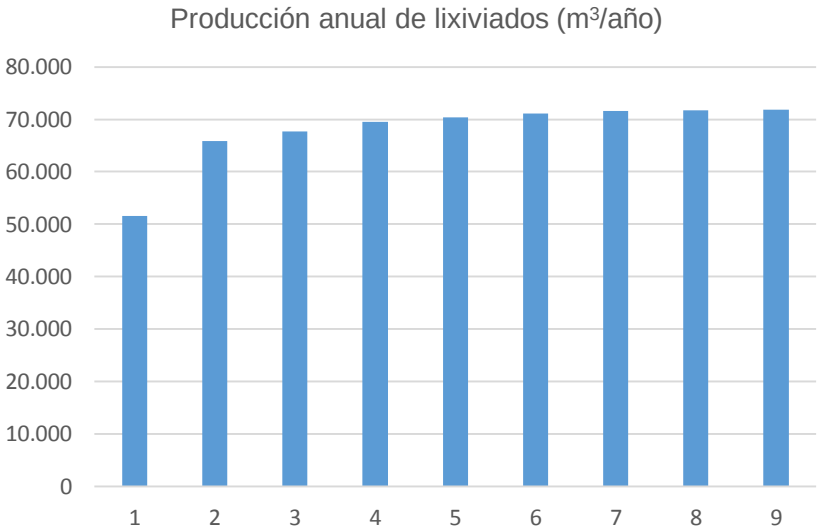


Figura 1. Producción de lixiviados por fases de explotación anual (en m³)

Resumen y conclusiones

El presente trabajo describe el desarrollo de un modelo sencillo de estimación de los volúmenes de lixiviado generados por vertederos de RSU. El modelo está basado en la aplicación de la ecuación de balance hídrico mediante la evaluación independiente de cada una de sus componentes.

El modelo se ha aplicado para la evaluación de la producción de lixiviados para un vertedero sintético. Los datos de los parámetros climáticos e hidrológicos se han adaptado de forma que los resultados sean representativos de vertederos localizados en cuencas mediterráneas.

A partir de los resultados obtenidos podemos extraer las siguientes conclusiones:

- El modelo planteado permite la obtención de resultados de producción de lixiviados a escala anual. Es necesario proceder a la verificación del modelo mediante la comparación con los valores de producción realmente observados.
- Los resultados del modelo están fuertemente influenciados por los parámetros que describen la tipología de los RSU: densidad, humedad, contenido en materia orgánica e índice de biodegradabilidad, entre otros.. La determinación de estos parámetros puede ser y debe realizarse a partir de los correspondientes ensayos de caracterización específicos.
- La formación de biogás puede suponer uno de los principales consumos de agua: La correcta evaluación de este término del balance resulta fundamental para obtener resultados realistas en la producción de lixiviados.
- El modelo no considera la variación en la densidad de los residuos depositados producida por la aparición de asientos, a pesar de ser potencialmente importantes.

Bibliografía

Bagchi, A. (1990): Design, construction and monitoring of sanitary landfill. John Wiley & Sons. New York. *County of Los Angeles and Engineering Science*, Inc. (1969)

Ehrig, H.J. (1989): Leachate quality. T.H. Christensen, R. Cossu, P. Stegmann (eds.) *Sanitary landfilling: process, technology and environmental impact*. Academic Press. London.

Huitric, R.L., Raksit, S., Haug, R.T. (1979): In-place capacity of refuse to absorb liquid wastes. *Second National Conference of Hazardous Material Management*, San Diego, CA.

Huitric, R.L., Raksit, S., Haug, R.T. (1980): Moisture retention of landfilled solid waste. *County Sanitation Districts of Los Angeles County. Los Angeles, CA*.

Rich, L.G. (1963). *Unit processes of Environmental Engineering*. Wiley. New York

Rodrigo-Illarri, J., Rodrigo-Clavero, M.E. (2014). Sensitivity analysis of the waste composition and water content parameters on the biogas production models on solid waste landfills. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 16, EGU2014-5699.

Tchobanoglous, G., Kreith, F. (2002). *Handbook of solid waste management*. Second Ed. Ed. Mc-Graw Hill: 834 pp

Regionalización de los parámetros hidrogeológicos en un acuífero con doble porosidad

Pablo Romanazzi¹ y Eduardo Cassiraga²

Palabras clave: doble porosidad, medios fracturados

Resumen

En el distrito uranífero Cerro Solo del Departamento Pasos de Indios en la provincia del Chubut, República Argentina, se desarrolla una unidad cretácica acuífera confinada cuyo medio poroso se presenta anisótropo y muy heterogéneo, lo cual hace muy difícil la regionalización de sus parámetros hidrogeológicos. Además de estas características, existe también un comportamiento como acuífero naturalmente fracturado lo cual le confieren una porosidad secundaria importante.

Luego de la exploración mediante ensayos de bombeo y en la posterior modelización matemática del acuífero a escala regional, se realizó una estimación de la conductividad global en áreas activas del flujo y se adoptó un orden de magnitud menor para el coeficiente de almacenamiento con el fin de obtener así una estimación conservadora de los términos del balance hídrico y a su vez resulte confiable para la determinación del régimen de extracción sustentable que sustentará la actividad minera que se desarrollará en la zona.

En este trabajo, los ensayos de bombeo disponibles fueron re-interpretados mediante el agregado de los parámetros propios de la función de transferencia matriz/fisura (característica esencial de los acuíferos con doble porosidad,

¹ Unidad de Investigación y Desarrollo en Hidrología, Departamento de Hidráulica, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de La Plata, calle 47 N° 200, 1900, La Plata, Provincia de Buenos Aires, República Argentina, promanazzi@ing.unlp.edu.ar

² Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain, efc@upv.es

Barenblatt *et al.*, 1960) contribuyendo así a una representación más aproximada de la dinámica hídrica regional.

Introducción

El objeto de estudio en este trabajo ha sido la caracterización hidrodinámica regional de una formación acuífera cretácica perteneciente al Grupo Chubut en la provincia homónima de la República Argentina (Figura 1).

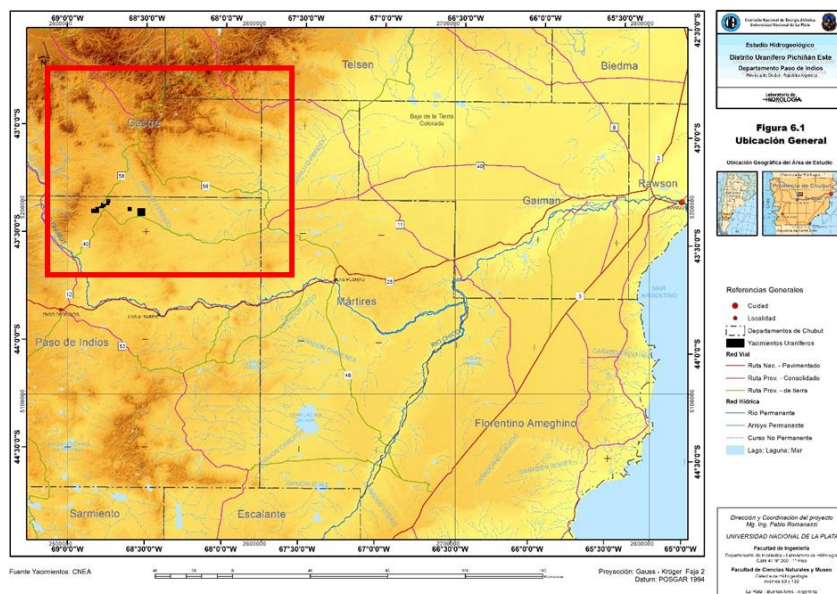


Figura 1. Ubicación de la región bajo estudio.

En el Departamento Paso de Indios, este grupo se reconoce localmente como la formación Los Adobes (Bianchi, 1995) y está compuesto por dos miembros: Arroyo del Pajarito (conglomerado con matriz de gravas y arenas, areniscas; ver afloramiento en Figura 2) y Bardas Coloradas (limolitas, arcilitas tobáceas y tobas).

Desde el punto de vista hidrogeológico (Hernández *et al.*, 2012) existen tres unidades reconocibles en toda la región: (i) una unidad post-cretácica que

incluye a un acuífero freático de reducido espesor; (ii) una unidad cretácica constituida por el miembro Bardas Coloradas de comportamiento acuicludo a acuitardo que suprayace al miembro inferior Arroyo del Pajarito, principal acuífero de la zona de tipo confinado y caracterizado por poseer doble porosidad (primaria intergranular y secundaria por fisuración); y (iii) una unidad jurásica inferior, de carácter acuífugo, que constituye el hidroapoyo del sistema.



Figura 2. Afloramiento del Miembro Arroyo del Pajarito.

Desde el punto de vista hidrodinámico, el flujo en el acuífero circula de oeste a este, con recarga alóctona subterránea y un reducido aporte directo donde este acuífero aflora en superficie - comportándose como libre -, mientras que en el tramo medio y en la descarga se comporta como confinado siguiendo el eje del valle del arroyo Perdido, cuenca endorreica con nacientes en la Sierra del Pichiñán (Figura 3).

Datos básicos y metodología utilizada

Los parámetros hidrogeológicos de la región bajo estudio fueron evaluados mediante ensayos de bombeo (Hernández *et al.*, 2012) en la zona de pedemonte (yacimientos Cerro Solo, Puesto Alvear y El Ganso) y en la llanura baja (yacimientos El Molino y Arroyo Perdido), acompañada de registros piezométricos y freáticos de una red de más de 60 perforaciones que se monitorea desde el año 2007 a la fecha.

Estos ensayos sirvieron para estimar la conductividad hidráulica K [L/T] del medio acuífero confinado (rango más frecuente entre 1×10^{-1} a 1×10^0 m/d en la zona alta occidental y variación entre 1×10^{-2} a 1×10^{-3} m/d en la zona baja oriental de la cuenca) así como también del coeficiente de almacenamiento S [-] (rango comprendido entre 10^{-4} a 10^{-6}); este último, con un rol principal en el cálculo de las reservas subterráneas en la zona.

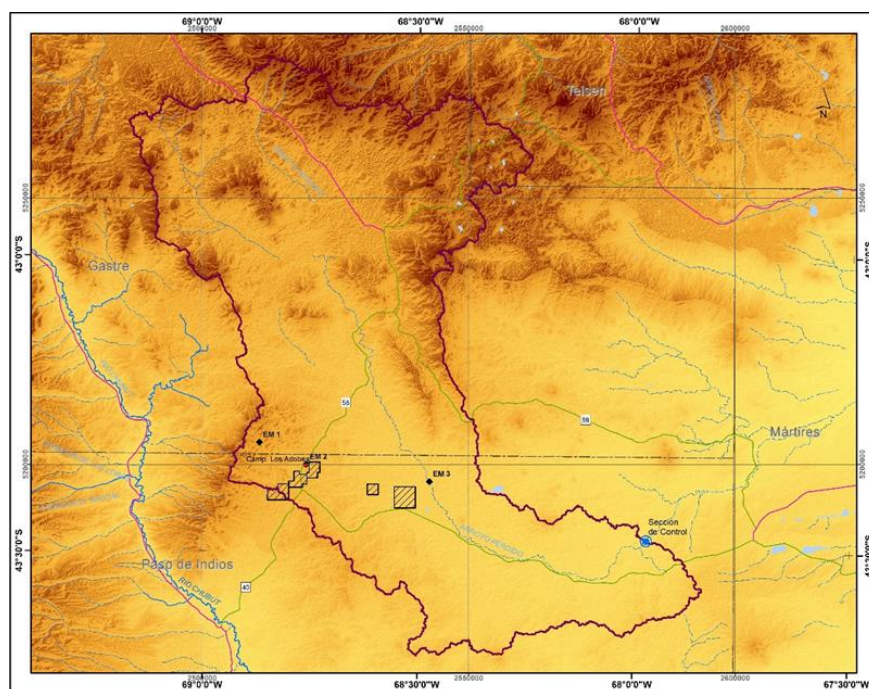


Figura 3. Ubicación de los sitios ensayados en la cuenca del arroyo Perdido.

El programa de ensayos de bombeo incluyó una primera prueba breve a caudal variable, cuya finalidad fue estimar los caudales de bombeo más adecuados y las depresiones de nivel esperables en función de los descensos registrados. Se realizó luego una segunda prueba de larga duración a caudal constante y recuperación, siempre registrando niveles en pozos de observación existentes y otros (la mayoría) contruidos ad-hoc (Hernández *et al.*, 2012).

En este trabajo se han re-interpretado estos ensayos utilizando la solución analítica desarrollada por De Smedt (2011) para flujo radial afluente a un pozo con bombeo Q [L^3T^{-1}] en un medio naturalmente fracturado y cuyo descenso d [L] resultante responde a:

$$d = \frac{Q}{4\pi T} W_2 \left(u, \frac{r}{B}, \phi \right) \quad (1)$$

donde T [L^2T^{-1}] es la transmisividad del medio (en este casos asimilable en gran parte a la capacidad de transmitir el agua a través de la red de fracturas); W_{2DP} [-] es la función de pozo que se deriva de la solución analítica mencionada para contemplar la doble porosidad y que depende de tres argumentos, a saber:

$$W_{2DP} \left(u, \frac{r}{B}, \phi \right) = W_{2DP} \left(\frac{S_f r^2}{4Tt}, \frac{r}{\sqrt{\frac{T}{C}}}, \frac{S_m}{S_f} \right) \quad (2)$$

donde, r [L] es la distancia radial al pozo de bombeo; t [T] es el tiempo desde el inicio del bombeo; S [-] es el coeficiente de almacenamiento (subíndice m ó f según corresponda a cada componente y ϕ su cociente); y C [T^{-1}] el coeficiente de la función de transferencia que, en este caso, se define como:

$$F_T(r, t) = C (d_f - d_m) = \alpha(r) K_\alpha(r) b (d_f - d_m) \quad (3)$$

siendo, α un factor de forma [L^{-2}] cuya expresión depende de la manera en que se conceptualice la geometría del sistema matriz-fractura (por ejemplo, juego simple de fracturas paralelas o doble familia ortogonal de fracturas, elementos matriciales cúbicos o esféricos, etc.) o según surja empíricamente a partir de datos de campo; K_α [LT^{-1}] es la conductividad hidráulica de la interfase matriz-fractura, en muchas ocasiones asimilada a la conductividad de la matriz (K_m) por simplicidad; d_f y d_m los descensos en las fracturas y en la unidad matriz, respectivamente; y b [L] el espesor saturado del acuífero.

En su trabajo De Smedt (2011) presenta una rutina de ajuste a las observaciones que implica la estimación de 6 parámetros que definen el sistema de doble porosidad (Q , r , T_f , S_m , S_f y C).

La anisotropía y heterogeneidad primaria de la unidad cretácica acuífera estudiada y la doble porosidad aportada por fisuras, dificulta la obtención de una regionalización precisa de los parámetros hidrogeológicos (Hernández *et al.*, 2012).

No obstante, al incorporar explícitamente los parámetros de la función de transferencia expresada por la ecuación (3), se puede avanzar en una caracterización más coherente.

La aplicación de la metodología descrita a los resultados de los ensayos de bombeo disponibles, permitió mejorar la estimación de los parámetros tradicionales (T , K y S) así como también adicionar un conocimiento más aproximado acerca de la influencia de la doble porosidad en la dinámica subterránea.

Además de tener en cuenta que existe una disminución verificada de la capacidad de conducción de oeste a este (probablemente debido a la presencia de texturas más finas en la componente matricial del sector oriental del paleocauce Arroyo del Pajarito), se han obtenido buenos resultados en la calibración del modelo hidrodinámico regional (Hernández *et al.*, 2012) reduciendo en un orden de magnitud los valores regionales del coeficiente de almacenamiento (S). Esta práctica empírica permite aproximar en forma eficiente la influencia de la doble porosidad en las extracciones a largo plazo, toda vez que se concreta el aporte continuo de agua de la componente matricial en lugar del aporte temprano del volumen alojado en las fracturas.

Con esta idea básica se procedió entonces a asumir que los valores iniciales de los parámetros T , K y S son los obtenidos mediante los ensayos de bombeo (atribuibles al comportamiento temprano de la red de fisuras); a aproximar el coeficiente S_m en un orden de magnitud inferior al anterior; y a estimar el coeficiente de la función de transferencia (C) con un factor de forma (α) que resulta de un proceso iterativo con la ecuación (2) hasta conseguir un ajuste aceptable con los descensos registrados en cada pozo de observación.

Presentación de resultados

En los yacimientos donde se realizaron ensayos de bombeo (Cerro Solo y Puesto Alvear, en la cuenca alta; El Molino y Arroyo Perdido, en la cuenca baja) se aplicó la rutina de ajuste desarrollada por De Smedt (2011). Los valores adoptados inicialmente son los interpretados en forma clásica por el método de Theis para luego aplicar la rutina de optimización con Q y r constantes (como es habitual debido a su baja incertidumbre) y liberando el algoritmo de búsqueda para el resto de los parámetros (T_f , S_m , S_f y C).

Los resultados obtenidos se consignan en la Tabla 1 en el sentido del flujo. En su última fila se vuelcan también los valores regionales que se estimaron mediante la modelización matemática del área (Hernández *et al.*, 2012) que, como ya se adelantó, su calibración fue realizada en base a la piezometría disponible (período 2007 – 2012).

Tabla 1. Estimación de parámetros mediante la solución analítica de De Smedt (2011)

Sitio ensayado	K_f [m/d]	K_m [m/d]	S_f [-]	S_m [-]
Cerro Solo	$4,8 \cdot 10^0$	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
Puesto Alvear	$5,2 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$
El Molino	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
Arroyo Perdido	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$
Valores regionales	1 a 10^{-1} (a. arr.) 10^{-2} a 10^{-3} (a. ab.)		10^{-4} a 10^{-6}	

El ajuste o nueva interpretación de los resultados de los ensayos de campo resultó ser aceptable, tal cual se muestra como sigue:

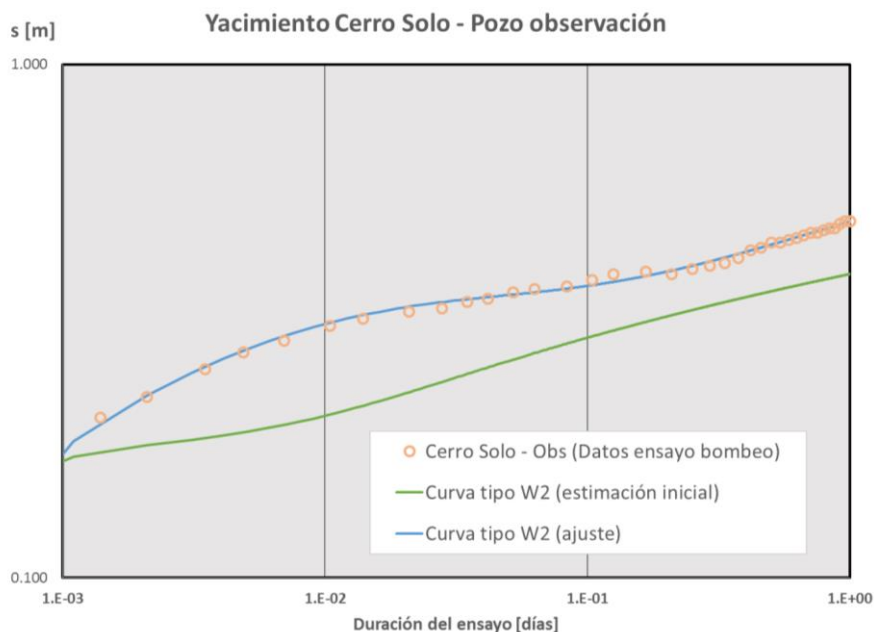


Figura 4. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W_{2DP} en el sitio Cerro Solo

En esta representación (Figura 4), la estimación inicial de la W_{2DP} se obtiene con los parámetros que surgen del método de Theis para un piezómetro ubicado a 25 m del pozo de bombeo (el ensayo se llevó a cabo durante 1 día completo manteniendo un régimen permanente a razón de $18 \text{ m}^3/\text{h}$). La curva ajustada acompaña mejor a los datos experimentales y de su definición surgen los valores apuntados en la Tabla 1. Los resultados para otros sitios se presentan a continuación:

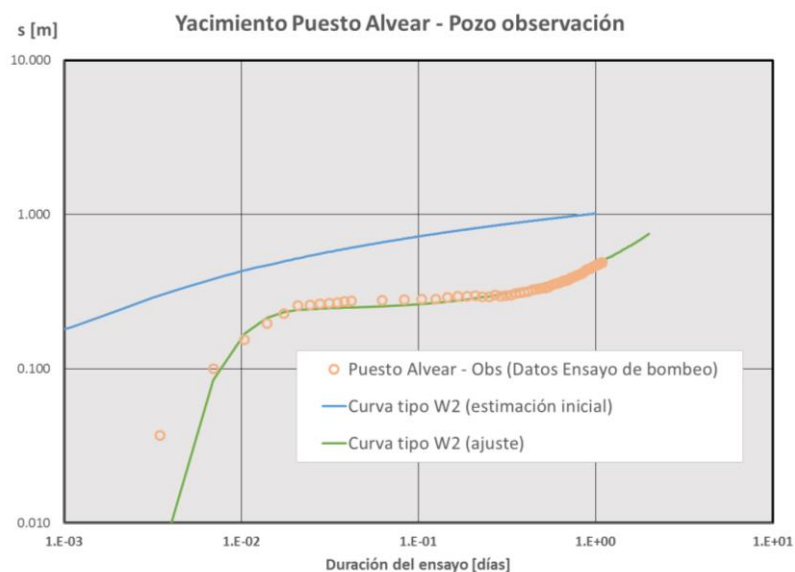


Figura 5. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W2DP en el sitio Puesto Alvear

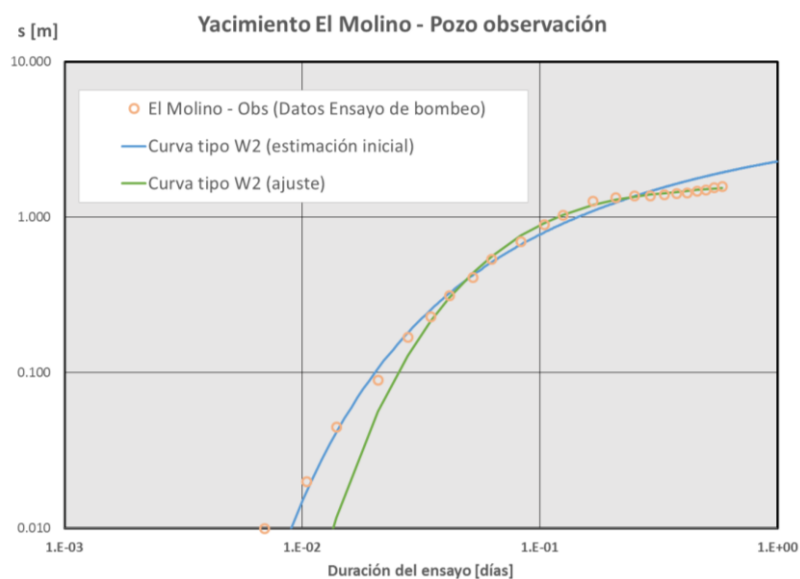


Figura 6. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W2DP en el sitio El Molino

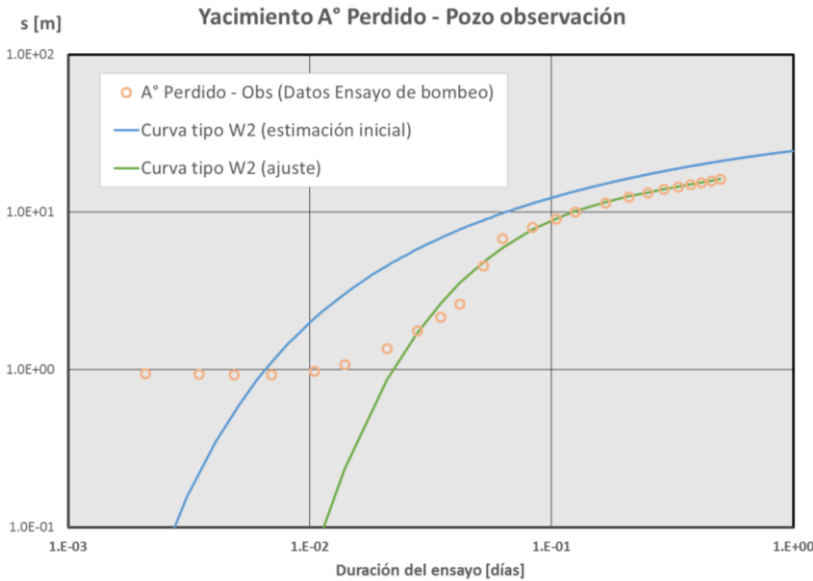


Figura 7. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W2DP en el sitio Arroyo Perdido

En estos últimos casos las distancias a los pozos de bombeo fueron similares al primer caso (entre 15 y 30 m) y en todos se insinúa la transición desde el aporte temprano de la red de fisuras hasta la estabilización de la cesión de agua de la componente primaria, en especial, cuando los ensayos se han podido prolongar lo suficiente como es el caso del ensayo realizado en el Yacimiento Puesto Alvear (Figura 5).

Finalmente, los parámetros de la Función de Transferencia que surgen de los ajustes realizados son los siguientes:

Tabla 2. Parámetros de la Función de transferencia matriz -fisura

Sitio ensayado	C [1/día]	α [1/m ²]	b [m]
Cerro Solo	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	97,7
Puesto Alvear	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	98,0
El Molino	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	60,0
Arroyo Perdido	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	75,0

Conclusiones

Se ha podido comprobar mediante la aplicación de la solución analítica aportada por De Smedt (2011) que la doble porosidad es una propiedad liminar del acuífero bajo estudio.

En efecto, la identificación de los parámetros de la función de transferencia matriz-fisura (Tabla 2) aporta un conocimiento adicional que es susceptible de ser escalado desde sus valores locales (definidos mediante los ensayos de bombeo) a una distribución regional que mejore la modelización del flujo en estos acuíferos complejos. El mismo concepto puede extenderse a los valores de los parámetros mostrados en la Tabla 1, diferenciando en forma explícita los rangos de cada componente (matriz-fisura) del sistema acuífero.

Finalmente, se abre así la posibilidad de utilizar la estimación y la simulación geoestadística de los parámetros que definen dicha función de transferencia de forma tal de lograr un tratamiento adecuado de la fuerte anisotropía y heterogeneidad del medio subterráneo estudiado.

Bibliografía

Barenblatt, G.I., Zheltov, Iu.P. y Kochina, I.N. (1960). Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics*, 24(5):1286-1303.

Bianchi, R. E. (1995). Informe estructural del Yacimiento Cerro Solo. Comisión Nacional de Energía Atómica. Gerencia de exploración. Departamento Regional Patagonia. (Inédito)

De Smedt, F. (2011). Analytical solution for constant-rate pumping test in fissured porous media with double-porosity. *Transport in Porous Media*, 88:479-489.

Hernández, M., Romanazzi, P., González, N. y Trovatto, M. M., (2012). Estudio Hidrogeológico del Distrito Uranífero Pichiñán Este, Paso de Indios, Provincia del Chubut. *Informe Final*. Laboratorio de Hidrología, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina.

Análisis comparativo de la estimación de la recarga regional espacialmente distribuida en un acuífero volcánico

Javier Salas-García¹, Jaime Garfias Soliz², Hilario Llanos Acebo³, Richard Martel⁴ y Luvina Bibiano⁵

Palabras clave: zona no saturada, recarga, modelación

Resumen

La recarga o infiltración eficaz, definida como el agua que transita desde la superficie del terreno hacia la zona saturada a través de la zona no saturada, es una componente fundamental para entender el ciclo hidrológico y la gestión de los recursos hídricos. Por ello, en el presente estudio se ha efectuado un análisis combinado, a nivel local y regional, de la cuantificación de las tasas de recarga en el acuífero del valle de Toluca.

El estudio incluye la estimación a nivel local del flujo del agua que se infiltra por gravedad en la ZNS mediante la simulación numérica del flujo en medios parcialmente saturados. Así mismo, incluye la caracterización de las curvas de saturación-permeabilidad relativa a partir de los datos medidos, almacenados y transmitidos por un sistema electrónico desarrollado a tal efecto.

¹ Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), Cerro Coatepec s/n CU, 50130 Toluca, México, jsalas@uaemex.mx

² Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), Cerro Coatepec s/n CU, 50130 Toluca, México, jgarfiass@gmail.com

³ Universidad del País Vasco, Departamento de Geodinámica, Juan Ibáñez de Santo Domingo s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz, País Vasco, gpplach@ehu.es

⁴ Institut National de la Recherche Scientifique. Centre Éau, Terre & Environnement, 490 de la Couronne, Québec (Qc), G1K 9A9, Canada, Richard.Martel@ete.inrs.ca

⁵ Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), Cerro Coatepec s/n CU, 50130 Toluca, México, luvinabibiano@gmail.com

Simultáneamente se integran los resultados locales al análisis regional, considerando la estimación de la evapotranspiración real como función de los parámetros establecidos en la ZNS y teniendo en cuenta los datos meteorológicos y de percepción remota.

El promedio de la lámina de recarga estimada es de $103 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$, lo que representa un volumen de $218,03 \text{ Mm}^3\cdot\text{año}^{-1}$, siendo las principales áreas de recarga el Nevado de Toluca y la sierra de Las Cruces, mostrando una especial significación esta última por el elevado volumen aportado a la recarga. La aplicación de la metodología expuesta permite aprovechar los recursos tecnológicos y las ventajas que ofrece la percepción remota a través de la calibración con datos locales, lo que posibilita la obtención de valores de la recarga distribuidos espacialmente.

Introducción

La recarga o infiltración eficaz, definida como el agua que se desplaza desde la superficie del terreno hacia la zona saturada, es una componente básica para entender el ciclo hidrológico y la gestión de los recursos hídricos (Scanlon *et al.*, 2002). Dado que representa la renovabilidad de los acuíferos, su conocimiento resulta imprescindible para garantizar la sostenibilidad y disponibilidad de los recursos subterráneos en el abastecimiento, así como para el mantenimiento de la biodiversidad de los ecosistemas asociados (Chiocchini *et al.*, 2010).

Mientras algunos estudios se centran en el cálculo de la recarga para la evaluación de los recursos hídricos (Vaccaro y Olsen, 2007; Bartolino, 2007), otros se concentran en estimar el transporte de contaminantes para establecer la vulnerabilidad a la contaminación de un acuífero (Liggett, 2008). En realidad la vulnerabilidad está controlada en gran medida por la recarga y el transporte de contaminantes en los acuíferos (Custodio, 1997), por lo que la delimitación de áreas con elevada recarga es primordial para definir las zonas vulnerables a la contaminación.

Dado que la medida directa de la recarga es extremadamente difícil, su cálculo se efectúa comúnmente de manera indirecta. La incertidumbre asociada a cada método corrobora la necesidad de aplicar varias técnicas para aumentar la fiabilidad en sus estimaciones y para contrastar los resultados (Scanlon *et al.*, 2002; Coes *et al.*, 2007). En general, la recarga es mayor en regiones sin

vegetación que con ella y en zonas de cultivos cíclicos y de pastos que con árboles y arbustos, por lo que la información sobre el uso de suelo y su cubierta es importante para su evaluación (Scanlon *et al.*, 2002).

De particular interés en regiones áridas y semiáridas es la influencia de la variabilidad de la recarga, asociada, sobre todo, a eventos de precipitación de corta duración que exceden con mucho a la evapotranspiración y que inducen a una mayor incertidumbre en la estimación de la infiltración. Por ello, es necesario, además, abordar su variabilidad espacial y temporal para mejorar el entendimiento de los sistemas de flujo, local y regional, de las aguas subterráneas (Carrera-Hernández y Gaskin, 2008).

A menudo es difícil determinar la técnica que proporcione estimaciones más fiables de la recarga; una forma es llegando a tener una comprensión lo más profunda posible de los atributos de las diferentes técnicas existentes y considerando la utilización de métodos para reducir la incertidumbre (Misstear *et al.*, 2008). En tal sentido, dada la complejidad de los procesos que condicionan la recarga en un acuífero, así como su importancia en el uso sustentable de los recursos hídricos a largo plazo, este trabajo tiene la finalidad de cuantificar las tasas de recarga mediante un enfoque combinado de análisis local y regional en el acuífero del valle de Toluca, zona que en las últimas décadas esta ha sido objeto de la sobreexplotación de su acuífero subyacente, generando a su vez una compleja problemática ambiental y socioeconómica.

Descripción de la zona de estudio

La zona de estudio, localizada en el sector central del estado de México (Figura 1), está constituida por un extenso valle que forma parte de la cabecera del sistema hidrológico del río Lerma. Con una elevación media de 2.600 msnm, está subdividido en dos cuencas, la de Ixtlahuaca/Atlacomulco al Norte y la del valle de Toluca al Sur (Figura 1). Esta última, sobre la que se desarrolla la presente investigación, se encuentra rodeada, entre otras, por las elevaciones topográficas de las sierras de Monte Alto-Las Cruces (4.002 msnm) y del Nevado de Toluca (4.558 msnm) que determinan la divisoria hidrográfica principal (DGCOH, 1997).



Figura 1. Localización del área de estudio en el entorno de la cabecera del río Lerma.

El valle de Toluca se encuentra intersectado por el río Lerma y sus afluentes, cuyo nacimiento tiene lugar en los manantiales existentes hacia la base del volcán Tezontle en la región de Tenango del Valle, dando origen a la actual laguna de Almoloya (Figura 1). Sin embargo, en 1943 además de la laguna de Almoloya existían otros dos cuerpos superficiales de agua, lagunas de Tultepec y San Bartolo, las cuales cubrían una superficie de 10.700 ha, pero que con el paso del tiempo han visto mermado su tamaño hasta su desaparición, pasando el cauce del río Lerma a representar la condición de colector, cuyas aportaciones se transfieren hasta la presa de Antonio Alzate (Figura 1).

Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales del valle se integran en dos niveles acuíferos principales. El acuífero inferior, de carácter semiconfinado, consiste en una combinación de depósitos vulcanoclásticos de entre 100 y 400 m de espesor asociados a una extensa formación basáltica (CNA, 1996). El acuífero superior, en parte libre y en parte semiconfinado, está representado principalmente por sedimentos aluviales heterogéneos, intermitentemente separados del acuífero inferior por materiales arcillosos de naturaleza impermeable, y ocasionalmente recubiertos por depósitos discontinuos

asociados a la actividad fluvial reciente. El acuífero superior tiene una representación variable, máxima hacia el centro del valle con alrededor de 100 m de potencia, que disminuye hasta su desaparición en las zonas aledañas a los límites de la divisoria principal de la cuenca.

La mayoría de los pozos de extracción, cuyas rejillas se extienden en ambos acuíferos, abastecen de agua a los núcleos poblacionales locales, a la agricultura y a la industria, además de servir como dotación adicional importante a la ciudad de México (DGCOH, 1997). Los principales problemas ambientales se relacionan por un lado con el déficit existente entre la oferta y el actual nivel en la demanda del agua, lo que genera la sobreexplotación del acuífero, y, por otro, con los altos niveles de contaminación de origen agrícola, industrial y urbano, así como con la insuficiencia de una infraestructura para el tratamiento de aguas residuales y el mantenimiento de los cuerpos de agua superficial (Calderhead *et al.*, 2011 y 2012).

En consecuencia, la sobreexplotación del acuífero se ha materializado en una reducción del almacenamiento del agua y, por ende, en un descenso de los niveles estáticos. Este fenómeno ha dado lugar a significativos descensos del terreno en los últimos 50 años, que se han manifestado puntualmente por la generación de múltiples fracturas y por la ocurrencia de fenómenos de colapso en superficie, problemas todos ellos asociados a la disminución del almacenamiento del acuífero y a la consiguiente reactivación del sistema de fallas que interceptan la región. El proceso de sobreexplotación del acuífero conlleva varios procesos; de hecho se cree que el descenso progresivo del nivel freático por efecto de la extracción de agua subterránea ha contribuido, en diversas formas, a la desaparición y/o a la desecación parcial de los cuerpos superficiales de carácter lacustre. Por todo ello, la estimación, tanto cualitativa como cuantitativa, de la distribución espacial de las tasas de recarga en el acuífero es de particular interés en el presente estudio al objetivo de evaluar el alcance de estos problemas y proponer soluciones.

Cuantificación regional de la recarga

La secuencia del procedimiento para estimar la recarga espacialmente distribuida en el acuífero del valle de Toluca integra un análisis combinado local y regional. En una primera etapa se estimó de manera puntual el flujo de agua

en la zona no saturada en base a mediciones de campo efectuadas en tres pozos de monitoreo multinivel y el modelo HYDRUS-1D. En una segunda etapa se asocia la recarga potencial en superficie como un parámetro de calibración, cuyo ajuste debe reproducir las curvas de humedad en la zona no saturada y las constantes de regresión para estimar la evapotranspiración real. En tal sentido, la infiltración en superficie constituye la variable común que asocia ambas ecuaciones, cuya solución simultanea da lugar a una estimación de la recarga definida espacialmente a partir de una malla de 30 x30 m.

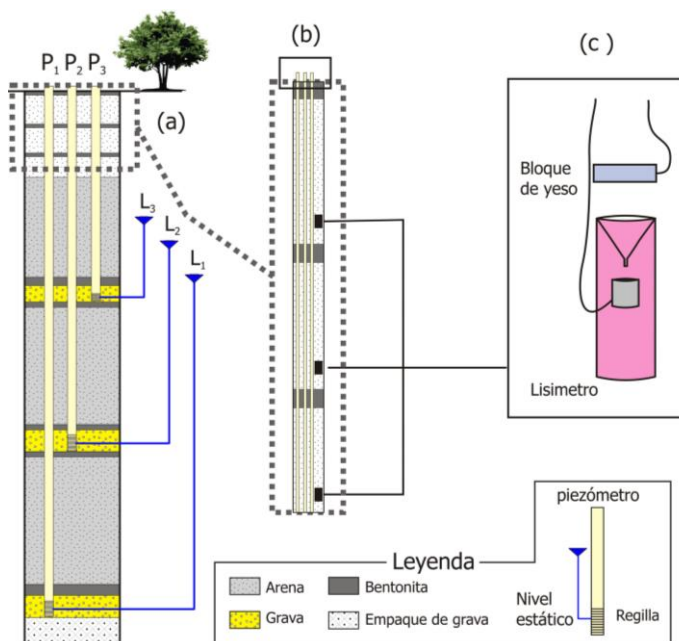


Figura 2. Diagrama de la instrumentación de los pozos de monitoreo: (a) perfil estratigráfico y piezómetros en zona saturada, (b) esquema de instalación de los dispositivos en la zona no saturada y (c) detalle de los dispositivos.

Simulación del flujo en un medio parcialmente saturado

La primera etapa del estudio comprende la instrumentación de la zona no saturada con 5 multipiezómetros multinivel (Figura 1), de los cuales 4 fueron

instalados en las áreas de recarga del acuífero del valle de Toluca, en tanto que un quinto fue instalado en el punto topográficamente más bajo del mismo. En cada uno de ellos, se instalaron a diferentes niveles piezómetros en la zona saturada y dispositivos en la no saturada compuestos por bloques de yeso y lisímetros para determinar las propiedades hidráulicas del suelo, tales como el contenido de humedad y su grado de infiltración (Figura 2). De los 5 pozos de monitoreo instalados solo en tres de ellos se tuvo éxito con la instrumentación (MP1, MP2 y MP5); el reducido espesor de la zona saturada, en un caso (MP3), y perturbaciones diversas en las condiciones hidráulicas del sistema de flujo, en otro (MP4), desaconsejaron su utilización. Los detalles de la instalación, tanto en la zona saturada como en la no saturada pueden ser consultados en Salas (2012).

En una segunda etapa, se analizaron los procesos que gobiernan la infiltración, identificando la contribución relativa de las propiedades hidráulicas del suelo y el grado de influencia del uso del suelo en el flujo preferencial de la zona no saturada. Para ello, se utilizó el modelo HYDRUS 1D (Šimůnek y Hopman, 2009) lo que permitió simular el flujo vertical en 1D, asumiendo la aplicabilidad de la ecuación de Richard para flujo en medios parcialmente saturados de acuerdo con:

$$\frac{\partial \theta(\psi)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad (1)$$

siendo ψ el potencial de succión (L), θ el contenido volumétrico de humedad ($L^3 L^{-3}$), t el tiempo, z la coordenada espacial positiva hacia arriba (L), S el volumen de agua removido por la capa vegetal por unidad de tiempo ($L^3 L^{-3} T^{-1}$) y $K(\psi)$ la conductividad hidráulica no saturada en función del potencial de succión. La solución de esta ecuación requiere el conocimiento de la curva característica de humedad y la conductividad hidráulica en función de la presión de succión $K(\theta)$. Dichas variables se definieron aplicando las relaciones de van Genuchten–Mualem (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980) a los parámetros obtenidos mediante las ecuaciones de pedotransferencia incluidas en el código ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001).

Las condiciones iniciales para la simulación de un año hidrológico se establecieron a partir de una simulación previa correspondiente a un período de dos años. Este procedimiento se basó en la premisa de que los valores del contenido de humedad, conductividad hidráulica y potencial de succión se

repiten cíclicamente con carácter anual. En la parte inferior se asumió una condición de frontera de drenaje libre que se adecua muy bien a condiciones donde el nivel estático es profundo, y en la parte superior se impuso una condición de frontera de segundo orden, es decir, de flujo, que representa la recarga potencial que efectivamente ingresa a la zona vadosa del dominio de simulación. La recarga potencial constituye la variable dependiente en la ecuación del balance hidrometeorológico y permite definir las constantes de regresión para estimar la evapotranspiración real (ETR) cuando se asocia con un parámetro de calibración, cuyo ajuste permite reproducir las curvas de humedad estimadas en el campo.

De este modo, en cada piezómetro la recarga potencial en superficie es función de la precipitación (P), la evapotranspiración real (ETR) y la escorrentía superficial (Esc). La precipitación (P) y la escorrentía superficial (Esc) se establecen en base a la información hidrometeorológica existente y la evapotranspiración real a partir del método propuesto por Wang (Wang *et al.* 2007) en función de la temperatura ambiental promedio, T_{pro} (°C), del índice de vegetación diferencial normalizado (NDVI) y de la radiación solar neta (R_n) mediante la siguiente expresión:

$$ETR = R_n (a_0 + a_1 NDVI + a_2 T_{pro}) \quad (2)$$

donde a_0 , a_1 y a_2 representan los coeficientes de regresión, que se determinan simultáneamente por calibración con la curva de humedad del suelo obtenida con los dispositivos instalados en la zona no saturada. En la fase de calibración del modelo se utilizó un proceso iterativo que proporciona la mejor combinación de dos conjuntos de valores, permitiendo optimizar el ajuste del contenido de humedad simulado respecto a los valores medidos en los pozos. El primer conjunto está integrado por los parámetros de la formulación de van Genuchten (1980), correspondientes a las características hidráulicas de los materiales en los pozos de monitoreo, y el segundo lo constituyen los coeficientes de regresión para el cálculo de la ETR (ecuación 2). Como indicadores estadísticos, para evaluar en esta fase de calibración el grado de ajuste entre la respuesta del modelo HYDRUS 1D respecto a los datos medidos, se utilizaron los índices de acuerdo (d) y de Nash-Sutcliffe (NS), así como el coeficiente residual BIAS (Beldring, 2002; Harmel y Smith, 2007).

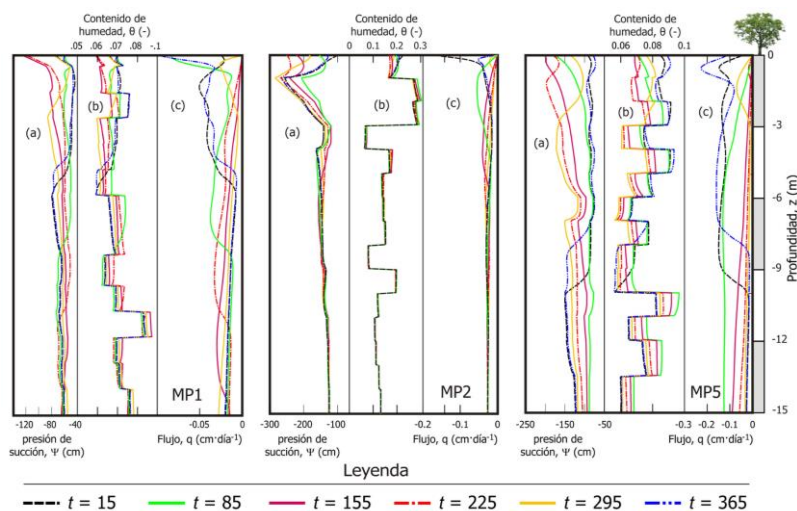


Figura 3. Perfiles resultantes de la aplicación del modelo HIDRIS 1D en la zona no saturada de los pozos de monitoreo MP1, MP2 y MP5 en función de la profundidad para seis pasos de tiempo: (a) presión de succión, (b) humedad y (c) flujo.

Análisis regional de la recarga

El objetivo principal del análisis a escala local ha sido obtener los valores de los coeficientes de regresión para determinar la evapotranspiración real (*ETR*), evaluación que se establece en los tres pozos de monitoreo considerados como representativos de los distintos sectores de la cuenca del valle de Toluca. Por lo tanto, considerando la estimación de la *ETR* (ecuación 2), así como los valores de la precipitación (*P*) y la escorrentía (*Esc*) distribuidas espacialmente, la recarga potencial (*R*) se determina en una malla de 30x30 m a partir de la ecuación de balance hidrometeorológico, tal que:

$$R = P - ETR - Esc \quad (3)$$

siendo *P* la precipitación, *ETR* la evapotranspiración real y *Esc* la escorrentía superficial. El cálculo de los términos de la derecha de la ecuación anterior requiere de datos meteorológicos y del terreno. En lo que respecta a la *P*, se consideraron los obtenidos tras un proceso de completado de series correspondientes a un conjunto de 39 estaciones meteorológicas ubicadas en el

interior del valle de Toluca. Los valores de la ETR se calcularon mediante una regresión lineal incluyendo datos satelitales e información procedente de estaciones meteorológicas, cuyos coeficientes de regresión fueron obtenidos puntualmente con los datos de los tres pozos de monitoreo mediante un proceso de calibración simultáneo. Finalmente, los valores de la E_{sc} se estimaron a partir de los obtenidos por Calderhead *et al.*, (2012), de modo que solo se consideran valores positivos de la E_{sc} cuando los valores de la P exceden los valores de la ETR, de otra manera se tienen inconsistencias con valores negativos de la recarga potencial (R). Para el periodo de análisis se consideró un ciclo hidrológico que se inicia en septiembre del 2011 y termina en agosto del 2012.

Análisis y discusión de resultados

Para la estimación de la recarga con carácter puntual fue necesaria la instalación de dispositivos a diferentes niveles de la zona no saturada en cada uno de los tres piezómetros de control, lo que permitió establecer en cada caso los perfiles de humedad del suelo (θ) y el flujo (q) registrado en el lisímetro correspondiente (Figura 2). Dichos valores fueron contrastados en el proceso de calibración con las curvas simuladas con el modelo HYDRUS 1D, cuyos resultados, tras el proceso de ajuste, se muestran bajo la forma de perfiles en función de la profundidad para seis diferentes pasos de tiempo. En la Figura 3 se muestran la presión de succión (ψ), el contenido de humedad (θ) y el flujo (q) en los pozos de monitoreo MP1, MP2 y MP5.

Los índices de ajuste entre las curvas de los perfiles de humedad del suelo (θ) y el modelo HYDRUS 1D muestran resultados variados, tanto entre los distintos multipiezómetros como a las distintas profundidades donde fueron instalados los dispositivos. En general los mejores ajustes se obtienen en las localizaciones más someras, decreciendo la bondad del ajuste a medida que el perfil de humedad se prolonga en profundidad. Además estas diferencias parecen incrementarse de manera sistemática, pero asumiendo una mayor diferencia entre el dispositivo medio y el inferior, lo que evidencia una mayor interferencia en los instrumentos para reproducir los contenidos de humedad. Esta condición también se hace patente entre los distintos puntos de control, particularmente en el piezómetro MP1, donde la medición más profunda

presenta un coeficiente de ajuste de Nash-Sutcliffe (NS) de -11,77, si los comparamos con los coeficientes, de -8,19 y -7,30, obtenidos para los mismos niveles en los piezómetros MP2 y MP5 respectivamente. Una respuesta similar se obtiene al analizar el índice de acuerdo (d) y el residual BIAS, pudiéndose considerar, en términos generales, que la calibración de los parámetros de la formulación de van Genuchten (1980) puede ser considerada como una estimación razonable.

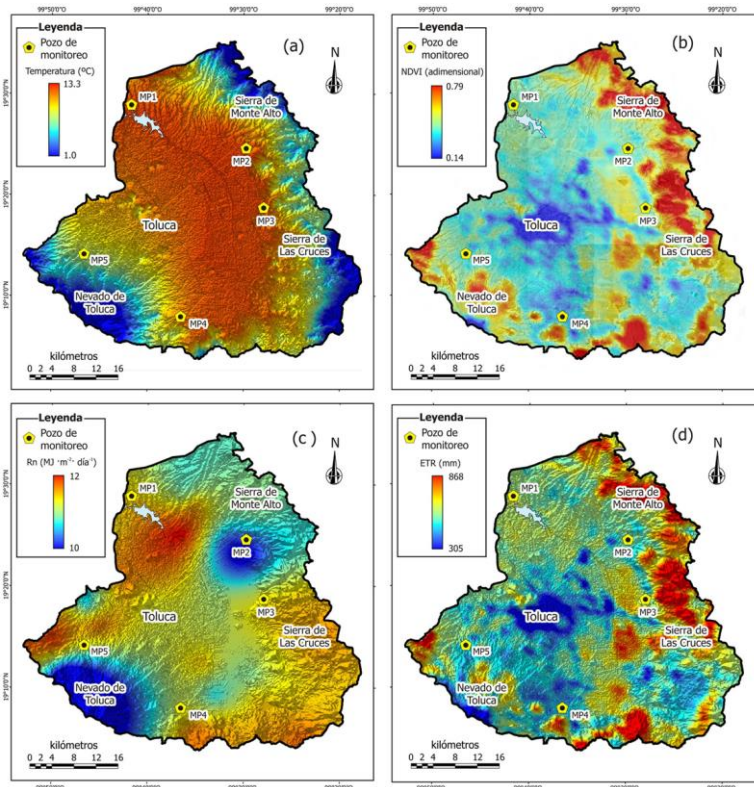


Figura 4. Distribución espacial de las componentes de la ecuación de balance en la cuenca del valle de Toluca: (a) temperatura media (T_{med}), (b) índice diferencial de vegetación normalizado ($NDVI$) y (c) radiación solar neta (R_n), cuyos valores permitieron estimar (d) la evapotranspiración real (ETR)

Paralelamente al proceso de calibración precedente, se calcularon las constantes de regresión ($a_0=0,1308$, $a_1=0,432$ y $a_2=0,0036$) en base a la fórmula

de Wang (*Wang et al.*, 2007) para determinar la evapotranspiración real (*ETR*), que introducida en la ecuación de balance hidrometeorológico proporciona el valor de la recarga potencial constitutiva de la condición de frontera del modelo HYDRUS 1D. Concluida esta etapa adicional de calibración, el conjunto de parámetros definidos en los pozos de monitoreo (MP1, MP2 y MP5) son considerados representativos para definir la recarga potencial distribuida en el acuífero del valle de Toluca.

De acuerdo a los resultados de la simulación con el modelo HYDRUS 1D para el año hidrológico 2011-2012, los perfiles de la presión de succión (ψ) para los pozos MP1 y MP2 muestran un comportamiento más estable, confirmando, así mismo, la validez de la suposición del gradiente unitario (Figura 3). La forma de la curva cumple con esta condición en los tramos finales del perfil, excepto con cierta dispersión para el caso del pozo MP5 ubicado en las faldas del volcán de Toluca (Figura 1). Se trata de una zona en la que las propiedades hidráulicas de los materiales presentan condiciones más favorables para la circulación del agua subterránea, condicionando velocidades del flujo fluctuantes en función de la intensidad de los eventos de recarga en superficie, lo que podría explicar la variabilidad del perfil. Por su parte, los perfiles del contenido de humedad (θ), en general, presentan una variabilidad sobre todo el dominio considerado, que también está asociada a la estratigrafía de cada pozo de monitoreo (Figura 3). Por último, el perfil del flujo simulado (q) no muestra una tendencia bien definida, cuya forma varía indistintamente en todos los casos, pero con una tendencia más dispersa para el caso del pozo MP5. En este caso las condiciones de la recarga, así como la naturaleza de los materiales que integran la estratigrafía del pozo, parecen tener una influencia decisiva en el comportamiento del flujo en esta región.

Una vez definidas las variables independientes (P , ETR , Esc) de la ecuación de balance, se estimó la recarga potencial de manera distribuida para el conjunto del valle de Toluca sobre una malla de elementos cuadrados de 30 m de resolución. En la Figura 4 se muestra la disposición de parámetros involucrados en el proceso de cálculo, tales como la temperatura media (T_{med}), el índice diferencial de vegetación normalizado ($NDVI$) y la radiación solar neta (R_n), que en una primera fase permitieron estimar la evapotranspiración real (ETR). Es necesario reseñar que dichos parámetros constituyen elementos críticos en la estimación de la recarga potencial, cuya distribución condiciona la magnitud del volumen de la recarga y en definitiva el almacenamiento del sistema acuífero.

La distribución espacial de la temperatura media anual (T_{med}) en el valle de Toluca fluctúa entre los 13,3°C en las planicies de la parte central del valle y 1°C en la cima del Nevado de Toluca, a una altitud de 4.558 *msnm* (Figura 4a). Los valores del *NDVI* en las zonas boscosas de la periferia presentan una mayor magnitud que en la parte central correspondientes con zonas urbanas de escasa vegetación, pudiéndose apreciar un rango de variación de 0,79 a 0,14 entre las primeras y segundas zonas, respectivamente (Figura 4b).

Los valores mayores de la radiación solar neta (R_n) se presentan al Norte de la ciudad de Toluca y los menores en el Nevado de Toluca y en el sector ubicado en torno al pozo de monitoreo MP2, distribuyéndose entre un mínimo de 10 y un máximo de 12 MJ·m²·día⁻¹, con un valor medio de 11,56 MJ·m²·día⁻¹ (Figura 4c). Estos valores guardan cierta similitud con el trabajo de Campos-Aranda (2006), quien en su análisis utilizó 54 observatorios meteorológicos principales y 123 estaciones climatológicas en la República Mexicana, definiendo un promedio anual para la ciudad de Toluca de 10,71 MJ·m²·día⁻¹.

En lo que respecta a la evapotranspiración real (*ETR*) los valores mayores se concentran en las zonas con vegetación de las sierras orientales y al Sur en las elevaciones circundantes a Tenango del Valle (Figura 4b). Así mismo, se notan valores importantes, aunque inferiores en las laderas del volcán de Toluca, situación que puede deberse a la deforestación que afecta a la zona, encontrándose los más bajos en las zonas urbanas, principalmente concentradas alrededor de la ciudad de Toluca.

Como ya se ha adelantado, los valores de estas variables, definidos espacialmente en celdas de 30 m x 30 m e integrados en la ecuación de balance hidrometeorológico, permiten definir la distribución de la recarga potencial en el valle de Toluca. A fines de comparación, la Figura 5a muestra la distribución de la recarga media anual (*R*) establecida a partir del modelo HELP en una investigación anterior (Calderhead *et al.*, 2012), en tanto que la Figura 5b representa la recarga potencial estimada en este estudio. En ambos casos las principales áreas de recarga coinciden básicamente con las zonas próximas al borde de la cuenca, pero mostrando una mayor definición, si cabe, en el presente caso que concede una mayor importancia a las inmediaciones del volcán de Toluca y a las sierras de Monte Alto y Las Cruces como principales zonas de recarga del acuífero. Como zonas de menor importancia destacan principalmente las recorridas por el curso principal del río Lerma desde su nacimiento, así como la planicie limítrofe con la inmediata cuenca de Ixtlahuaca/Atlacomulco.

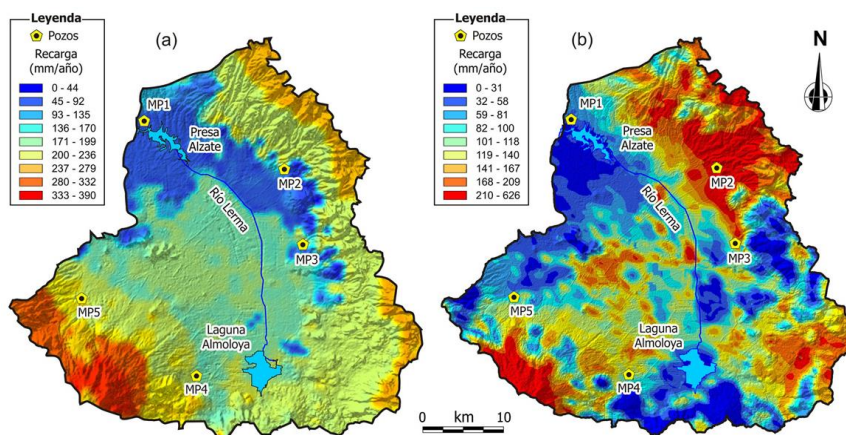


Figura 5. Distribución espacial de la recarga media anual (R) en el valle de Toluca evaluada a partir de: (a) modelo HELP (Calderhead *et al.*, 2012) y (b) balance hidrometeorológico combinado con la simulación del flujo del modelo HYDRUS 1D

En la investigación en base al modelo HELP (Figura 5a) la lamina media de recarga fue de 178 mm/año, con un volumen de 376,2 Mm³/año, en tanto que en el presente estudio es de 103 mm/año, lo que supone un volumen de recarga, inferior, de 218,03 Mm³/año. La diferencia entre ambas estimaciones (73%) parece deberse al hecho de que en el primer caso la mayoría de las variables fueron promediadas o asumidas a partir de los resultados de otros estudios, restándoles la representatividad que corresponde a las distintas áreas que integran el valle de Toluca. Otras estimaciones de la recarga varían entre los 256 y 430 Mm³/año calculados, respectivamente, en base a las fluctuaciones de los niveles estáticos (CNA, 1996) y utilizando la técnica del coeficiente uniforme de infiltración vertical (GTZ-CNA, 2004). Dichas estimaciones tienen un mayor rango de incertidumbre básicamente por el tipo de datos que alimentan estos procedimientos, situación que les resta la validez y la representatividad que se requiere. Así mismo, hay que reseñar que el valor obtenido en el presente estudio corresponde a la recarga potencial por efecto de la precipitación, sin considerar los aportes de las fugas en las redes de distribución de agua potable, el retorno por riego agrícola y la recarga horizontal, que en conjunto integran la recarga total.

Conclusiones

La marcada variabilidad espacio-temporal de los procesos involucrados en la recarga es uno de los aspectos que plantea mayores dificultades para su estimación. Una de las formas de acotar la incertidumbre consiste en la utilización del mayor número de técnicas complementarias posible, relacionadas con las propiedades hidráulicas de la zona no saturada. De este modo, el presente estudio centró su atención en el análisis combinado del flujo en la zona no saturada y el balance hidrometeorológico, con especial énfasis en la determinación de la evapotranspiración real (*ETR*).

La aplicación de la metodología expuesta permite aprovechar los recursos tecnológicos, así como obtener las ventajas que ofrece el monitoreo remoto realizado por satélites, a través de la calibración con datos locales. Esta armonía entre datos puntuales y regionales extiende las posibilidades que ofrece el monitoreo remoto. Los rasgos particulares de estas estimaciones son propios de cada método, pero muestran en común la importancia de analizar las propiedades hidráulicas de la zona no saturada, que en este estudio muestran una mayor incertidumbre en función de la profundidad.

En la cuenca del valle de Toluca se ha producido una intensa explotación de los recursos de agua subterránea, lo que ha ocasionado una serie de cambios en las fases que componen el ciclo hidrológico. En efecto, las principales modificaciones se manifiestan por una disminución de la recarga de agua superficial y del flujo lateral proveniente de las montañas circundantes que favorecen el incremento del drenaje superficial, debido a la despresurización de los sedimentos lacustres subyacentes como consecuencia de la sobreexplotación. Tradicionalmente existía la idea que la región que delimita el volcán Nevado de Toluca constituía la principal zona de recarga del acuífero; no obstante, los resultados muestran que la región de la periferia oriental comprendida entre la sierras de Las Cruces y de Monte Alto es también importante como zona de recarga e incluso, en términos volumétricos, es mayor su contribución al almacenamiento del sistema acuífero.

La definición, en cuanto a la resolución del método empleado en este estudio se refiere, es comparativamente mucho mayor que la de otros más convencionales, lo que permite identificar las zonas sensibles del territorio que requieren una especial atención, a pesar de que, por el contrario, las tasas de recarga obtenidas son menores que las proporcionadas por otros estudios realizados en la región. Como conclusión general, y a tenor del planteamiento

desarrollado en la presente investigación, es de esperar que los resultados obtenidos sean un catalizador y sirvan de utilidad en regiones similares, donde la determinación de la recarga sea vital en la determinación de la cantidad y sostenibilidad de los recursos del agua subterránea.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT, B330.523), al Ministerio de Relaciones Exteriores de Quebec, Canadá (MRI), al Consejo Mexiquense de Ciencia y Tecnología (COMECyT) y a la Universidad Autónoma del Estado de México (UAEM) por el apoyo financiero prestado para el desarrollo de la presente investigación

Bibliografía

Bartolino, J.R. (2007). *Assessment of areal recharge to the Spokane Valley - Rathdrum Prairie Aquifer, Spokane County, Washington, and Bonner and Kootenai Counties, Idaho*. US Geol. Survey. Report 5038, 38 pp.

Beldring, S. (2002). Multi-criteria validation of a precipitation-runoff model. *Journal of Hydrology*, 257: 189-211.

Calderhead, A., Therrien, R., Rivera, A., Martel, R., y Gárfias, J. (2011). Simulating pumping-induced regional land subsidence in a complex aquifer system. *Advances in Water Resources*, 34(1): 83-97.

Calderhead, A., Martel, R., Gárfias, J., Rivera, A., y Therrien, R. (2012). Pumping dry: an increasing groundwater budget deficit induced by urbanization, industrialization, and climate change in an over-exploited volcanic aquifer. *Environmental Earth Sciences Journal*, 66(7): 1753-1767.

Campos-Aranda, D. (2006). Aplicación del cociente de sequedad en la República Mexicana. *Tlaloc AMH*, 36(1): 13-23.

Carrera-Hernández, J.J., y Gaskin, S.J. (2008). Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: application to the basin of Mexico. *Journal of Hydrology*, 353: 228-246.

Chiocchini, U., Castaldi, F., Barbieri, M., y Eulilli, V. (2010). A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal springs, and their recharge areas, in Cimini Mountains–Viterbo area, central Italy. *Hydrogeology Journal*, 18: 1319–1341.

CNA. (1996). *Estudio de simulación hidrodinámica y diseño óptimo de las redes de observación de los acuíferos de Calera, San Luis Potosí y Toluca*. Comisión Nacional del Agua - Ariel Consultores, S.A. México, D.F., 308 pp.

Custodio, E. (1997). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: Custodio, E., M.R. Llamas y Samper, J. (ed.), *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. ITGE, Las Palmas de Gran Canaria, Madrid, 83-110.

DGCOH (1997). *Estudio de evolución de niveles piezométricos en la cuenca del Alto Lerma para el periodo 1985-1997: Informe Final*. Eteisa, S.A., 47 pp.

Gee, G.W., Fayer, M.J., Rockhold, M.L., Wierenga, P.J., Young, M.H., y Andraski, B.J. (1994). Variations in water balance and recharge potential at three western desert sites. *Soil Science Society of America Journal*, 58(1): 63-72.

GTZ-CNA. (2004). *Modelo de simulación hidrodinámica del acuífero del valle de Toluca, Estado de México*. Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit - Comisión Nacional del Agua, 125 pp.

Harmel, R.D., y Smith, P.K. (2007). Consideration of measurement uncertainty in the evaluation of goodness-of-fit in hydrologic and water quality modeling. *Journal of hydrology*, 337(3-4): 326-336.

Liggett, J.E. (2008). Comparison of approaches for aquifer vulnerability mapping and recharge modelling at regional and local scales, Okanagan Basin, British Columbia. *Thesis of Master of Science*, Univ. of Alberta, Canada, 214 pp.

Misstear, B.D.R., Brown, L., y Johnston, P.M. (2008). Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches. *Hydrogeology Journal*, 17: 693-706.

Mualem, Y. (1976). A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3): 513–522.

Salas, J. (2012). *Determinación espacial de la recarga mediante el diseño e instalación de instrumentación en pozos de monitoreo y simulación de la infiltración en la zona vadosa*. Centro Interamericano de Recursos del Agua (CIRA), Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México, 186 pp.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., y Cook, P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology J.*, 10: 18–39.

Šimůnek, J., y Hopmans, J.W. (2009). Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecological Modelling*, 220(4): 505–521.

Schaap, M.G., Leij, F.J., y van Genuchten, M.T. (2001). Rosseta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions, *Journal of Hydrology*, 251(3–4): 163–176.

Vaccaro, J.J., y Olsen, T.D. (2007). *Estimates of ground-water recharge to the Yakima River Basin aquifer system, Washington, for predevelopment and current land-use and land-cover conditions*. US Geological Survey, Report 5007, 30 pp.

van Genuchten, M.T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5): 892–898.

Wang, K., Wang, P., Li, Z., Cribb, M., y Sparrow, M. (2007). A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature, *Journal Geophys. Res.*, 112(D15): 1–14.

Influencia del clima y la construcción del embalse Santa Juana en la dinámica del sistema hidrogeológico del río Huasco (región de Atacama – Chile)

Ivonne Salas Rojas¹

Palabras clave: acuífero, embalse, clima, geoestadística

Resumen

La cuenca del Río Huasco ocupa un área de 9.850 km² y se sitúa en la Región de Atacama, específicamente en la provincia de Huasco, entre los paralelos 28°27'-29°33'S y los meridianos 71°11'-69°56'W (Weisner, 2007). La cuenca del río Huasco corresponde a un caso de estudio particular de una cuenca en una zona árida, en la cual hay un acuífero en contacto con un río y cuyo caudal ha sido alterado como consecuencia de la construcción de un embalse en su curso medio.

Esta zona se caracteriza por un clima de extrema aridez que se explica por la permanencia en el océano del Anticiclón del Pacífico, la corriente fría de Humboldt en la costa y la barrera orográfica que constituye la Cordillera de los Andes. La geología, del área de estudio se caracteriza por el afloramiento de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas que abarcan un rango de edad que va desde el Paleozoico hasta el Reciente.

Las rocas consolidadas más antiguas, forman parte del basamento de baja permeabilidad del valle del río Huasco sobre el que se han depositado gravas poco consolidadas que constituyen el acuífero principal, las rocas más antiguas corresponden a rocas metamórficas del Devónico – Carbonífero, correspondientes a esquistos cuarzo – micáceos de color gris verdoso y metareniscas cuarcíferas pardas, las cuales se encuentran intensamente

¹ Universidad Católica del Norte (Chile)

microplegadas y con abundantes vetillas de cuarzo (Godoy y Lara, 1998, en Welker *et al.*, 2006).

El objetivo general de este proyecto es determinar, de forma discriminada, el impacto del cambio climático y la construcción del embalse Santa Juana en la dinámica del flujo de las aguas superficiales y subterráneas, usando como herramienta un modelo hidrogeológico y geoestadístico para la investigación de este problema.

La geoestadística ofrece una manera de describir la continuidad espacial, que es una característica de los muchos fenómenos de la naturaleza, esperamos que el aporte de la geoestadística en el análisis del problema, para determinar el alcance de la estructura espacial que nos permita determinar el límite de tiempo de influencia de dos mediciones en el tiempo y cuál sería el aporte pepitico a esta estructura espacial, con lo cual podríamos establecer el nivel de aleatoriedad de dicha variable. Por lo tanto, al plantear el problema de investigación surgen las siguientes interrogantes a responder:

1) ¿Cómo incide el cambio climático en el flujo de agua en el acuífero del valle del río Huasco?;

2) ¿La construcción del embalse Santa Juana influye en la dinámica del flujo del agua subterránea?;

3) ¿La construcción del embalse de Santa Juana en la cuenca del río Huasco regula los efectos del evento Niño y en el flujo del acuífero?;

4) ¿Por qué los niveles piezométricos de los pozos situados aguas abajo del embalse, no muestran una respuesta clara del cambio de niveles después de la construcción del embalse? y

5) ¿Cómo el retroceso de los glaciares contribuye a la escorrentía del río Huasco y, por consiguiente, al flujo del agua subterránea?.

Para evaluar la relación entre la escorrentía del río Huasco, del embalse de Santa Juana y el flujo de las aguas subterráneas del valle de Huasco, se han analizado inicialmente las series de datos históricas de niveles piezométricos de 8 sondeos. Los primeros resultados indican que la construcción del Embalse Santa Juana produjo un cambio permanente en el régimen hidrológico del río y, posiblemente, impactó directamente en la circulación de las aguas subterráneas del acuífero, así como una clara conexión río – acuífero en dicha zona (Weisner, 2007).

El código BALAN: 25 años de experiencia en balances hídricos y estimación de la recarga subterránea en España y Latinoamérica

Javier Samper Calvete¹, Bruno Pisani Veiga¹, Miguel Ángel García Vera²

Palabras clave: balance hidrológico, recarga, recursos hídricos, VISUAL-BALAN

Resumen

La primera versión del programa BALAN fue desarrollada al final de la década de los 80 con el propósito de evaluar los recursos hídricos y la recarga a los acuíferos en el ámbito de la gestión de los residuos radiactivos. Sin embargo, el programa encontró rápidamente acogida en otros ámbitos de la hidrología, siendo ampliamente utilizado por técnicos e investigadores españoles y latinoamericanos como una herramienta para el cálculo del balance hídrico, la estimación de la recarga subterránea y en estudios de contaminación de acuíferos.

Algunas de las principales aplicaciones de BALAN son la planificación hidrológica, la evaluación de los recursos hídricos en zonas kársticas, los estudios hidrológicos para la gestión de residuos radiactivos de baja actividad, la caracterización hidrológica para el almacenamiento de residuos tóxicos, la hidrología de zonas húmedas, cuencas graníticas, zonas de montaña y zonas costeras y la evaluación de los impactos del cambio climático.

Desde la primera versión del programa BALAN documentada en 1988, pasando por la versión interactiva, VISUAL BALAN v1.0 realizada en 1999 y hasta la versión más reciente, GIS-BALAN, que incorpora el acoplamiento a un Sistema de Información Geográfica han transcurrido ya 25 años. En este trabajo se presenta una síntesis de las principales experiencias obtenidas de las aplicaciones de estas herramientas, se describen sus capacidades actuales y se enumeran las líneas de trabajo actuales y las previstas para los próximos años.

¹ E.T.S. Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Universidade da Coruña

² Confederación Hidrográfica del Ebro

Agradecimientos: El desarrollo de los programas BALAN y VISUAL-BALAN fue financiado por la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA). Una gran parte de las mejoras de BALAN, VISUAL-BALAN y GIS-BALAN se ha hecho en el marco de varios proyectos conjuntos entre la Confederación Hidrográfica del Ebro y la Universidad de La Coruña y con la financiación de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (proyectos: CGL2006-09080; REN 2003-8882). Se ha contado con financiación de la Xunta de Galicia dentro del Programa Consolidación e estruturación de unidades de investigación competitivas, modalidad de Grupos de referencia competitiva nº expte. 2012/181. Agradecemos a todos los que han contribuido a las mejoras del código.

Estudio hidrogeológico y análisis de la viabilidad del abastecimiento con aguas subterráneas en Santa María de Oia (Pontevedra)

Javier Samper Calvete¹, Acacia Naves García-Rendueles¹, Bruno Pisani Veiga¹, Alba Mon López¹, Luis Montenegro Pérez¹

Palabras clave: abastecimiento, modelo hidrometeorológico de balance, modelo numérico de flujo, análisis de alternativas

Resumen

El abastecimiento actual del municipio de Oia (Pontevedra) se realiza mediante pozos de barrena y traídas vecinales que captan manantiales bastante superficiales en la parte alta de la sierra granítica. Este sistema presenta problemas de garantía de suministro en épocas de estiaje prolongado. Dada la insuficiente disponibilidad de recursos hidrológicos superficiales en la zona y el coste excesivo de conectar el municipio a la red comarcal del Baixo Miño, que capta agua del Miño en Tui (Pontevedra), se ha estudiado la viabilidad del abastecimiento público municipal con aguas subterráneas.

Se ha utilizado un modelo hidrometeorológico de balance de agua elaborado con el código VISUAL BALAN (Samper *et al.*, 1999) para la estimación de la recarga al acuífero y la evaluación de los recursos subterráneos en la zona de estudio. Dichos recursos se cifran entre 0,18 y 0,26 hm³/año que son suficientes para las demandas de abastecimiento actuales y esperadas. Se ha realizado un estudio geológico e hidrogeológico de la zona para la definición de un modelo conceptual de flujo subterráneo.

Se ha elaborado un modelo numérico de flujo de la zona de estudio a partir del modelo conceptual desarrollado y utilizando el código de elementos finitos CORE2D (Samper *et al.*, 2003). Dicho modelo, una vez calibrado para las

¹ E.T.S. Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Universidade da Coruña

condiciones actuales, se ha utilizado para el análisis cuantitativo de los efectos de diferentes alternativas de explotación del acuífero:

- 1) Introducir mejoras en el sistema actual de captación;
- 2) Complementar el sistema actual mediante pozos de bombeo en las épocas de estiaje;
- 3) Sustituir el sistema actual por una batería de pozos.

Se propone el abastecimiento mediante una batería de pozos. Las simulaciones realizadas con el modelo de flujo indican que los descensos producidos con este esquema de bombeo serán moderados, sin intrusión de agua de mar y afectarán sólo de forma leve a otras captaciones próximas. Para la realización de este trabajo se ha contado con el apoyo de Aguas de Galicia de la Xunta de Galicia.

Análisis de los sistemas autónomos de abastecimiento de aguas subterráneas en Abegondo (A Coruña) y acciones demostrativas para la mejora de su sostenibilidad y la calidad del agua

Javier Samper Calvete¹, Acacia Naves García-Rendueles¹, Alba Mon López¹, Bruno Pisani Veiga¹, Luis Montenegro Pérez¹, José Martins Carvalho²

Palabras clave: calidad, perímetros de protección, modelo de flujo, recursos hídricos

Resumen

La dotación de servicios de agua en comunidades rurales dispersas y la implantación de las normativas europeas relativas a las aguas de consumo humano (Directiva 98/83/CE) y a la protección y gestión del agua (Directiva 2000/60/CE) constituyen un reto de gran calado. Actualmente en Galicia 650.000 personas consumen agua a través de soluciones autónomas desarrolladas espontáneamente en respuesta a las carencias históricas de la Administración.

El abastecimiento se resuelve en la mayor parte de los casos mediante pozos particulares o traídas vecinales que captan manantiales bastante superficiales. El agua subterránea de estas captaciones suele presentar signos de contaminación por nitratos y a veces no cumplen las directrices de la reglamentación técnico-sanitaria para aguas potables debido a contaminación bacteriológica. En municipios como Abegondo (A Coruña) la viabilidad técnico-económica de infraestructuras centralizadas está severamente limitada por factores como la gran dispersión de la población o las grandes inversiones necesarias para acometerlas.

¹ E.T.S. Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Universidade da Coruña

² Instituto Superior de Engenharia do Porto. TARH Lda.

En el marco de los proyectos Aqua Plann y Rural Supplies del Programa Life+ de la Unión Europea se han analizado en profundidad la realidad de los sistemas autónomos así como la viabilidad de su mejora como alternativa de abastecimiento de menor impacto sobre el medio natural y menor coste. Se han realizado acciones demostrativas de mejora de la calidad y aseguramiento de la calidad del agua de cinco fuentes públicas de Abegondo.

Se han llevado a cabo las siguientes tareas: (1) Estimación de la recarga al acuífero en la cuenca de cada fuente mediante un modelo de balance hidrológico utilizando el código VISUAL-BALAN (Samper *et al.*, 1999); (2) Seguimiento del caudal y la calidad del agua de las fuentes; (3) Obras de mejora y acondicionamiento de las captaciones: vallados, construcción de cunetas, sustitución de caños en mal estado, limpieza y desinfección, etc. y (4) Diseño de perímetros de protección de las captaciones mediante modelos numéricos de flujo subterráneo con el código CORE2D (Samper *et al.*, 2003).

El diseño de los perímetros de protección fue delimitado e incluido en el Plan General de Ordenación Municipal para la adecuación de los usos del suelo en su entorno. El seguimiento de la calidad del agua de las fuentes durante casi un año tras las acciones demostrativas muestra que se ha producido una reducción de la contaminación bacteriológica y de las concentraciones de nitratos. Se ha desarrollado un modelo hidrometeorológico de balance de agua en la zona sur del municipio, en la que no es viable la conexión al sistema de abastecimiento municipal, para la evaluación de recursos hídricos. A partir de la información disponible y la recogida en campo (seguimiento de la piezometría, análisis de muestras de agua, ensayos de permeabilidad, etc.) se ha definido el estado actual de las masas de aguas subterráneas y se ha establecido un modelo conceptual hidrogeológico.

Este modelo, una vez calibrado, se ha utilizado para: 1) Estudiar la sostenibilidad de las captaciones actuales y los caudales de explotación prolongada sostenibles máximos; 2) Determinar distancias mínimas entre captaciones y proponer normas para la extracción de aguas subterránea y 3) Definir zonas de protección de las captaciones frente a la contaminación por aguas residuales de uso doméstico y de origen agroganadero.

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos Aqua Plann y Life Rural Supplies del Programa LIFE+ (07/ENV/E/000826 y LIFE12 ENV/ES/000557) que ha contado con financiación de la Comisión Europea.

Estudio del papel de las aguas subterráneas para la prevención de inundaciones de la isla Fuvahmulah (República de Maldivas)

Javier Samper Calvete¹, Acacia Naves García-Rendueles¹, Alba Mon López¹, Bruno Pisani Veiga¹, Luis Montenegro Pérez¹, Fernando López Mera²

Palabras clave: modelo de flujo, modelo de balance, atolón

Resumen

La isla de Fuvahmulah es un atolón coralino situado en el archipiélago de las Maldivas en el Océano Índico. Este tipo de islas se forma habitualmente a partir de las barreras de coral que crecen alrededor de volcanes marinos, que en muchos casos terminan por sumergirse. Está formada por sedimentos producidos por la abrasión del mar en el coral y otros transportados por las corrientes desde otros lugares. La isla de Fuvahmulah tiene aproximadamente 5 km de longitud y 1,3 km de ancho. La mayor parte de su superficie está ocupada por dos lagunas, localmente conocidas como kilhis, que son humedales que incluyen una o varias lagunas, en los que se acumula gran parte del agua de lluvia. La población se asienta en la zona situada entre los kilhis y el océano que está más elevada.

En periodos de fuertes precipitaciones el nivel del agua en los kilhis sube y aumenta notablemente su superficie. El aumento de la población y la progresiva urbanización de la isla han causado que se produzcan inundaciones cada vez más frecuentes y graves en zonas habitadas, como consecuencia del aumento de la escorrentía. Existe un sistema de drenaje de los kilhis hacia el océano que no funciona adecuadamente. Una parte del agua de los kilhis se infiltra en el terreno y descarga subterráneamente en el océano.

La evaluación del flujo subterráneo en los kilhis requiere la utilización de modelos de flujo. Para ello, se elaboró el modelo conceptual hidrológico de la

¹ E.T.S. Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Universidade da Coruña

² Acuática Ingeniería Civil S.L.

isla, un modelo hidrometeorológico de balance de agua y modelos de flujo subterráneo para:

- 1) Contrastar el modelo conceptual del flujo subterráneo en la isla;
- 2) Cuantificar el flujo entre el kilhi y el océano y
- 3) Establecer la sensibilidad de los resultados a rangos aceptables de los parámetros del modelo (conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y recarga) y de las condiciones de contorno incluyendo la variación del nivel del mar y de los kilhis.

Se preparó también un modelo numérico de flujo 2D de una sección vertical entre un kilhi y el océano para el análisis de la relevancia del flujo vertical que considera diferentes capas sedimentarias con diferentes conductividades. Se elaboró un modelo numérico del flujo subterráneo 2D en planta de toda la isla para evaluar el caudal desde los kilhis al acuífero y su evolución en el tiempo.

Los resultados de los modelos numéricos de flujo subterráneo permitieron evaluar el caudal drenado por los kilhis hacia el Océano Índico para distintos niveles de agua en los kilhis.

Consideraciones sobre la variabilidad espacial y temporal de la interacción agua superficial-subterránea en el río Andarax (Almería)

Francisco Sánchez-Martos¹, Ángela Vallejos¹, Juan Gisbert¹, Luis Molina-Sánchez¹, Antonio Pulido-Bosch¹ y Francisco Navarro-Martínez¹

Resumen

El río Andarax presenta todas las variedades de corrientes de agua en su cauce (continuas, temporales y efímeras) a distinta escala temporal. En el área de cabecera se comporta como un río continuo, temporal en su zona media y efímero en la zona baja. La influencia del agua subterránea puede actuar en diferente sentido, aumentando o disminuyendo notablemente la cantidad y calidad del agua superficial.

Esta variabilidad está fuertemente influenciada por los dos principales acuíferos del área: el acuífero carbonatado de Sierra de Gádor y el acuífero detrítico del bajo Andarax. La influencia del acuífero carbonatado se manifiesta en el tramo medio-alto y su efecto más notable es la homogeneización de sus características fisicoquímicas de las aguas superficiales, conformando un tramo en el que río es permanente. Los efectos del acuífero detrítico se manifiesta en el tramo medio-bajo, donde las aguas superficiales muestran un carácter discontinuo y produce un notable aumento de la variabilidad de sus aguas, que alcanzan los contenidos salinos más elevados.

¹ G. I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Universidad de Almería, Campus Universitario, 04120 Almería, Spain, fmartos@ual.es, avallejo@ual.es, jgisbert@ual.es, lmolina@ual.es, apulido@ual.es, f.navarro.mtnez@gmail.com

Introducción

Las interacciones agua subterránea – superficiales en las áreas semiáridas son complejas y difíciles de estudiar. Entender esta interacción ayuda a comprender el comportamiento hidrológico de los ríos mediterráneos, ya que la presencia de agua en estos cauces está, en numerosas ocasiones, relacionada con la dependencia agua superficial – subterránea y la tipología del sustrato geológico. Por tanto, el conocimiento y la caracterización de sus peculiaridades hidrológicas son necesarios para la gestión y manejo del agua, acorde con unos principios de sostenibilidad. Históricamente estas masas de agua temporales no han estado integradas gradas plenamente en la gestión global del agua en la cuenca. De hecho no se encuentran suficientemente consideradas en normativas como la Directiva Marco del Agua. En áreas semiáridas el impacto puede ser muy significativo y que puede crear numerosos problemas desde el punto de vista de la gestión (Sophocleus, 2002). Además los parámetros físico-químicos se ven afectado por variables bióticas y abióticas, que pueden cambiar en el espacio y el tiempo (Munné y Prat, 2011; Bernal *et al.*, 2013). Estos cambios son especialmente significativos en el área mediterránea, donde las masas de aguas superficiales presentan un patrón estacional muy marcado desde el punto de vista hidrológico, biológico y de los procesos geoquímicas que podrían afectar a las condiciones de referencia físico-químicas (Sánchez Montoya *et al.*, 2009).

En las áreas semiáridas es frecuente el desarrollo de ríos temporales asociados con descargas de agua subterránea, lo que condiciona su grado de permanencia y muestra la dependencia agua superficiales-subterráneas (Carol *et al.*, 2010). Por lo que lo tanto es necesario considerar su grado de dependencia de las aguas subterráneas a la hora de considerarse sus necesidades ambientales (Tomlinson y Boulton, 2010). Dado que la interacción aguas superficiales-subterráneas puede ser muy significativa (Schot y Winter, 2006) es necesario tener un marco conceptual que considere adecuadamente todos estos procesos para la correcta gestión y conservación los recursos hídricos superficiales (van der Kamp y Hayashi, 2009).

El río Andarax constituye un buen ejemplo de ríos semiárido y posee una elevada variabilidad en la cantidad y calidad del agua. En su cuenca afloran materiales con litologías muy diversas y una gran complejidad tectónica. Todo esto junto a su climatología ha determinado que la dinámica hidrológica de los principales cauces posea una fuerte dependencia de las aguas subterráneas. El

río Andarax presenta todas las variedades de corrientes de agua en su cauce (continuas, temporales y efímeras) a distintas escala espacial y temporal. En el área de cabecera se comporta como un río continuo, temporal en su zona media y efímero en la zona baja. La influencia del agua subterránea puede actuar en diferente sentido, aumentando o disminuyendo notablemente la cantidad y calidad del agua superficial. Esta variabilidad está fuertemente influenciada por los dos principales acuíferos del área: el acuífero carbonatado de Sierra de Gádor y el acuífero detrítico del Bajo Andarax.

En este trabajo se aborda la interacción aguas subterráneas- superficiales en el río Andarax, analizándola desde un punto de vista hidrogeoquímico, centrándose en el cauce más extenso de la cuenca, donde se identifican y analizan las influencias de las aguas subterráneas sobre la presencia y el quimismo de las aguas superficiales y variabilidad espacial.

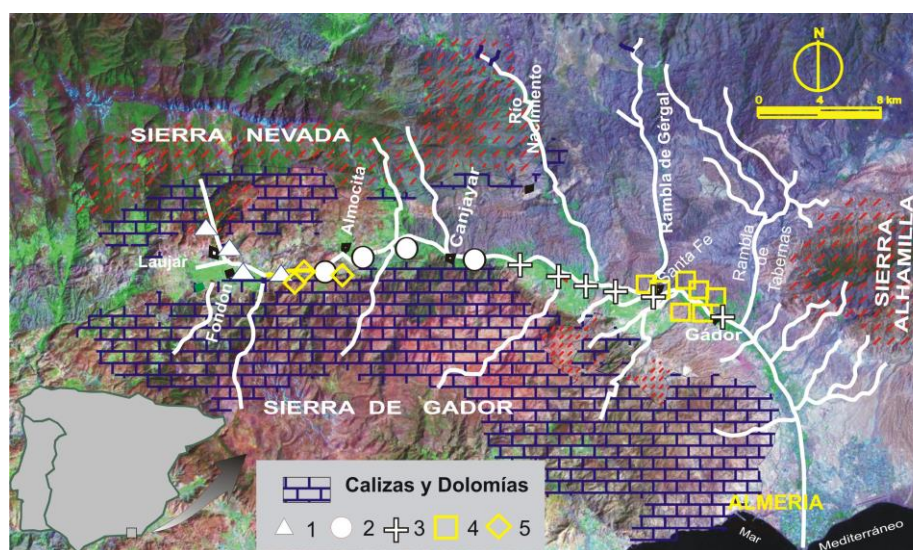


Figura 1. Situación de los puntos muestreado en el río Andarax. Aguas superficiales: (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área baja) y aguas subterráneas: (4: Acuífero Detrítico, 5: Acuífero Carbonatado).

Material y métodos

El río Andarax (Figura 1) es un cauce típicamente mediterráneo con una gran variabilidad interanual de su caudal. Únicamente presenta circulación superficial en Canjáyar durante el periodo Octubre-Junio y los caudales mensuales máximos se producen Febrero, Abril y Mayo lo que refleja un cierto régimen nival (Martín Vivaldi, 1983). Desde el punto de vista hidrogeológico se diferencian dos grandes acuíferos. El acuífero carbonatado está integrado por materiales calizo-dolomíticos aflorantes a lo largo del borde de la Sierra de Gádor. El acuífero detrítico se extiende a lo largo de todo el sector central del valle e incluye a los materiales aluviales y deltaicos, junto a los conglomerados arenoso-limosos deltaicos (Sánchez Martos, 1997).

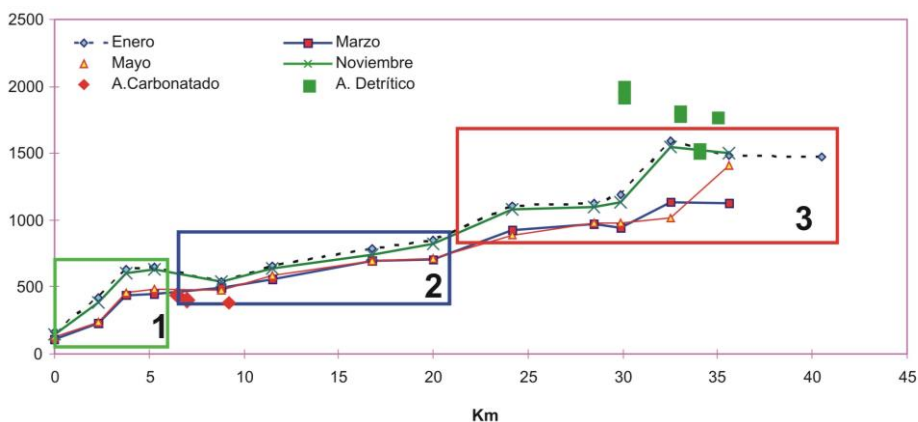


Figura 2 Evolución longitudinal de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), en las aguas superficiales del río Andarax. Los sectores señalados corresponden a los identificados en la figura 1.

En las aguas superficiales del río Andarax se tienen datos de 14 puntos distribuidos a lo largo de un tramo de 40 kilómetros de cauce, que se han obtenidos en cuatro muestreos realizados en un ciclo anual. Se han considerado 3 puntos acuíferos correspondientes a manantiales del acuífero carbonatado situados en el borde norte de Sierra de Gádor y próximos al río Andarax. En el acuífero detrítico se han considerado 7 puntos acuíferos en el tramo bajo y medio del río (ver situación en figura 1). Se han analizado los siguientes parámetros físico-químicos analizados son: conductividad eléctrica, Cl, SO_4 ,

HCO₃, Na, Mg, Ca y K. Un resumen de los parámetros estadísticos básicos se presenta en la Tabla 1.

Tabla 1 Resumen de los datos hidroquímicos de las aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del río Andarax. Grupos: Aguas superficiales (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área baja); Aguas subterráneas (4: Acuífero Detrítico, 5: Acuífero Carbonatado). C.E.: Conductividad Eléctrica, *máx*: máximo, *med*: media, *min*: mínimo y *STD*: desviación estándar. Contenidos iónicos (mg/L), Conductividad eléctrica (μS-cm⁻¹), rSO₄/rCl (meq/L).

Zona	C.E.	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	rSO ₄ /rCl	
1	421,0	7,0	17,0	13,0	60,0	4,6	80,0	172,0	14,4	<i>max</i>
	113,0	2,2	0,0	9,0	30,0	1,8	14,0	132,0	3,5	<i>min</i>
	228,0	4,4	3,5	11,3	39,8	3,0	39,9	157,9	9,7	<i>med</i>
	117,3	1,6	5,7	1,4	11,8	1,1	26,0	13,3	4,7	<i>STD</i>
2	820,0	43,7	18,0	48,0	121,0	23,0	256,0	401,0	9,4	<i>max</i>
	436,0	5,7	0,5	19,0	65,0	7,1	75,6	180,0	5,2	<i>min</i>
	618,6	12,6	6,8	32,0	89,0	13,4	139,3	259,5	7,7	<i>med</i>
	118,8	8,5	5,8	10,0	18,8	5,4	62,3	60,0	1,3	<i>STD</i>
3	1594,0	75,0	19,0	135,0	208,0	90,0	634,0	427,0	9,0	<i>max</i>
	890,0	13,5	3,0	57,1	96,0	22,2	266,5	270,0	4,5	<i>min</i>
	1177,7	39,9	8,3	85,9	150,0	52,9	443,3	320,7	6,8	<i>med</i>
	226,7	20,0	5,1	21,9	33,4	23,4	109,4	49,8	1,6	<i>STD</i>
4	449,0	8,0	0,8	26,2	66,3	8,9	57,0	256,2	0,3	<i>max</i>
	419,0	3,6	0,6	25,7	53,0	5,0	33,0	146,4	0,2	<i>min</i>
	436,3	5,8	0,7	26,0	60,4	7,3	46,7	215,2	0,3	<i>med</i>
	15,5	2,2	0,1	0,2	6,8	2,0	12,3	59,9	0,1	<i>STD</i>
5	2010,0	113,8	6,8	97,4	267,0	160,0	820,0	357,0	4,3	<i>max</i>
	1510,0	80,9	4,3	39,7	153,4	106,0	504,0	183,0	2,7	<i>min</i>
	1767,4	98,8	4,9	73,3	199,9	130,4	644,3	271,4	3,7	<i>med</i>
	185,1	12,6	0,9	21,5	42,0	19,6	130,0	62,4	0,6	<i>STD</i>

Resultados y Discusión

Las aguas superficiales del río Andarax presentan un enriquecimiento salino a lo largo del cauce con una evolución desde facies bicarbonatada hasta sulfatada (Sánchez Martos *et al.*, 2004). Esta evolución no es gradual, sino que existen una serie de variaciones significativas de la salinidad con diferente signo, que permiten diferenciar tres zonas (ver figura 2). En la zona de cabecera (1 en la figura 1 y 2 y tabla 1) las aguas tienen baja salinidad y localmente experimentan

un rápido incremento de conductividad hasta alcanzar valores máximos de $420 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. En la área central (2 en figuras 1 y 2 y tabla 1) las aguas superficiales presentan un incremento de la conductividad eléctrica ($430 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ - $820 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) y contenidos iónicos ligeramente más bajos, especialmente en un pequeño tramo del río cercano a Almócita. En este sector el cauce del río discurre muy cerca de los materiales carbonatados de Sierra de Gádor. La posible alimentación subterránea del acuífero carbonatado hacia el propio río puede favorecer la disminución de la salinidad, con respecto a otros puntos situados aguas arriba. Esta alimentación continuada permite que las aguas superficiales mantengan una cierta homogeneidad de sus parámetros físico-químicos a lo largo del periodo estudiado. En el tramo bajo (3 en figuras 1 y 2 y tabla 1) la corriente es temporal y discontinua. Su conductividad se eleva (1.177 - $1.650 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) y presenta un amplio rango de variación y se alcanzan los contenidos iónicos más altos.

Esta anomalía sobre el modelo general se detecta claramente observando la relación entre los iones Cl y SO_4 (Figura 3A). En los puntos situados aguas arriba de la confluencia río Andarax - río Nacimiento estos dos iones muestran una relación directa, que puede considerarse representativa del modelo de enriquecimiento salino de las aguas superficiales del río Andarax. En el área final, al sur de la confluencia río Andarax - río Nacimiento la relación SO_4/Cl disminuye, tiene valores medios de 6,8 con respecto a los puntos situados aguas arriba en las áreas de cabecera y central que alcanzan valores medios de 9,7 y 7,7 respectivamente (ver tabla 1). La influencia de las aguas subterráneas se ha identificado como el factor fundamental para explicar el aumento del contenido en Cl en esta área, ya que las aguas del acuífero detrítico presentan un mayor contenido en Cl, probablemente asociado a la influencia de los materiales margosos, que constituyen la base del acuífero detrítico en esta zona. Esta influencia es más intensa durante el estiaje, cuando el caudal del río disminuye notablemente y la corriente es discontinua (Sánchez Martos *et al.*, 2013).

La influencia de las aguas del acuífero carbonatado se extiende especialmente en los puntos del área central (ver figura 1 y 2) en la que el río discurre más cercano al acuífero carbonatado, donde la conductividad oscila entre $430 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y $820 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ presentando una mayor estabilidad (ver tabla 1 y figura 2). Todos los puntos del área central presentan una elevada correlación entre los iones Cl y SO_4 y entre ellos y la conductividad eléctrica. En la figura 3

se representa la recta de ajuste entre estos parámetros y sus elevados coeficientes de correlación, que oscilan entre 0,84 y 0,92.

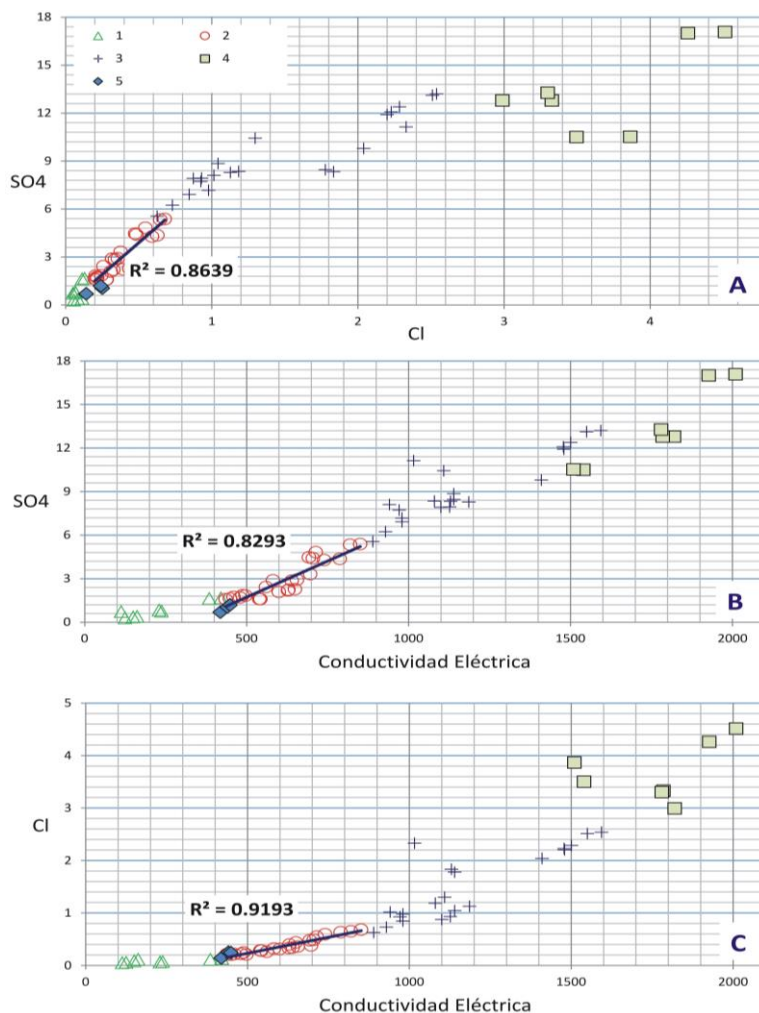


Figura 3 A) Distribución de los contenidos (meq/L) en SO₄ y Cl. B) Distribución de los contenidos (meq/L) en SO₄ con respecto a la conductividad eléctrica. C) Distribución de los contenidos (meq/L) en Cl con respecto a la conductividad eléctrica. Se representa las líneas del ajuste para las aguas superficiales del tramo medio indicando su coeficiente de correlación. Aguas superficiales (1: cabecera, 2: área central, 3: área baja) y aguas subterráneas (4: acuífero detrítico, 5: acuífero carbonatado). La identificación de los sectores está indicada en la Figura1.

Consideraciones finales

Los ríos en áreas semiáridas poseen una elevada variabilidad temporal en cuanto a cantidad y calidad del agua y llegan a presentar oscilaciones de salinidad notables. Todo ello se relaciona con su climatología y su grado de dependencia de las aguas subterráneas. El río Andarax es un buen ejemplo de la temporalidad de las aguas superficiales en las áreas semiáridas. Es un río continuo en el área de cabecera, temporal en su zona media y efímero en la zona baja. El conocimiento detallado de la dependencia agua superficial-subterránea es esencial para la gestión adecuada del agua. Esta influencia puede actuar en diferente sentido, aumentando o disminuyendo notablemente la calidad de las aguas superficiales sobre la que además pueden actuar factores antrópicos. La influencia del acuífero carbonatado se manifiesta en el tramo medio-alto. Su efecto más notable es la estabilización de las aguas superficiales, homogeneizando sus características fisicoquímicas y conformando un tramo en el que río es permanente. Los efectos del acuífero detrítico se manifiesta en el tramo medio-bajo, donde las aguas superficiales muestran un carácter discontinuo y su salinidad alcanza las variaciones más altas. A partir de esta interpretación de los datos hidroquímicos y considerando la diferente influencia de las aguas subterráneas se han planteado futuras líneas de trabajo, centrándose en un análisis más detallado de todos los procesos y factores condicionantes; mediante el seguimiento continuo de la calidad de las aguas, con el objeto de identificar los diferentes efectos de las aguas subterráneas sobre las aguas superficiales, su comportamiento estacional a lo largo de toda la cuenca, considerando conjuntamente la influencia de las actividades de origen antrópico.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto P11-RNM-8115 financiado por la Consejería de Economía, Innovación y Ciencia de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

Bernal, S. Schiller, D. Sabater, F. y Martí, E. (2013). Hydrological extremes modulate nutrient dynamics in mediterranean climate streams across different spatial scales. *Hydrobiologia* vol:719, 31-42.

Carol, S.E. Kruse, E.E. y Pousa, J.L. (2010). Eco-hydrological role of deep aquifers in the Salado sedimentary basin in the Province of Buenos Aires, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, vol. 60,749–756.

Munné, A. y Prat, N. (2011). Effects of Mediterranean climate anual variability on stream biological quality assessment using macroinvertebrate communities, *Ecological Indicators*, vol: 11, 651–662, 2011.

Sánchez-Martos, F. (1997). Estudio hidrogeoquímico del Bajo Andarax (Almería). *Tesis doctoral*, Universidad de Granada.

Sánchez-Martos, F. Pulido-Bosch, A. Vallejos Izquierdo, A. Gisbert Gallego, J. Fernández Cortés, A. (2004). Consideraciones sobre la evolución hidrogeoquímica de las aguas superficiales en el río Andarax (Almería). *Geotemas* vol 6, nº 4,185-188.

Sánchez-Martos, F. Gisbert Gallego, J. Molina Sánchez, L. y Pulido-Bosch, A. (2013). Influence of Interactions of Surface Waters-Groundwaters on the Chemistry of Surface Waters in the River Andarax Catchment (Almería, SE Spain). In: *Management of Water Resources in Protected Areas*. Hermes Farfán González, José Luis Corvea Porras, Irene de Bustamente Gutiérrez, James W. LaMoreaux (eds) Springer Berlin Heidelberg, 285-291.

Sánchez-Montoya, M.M. Vidal-Abarca, M. Puntí, T. Poquet, J.M. Prat, N. Rieradevall, M., Alba-Tercedor, J. Zamora-Muñoz, C. Toro, M. Robles, S. Álvarez, M. y Suárez, M.L. (2009). Defining criteria to select reference sites in Mediterranean streams. *Hydrobiologia*. Vol, 619, 39-54.

Schot, P. y Winter, T. (2006). Groundwater–surface water interactions in wetlands for integrated water resources management. *Journal of Hydrology*, nº 320, nº (3-4), 261-263.

Sophocleous, M.A. (2002): Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, vol,10, 52–67.

Tomlinson, M. y Boulton, A. (2010). Ecology and management of subsurface groundwater dependent ecosystems in Australia. *Marine and Freshwater Research*, vol, 61, nº 8, 936-949.

van der Kamp, G. y Hayashi, M. (2009). Groundwater-wetland ecosystem interaction in the semiarid glaciated plains of North America. *Hydrogeology Journal*, vol: 17, 203-214.

Modelación transitoria tridimensional y con densidad variable de la interfaz salina del acuífero litoral de la Plana de Oropesa-Torreblanca (Castellón, España)

Ignacio Sanz Garrido¹, José E. Capilla Romá¹

Palabras clave: intrusión salina, densidad variable

Resumen

La caracterización de los procesos de salinización por intrusión marina requiere la adecuada modelización hidrodinámica del sistema, no siendo suficiente el conocimiento de las descargas al mar basada en modelos de balance y/o de flujo en que los efectos de la interfaz no son tenidos en cuenta. Se presenta un nuevo modelo matemático de la Plana de Oropesa-Torreblanca (masa de agua subterránea 080.110) tridimensional, transitorio y que incluye los efectos de la densidad variable en el flujo y transporte (basado en SEAWAT). Se parte de modelos previos 2D, extendidos a la masa de agua indicada, aumentándose la resolución espacial y la parametrización; la calibración del nuevo modelo se basa tanto en datos de alturas piezométricas y salinidades.

Los resultados confirman el proceso de intrusión generalizada y su estabilización, aunque la intrusión media anual se estima como casi el triple que en modelos anteriores, y la recarga lateral también es sensiblemente superior a la de estos. Así, para poder plantear simulaciones futuras que permitan predecir el impacto conjunto de los cambios en la explotación del acuífero, así como los hidrológicos y del nivel del mar debidos al cambio climático, se hace necesario reconsiderar algunas de las conclusiones sobre la hidrogeología e hidrodinámica de la formación en base a nuevos estudios.

¹ Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València

Importante papel de la geoquímica y de los procesos de mezcla en la datación de las aguas subterráneas del acuífero Niebla-Posadas en el entorno de Gerena, sur de España

Laura Scheiber Pagès¹, Carlos Ayora Ibañez¹, Enric Vázquez-Suñé¹, Dioni Cendón Sevilla², Albert Soler Gil³

Palabras clave: $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C , ^{36}Cl , ^3H

Resumen

Se estima el tiempo de residencia del acuífero Niebla-Posadas (NP), en el entorno de Gerena, mediante ^3H , ^{14}C y ^{36}Cl . La complejidad geoquímica que presenta este sistema dificulta la datación mediante ^{14}C a partir del $\delta^{13}\text{C}$. El uso del ^{14}C requiere una cuidadosa corrección de las actividades (14A) y la evaluación de la existencia de mezcla entre las aguas del acuífero NP y el acuífero paleozoico subyacente.

Por este motivo surge la necesidad de evaluar la contribución de cada uno de los procesos geoquímicos en el valor del $\delta^{13}\text{C}$. A lo largo de la línea de flujo se produce disolución de calcita y estas aguas sufren un intenso intercambio catiónico Ca-Na, perdiendo prácticamente todo el contenido en calcio y como consecuencia los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se vuelven más pesados. La evolución de estas aguas hacia zonas más profundas y la mezcla con aguas del acuífero paleozoico, aportan valores de $\delta^{13}\text{C}$ más ligeros debido a la existencia de procesos de reducción del SO_4^{-2} y de óxidos de hierro desencadenados por la presencia de

¹ Institute of Environmental Assessment and Water Research, (IDAEA-CSIC), Jordi Girona 18. E-08034, Barcelona (España)

² Australian Nuclear Science and Technology Organisation (ANSTO), Kirrawee DC, NSW 2232, Australia

³ Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. C/Martí Franquès, s/n, Barcelona (España)

materia orgánica. La datación a partir de ^3H , ^{14}C y ^{36}Cl ha permitido zonificar la zona de estudio en zona de recarga (35 ka).

Aplicación de una estrategia de gestión del riesgo de un acuífero contaminado por disolventes clorados mediante caracterización hidrogeológica

Jordi Serra¹, Rachel Sijgers¹

Palabras clave: contaminación aguas subterráneas, flujo másico, análisis de riesgos, disolventes clorados

Resumen

En los últimos 50 años la contaminación puntual de las aguas subterráneas en áreas industriales y densamente pobladas se ha convertido en un asunto de interés en la gestión de los recursos hídricos. En un gran número de casos, el impacto en las aguas subterráneas es tal que supone un riesgo inaceptable para la salud humana y su uso queda restringido sin un tratamiento previo. La mayoría de decisiones sobre el impacto en las aguas subterráneas están basadas en la consideración de la concentración del contaminante, que es un parámetro variable en el espacio y el tiempo, y el análisis cuantitativo de riesgos más o menos refinado de acuerdo con el principio de vías de exposición plausibles entre fuente puntual y receptor potencial.

Desafortunadamente este enfoque por sí solo no cubre en muchos casos la invariable heterogeneidad de las propiedades hidráulicas de los acuíferos y de los impactos complejos, caso de los disolventes clorados que pueden presentarse adsorbidos, en fase disuelta o inmiscible (DNAPL) en el medio saturado. En el trabajo aquí presentado se ilustran los beneficios de combinar la caracterización y el análisis de riesgos de la contaminación en aguas subterráneas con el alcance adicional y más novedoso proporcionado por la investigación del flujo másico.

¹ ERM - Environmental Resources Management

Esta investigación ha permitido desarrollar un modelo conceptual hidrogeológico más robusto y asegurar una modelización de transporte y dispersión del contaminante más ajustada y rigurosa. El objetivo final es determinar claramente los riesgos asociados al impacto de los recursos hídricos, proceder a la caracterización del emplazamiento contaminado de una manera más sostenible y no malgastar recursos en la aplicación de tecnologías de saneamiento no necesarias y de poca viabilidad. La evaluación del flujo de masa se ha utilizado para comprender mejor la descarga potencial de la masa contaminante (disolventes clorados) desde un acuífero terciario multicapa impactado hacia un acuífero cuaternario en conexión hidráulica con un curso de agua superficial. Para ello se han recopilado datos hidráulicos adicionales en piezómetros de control dispuestos a lo largo de seis perfiles.

Apoyándose en el tratamiento estadístico de estos datos el trabajo se ha centrado en identificar: (1) las vías de migración y los perfiles a través de los cuales se está produciendo la migración del contaminante, (2) la magnitud de esta descarga potencial y (3) a través de cuál de los diversos niveles saturados del Terciario identificados se está produciendo principalmente la movilización de los contaminantes.

Los resultados del estudio de flujo másico han identificado dos vías de migración principales a través de las cuales los contaminantes están descargando desde el acuífero terciario al cuaternario: (1) la descarga lateral entre los niveles saturados terciarios y cuaternarios en conexión hidráulica con un flujo variable entre 11 y 151 g/día según el perfil y (2) una estructura lineal subterránea drenante del acuífero que discurre a través de los materiales terciarios y descarga aguas abajo del emplazamiento.

Estos cálculos se han utilizado a su vez para valorar el riesgo potencial para receptores situados aguas abajo (principalmente el río) además de caracterizar detalladamente tanto la distribución espacial y la movilidad de los contaminantes como su potencial de atenuación natural.

Finalmente, toda esta información, en oposición a los datos puros de concentración por sí solos, se ha utilizado para mejorar y respaldar la toma de decisiones en el contexto de planificación de la remediación y su gestión con la administración competente.

Drenaje de la estación intermodal de La Sagrera

Alejandro Serrano Juan¹, Estanislao Pujades Garnes¹, Enric Vázquez-Suñé¹

¹GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC, Barcelona, Spain

Palabras clave: obra civil, modelos numéricos, drenaje, impactos

Resumen

Con motivo de la construcción de la nueva estación intermodal de La Sagrera se han realizado una serie de estudios hidrogeológicos. Sus objetivos son abordar las dificultades constructivas relacionadas con la hidrogeología existente en construcciones subterráneas bajo el nivel freático, además de evaluar y cuantificar los impactos que éstas puedan generar.

La metodología se basa en (1) una caracterización geológica e hidrogeológica, (2) la construcción de modelos hidrogeológicos numéricos cuasi-3D en los que se puedan simular distintos escenarios, (3) el diseño del sistema de drenaje, (4) la cuantificación del impacto de la construcción en el acuífero (evolución de niveles, efecto barrera...), y (5) el control del comportamiento hidrogeológico en tiempo real durante la fase de construcción para verificar que el medio se comporta según los previsto.

El uso de modelos numéricos es en una herramienta robusta para cuantificar y predecir las entradas de agua en la excavación y las variaciones de nivel provocadas por la misma. El conocimiento adquirido de los diferentes escenarios modelados permite encontrar las mejores soluciones para minimizar los impactos causados por el agua subterránea sobre la construcción y viceversa.

¹ GHS, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC, Barcelona, Spain

Necesidad de una evaluación de alternativas en la planificación de la gestión del agua en proyectos de desarrollo de gas no convencional en ambientes áridos

Rachel Sijgers¹

Palabras clave: gestión

Resumen

La gestión del agua es un componente crítico en la planificación de proyectos de desarrollo de gas no convencional, especialmente en el norte de África, donde: (1) es necesario un análisis tanto a nivel local como a nivel regional, debido a que las principales fuentes de agua dulce son acuíferos transfronterizos muy extensos; (2) el agua subterránea es un recurso no renovable, debido a que la mayoría de los acuíferos son acuíferos fósiles, que carecen de una recarga significativa; (3) el agotamiento de los acuíferos en algunas zonas está generando ya nuevos retos en la gestión del agua a nivel regional.

Este es el caso del Sistema del Acuífero del Sahara Noroccidental (NWAS, del inglés Northwestern Sahara Aquifer System), con una extensión de 1.000.000 km² a través de Argelia, Túnez y Libia. En los últimos 30 años la explotación del acuífero se ha incrementado de 0,6 a 2,5·10⁹ m³/año, superándose la tasa de recarga estimada desde aproximadamente el año 1980. La evaluación de los recursos hídricos disponibles integrando otras consideraciones de su gestión como, por ejemplo, las comunidades de usuarios y los organismos locales responsables de la gestión del agua, son elementos cada vez más importantes en el ciclo de vida de los proyectos de la industria del gas y el petróleo (G&P).

Teniendo en cuenta que los proyectos de G&P no convencional se localizan cada vez más en regiones áridas de zonas remotas, el reto de esta gestión del

¹ Environmental Resources Management Iberia S.A.

agua puede ser incluso mayor. Este artículo presenta un modelo de evaluación de los recursos hídricos que ha permitido desarrollar un Plan Sostenible de Gestión del Agua compatible con las demandas de los proyectos, tanto de exploración como de desarrollo, de gas no convencional. El criterio de evaluación del recurso incluye parámetros como la calidad del agua, rendimiento potencial, capacidad de distribución, fiabilidad del recurso, operatividad, coste, vulnerabilidad e impactos sociales y medioambientales.

Algunos de estos parámetros pueden ser evaluados mediante herramientas SIG y modelos relativamente simples de captación de agua. Esto permite una simulación de diferentes escenarios de gestión del agua para generar una estrategia detallada de la gestión del agua. En el ejemplo que se presenta se combinan varios componentes de investigación, tanto de gabinete como de campo, creándose un modelo conceptual que permite evaluar varias opciones de suministro de agua.

Los resultados de varias de estas evaluaciones en el norte de África concluyen que los recursos de agua que mejor se adaptan a los requerimientos de calidad y cantidad de agua de un proyecto de gas no convencional pueden ser probablemente requeridos también por los usuarios del agua ya existentes en estas zonas. De este modo, esos recursos de agua podrían no cumplir otros criterios relacionados con impactos sociales y medioambientales. En algunos casos la demanda de agua asociada al proyecto representa un porcentaje significativo (35%) del volumen que ya se estaba siendo utilizado por los usuarios locales. Se muestra así cómo las soluciones que permiten una gestión sostenible del agua no tienen una relación directa con los recursos no renovables que ya están siendo explotados para cubrir las necesidades de agua, tanto para fines domésticos, como agrícolas e industriales.

De este modo, el desarrollo de Planes de Gestión del Agua en ambientes áridos se está centrando cada vez más en recursos alternativos (por ejemplo, desalinización del agua del mar) y en estrategias alternativas de gestión (por ejemplo, almacenamiento, tratamiento y reciclaje del agua). A lo largo del ciclo de vida de un proyecto será, por tanto, necesaria una evaluación del recurso del agua con un enfoque iterativo e integrado, que permita abordar posibles cambios en los recursos, las condiciones sociales y las mejoras tecnológicas.

Evaluación de la influencia de las estructuras tectónicas en la recarga del sistema hidrogeológico de la depresión del Empordà (NE España)*

David Soler¹, Manuel Zamorano¹, Carles Roqué¹, Anna Menció¹, Mercè Boy-Roura¹, Joan Bach Plaza², David Brusi¹ y Josep Mas-Pla^{1,3}

Palabras clave: Empordà, hidrogeología, hidroquímica, isótopos

Resumen

La depresión del Empordà, situada en el NE de la península Ibérica, presenta una estructura tectónica que, a priori, podría influenciar los flujos hidrogeológicos regionales y, por consiguiente, el balance hídrico en los distintos acuíferos. En esta contribución se interpretan los datos hidroquímicos e isotópicos de 63 captaciones en el contexto estructural del Empordà, con el objetivo de determinar el rol de las zonas de falla y de los mantos de cabalgamiento en la dinámica hidrogeológica de la zona.

Sin embargo, este análisis no permite identificar un rol relevante de los elementos estructurales en la hidrogeología regional. Ello es debido, principalmente, al hecho que la profundidad máxima de las captaciones muestreadas (240 m) representa solamente la parte más superficial del sistema hidrogeológico; de manera que la posible influencia de las zonas de falla no queda reflejada en ella. El modelo hidrogeológico conceptual derivado de este estudio revela que los acuíferos en formaciones paleógenas y neógenas apenas reciben aportes laterales desde otras unidades hidrogeológicas.

¹ Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAIA), Centre de Geologia i Cartografia Ambientals (GEOCAMB), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona. Campus de Montilivi, 17071 Girona, Spain, david.soler@udg.edu

² Unitat de Geodinàmica Externa i d'Hidrogeologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Spain, joan.bach@uab.cat

³ Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), 17003 Girona, Spain, jmas@icra.cat

Solamente algunas captaciones en acuíferos cuaternarios, ubicadas en los extremos norte y sur de la depresión donde la potencia de los materiales neógenos es baja o nula, se aprecian aportaciones desde el sustrato paleozoico o paleógeno en la recarga de los niveles fluvio-deltaicos recientes.

Introducción

El rol de la estructura geológica en los sistemas de flujo regionales, ampliamente reconocido en numerosos estudios (entre otros, Levens *et al.*, 1994; Folch y Mas-Pla, 2008; Bense *et al.*, 2013), condiciona tanto las direcciones principales de flujo como la composición hidrogeoquímica del agua subterránea, ya sea por la interacción agua-roca como por procesos de mezcla entre flujos procedentes de distintas zonas de recarga (Folch *et al.*, 2011).

Cuando se trata de sistemas regionales de flujo, las grandes unidades geológicas y los elementos estructurales que las delimitan aparecen bien descritas en la cartografía geológica; aunque los aspectos que controlan el flujo hidrogeológico no siempre son evidentes a partir de secciones transversales. Ante la falta de información geológica profunda suficientemente precisa para la interpretación hidrogeológica (Zhou y Li, 2011), es necesario realizar un proceso deductivo por el cual los datos hidroquímicos e isotópicos sugieren controles geológicos cuya veracidad debe comprobarse en base a un mayor esfuerzo en la descripción geológica, sin asegurar por ello una correcta descripción del sistema que valide las observaciones geoquímicas (Castro y Goblet, 2003).

El interés por los sistemas regionales de flujo es evidente, en cuánto pueden constituir un porcentaje elevado de la recarga de los acuíferos más superficiales, ya sea por flujo lateral o desde el mismo sustrato. Es por ello que, ante la necesidad de mejorar la estimación del balance hídrico en estos sistemas, su conocimiento geológico adquiere una mayor relevancia en el contexto de la gestión de los recursos.

El objetivo de esta contribución es evaluar las posibles influencias de la estructura tectónica regional en la distribución espacial de las facies hidroquímicas y los contenidos isotópicos correspondientes a captaciones situadas entre 50 y 240 m de profundidad en la depresión del Empordà (NE España, Figura 1). Para ello, se procede a examinar los datos analíticos para pronosticar el rol de la geología profunda en la dinámica del sistema

hidrogeológico regional, basándonos en una reconstrucción de la estructura de la depresión tectónica del Empordà que los justifique o presente hipótesis alternativas en futuras investigaciones.

Contexto hidrogeológico y estructural

La depresión del Empordà se originó durante la etapa distensiva posterior a la orogénesis alpina que había dado lugar, durante el Paleógeno, a la formación de los Pirineos. Su estructuración se halla asociada al desarrollo de las cuencas del Mediterráneo occidental a partir del Oligoceno, y su relleno sedimentario aconteció, principalmente, durante el Neógeno. Está bordeada, al norte, por la Zona Axial Pirenaica, hacia el oeste limita con el Prepirineo y el Sistema Transversal Catalán, mientras que los macizos montañosos que constituyen el extremo nororiental de las Cadenas Costeras Catalanas (Gavarres, Begur) definen su límite sur. La depresión se prolonga hacia el este bajo el mar Mediterráneo, a lo largo del margen continental catalán septentrional.

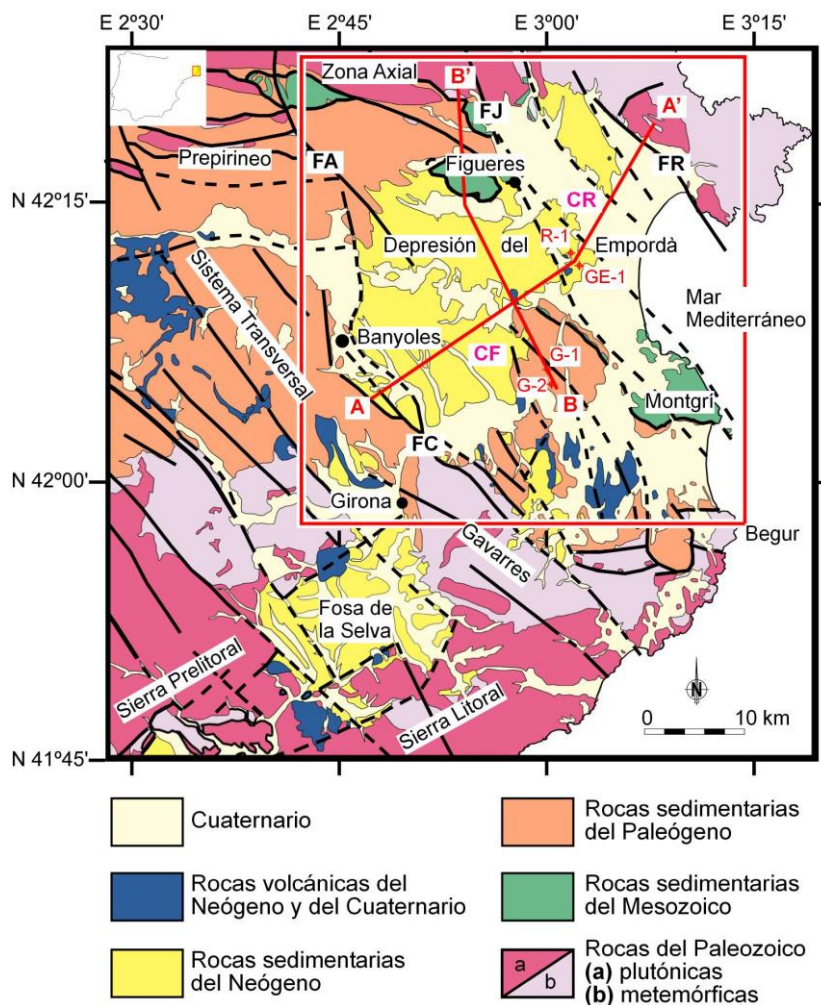


Figura 1.- Contexto geológico regional y situación de la zona de estudio. Las siglas en el mapa se refieren a la cubeta de Fellines (CF) i de Riumors-Roses (CR); así como a las principales fallas: FA: falla de Albanyà, FC: falla de Camós-Celrà, FJ: falla de la Jonquera, FR: Falla de Roses; y a los principales sondeos utilizados en la elaboración de los cortes geológicos: G-1: Gerona-1, G-2: Gerona-2, GE-1: Geot-1, R-1: Riumors-1.

En la zona litoral, se desarrollan las formaciones fluvio-deltaicas cuaternarias de los ríos Fluvià y Muga, donde se concentra la mayor demanda de recursos

hídricos (Figura 1; para mayor detalle, los mapas geológicos a escala 1:25.000 se encuentran disponibles en IGC, 2014).

En este contexto, se distinguen las siguientes unidades geológicas en el ámbito de la depresión y de los relieves que la circundan: unidades Pirenaica, Prepirenaica y del Sistema Transversal, así como la propia depresión del Empordà.

Unidad Pirenaica

La unidad Pirenaica se corresponde con la Zona Axial de los Pirineos. Está formada por una potente serie del Paleozoico inferior. Estos materiales se encuentran notablemente transformados por estructuras de deformación, metamorfismo regional y de contacto, así como por diversas generaciones de complejos magmáticos intrusivos desarrollados durante la orogénesis varisca. El zócalo paleozoico actúa como basamento de la cobertera mesozoica y cenozoica, que en esta unidad está muy poco representada. A nivel tectónico, se encuentra formando parte de láminas cabalgantes de edad alpina. Desde el punto de vista hidrogeológico regional, la unidad pirenaica constituye una extensa zona de recarga caracterizada por la baja permeabilidad de sus materiales, de tal forma que su explotación hídrica se asocia, predominantemente, a zonas de fractura que la atraviesan o actúan como límite geológico de la depresión del Empordà (fallas de La Jonquera y Roses, por ejemplo).

Unidades Prepirenaica y del Sistema Transversal

Las unidades Prepirenaica y del Sistema Transversal están constituidas por rocas sedimentarias, principalmente de edad paleógena; y en la unidad prepirenaica también se incluyen materiales mesozoicos. El Prepirineo, de carácter alóctono, presenta una estructura geológica compleja a raíz de la orogénesis alpina, con láminas cabalgantes vergentes hacia el sur, que involucran a la cobertera mesozoica y cenozoica, llegando a afectar al zócalo paleozoico (Pujadas *et al.*, 1989). Las unidades estructurales superiores incluyen los mantos cabalgantes del Empordà (láminas de Bac Grilleria, Biure y Figueres-Montgrí), formados por

evaporitas, margas y calizas mesozoicas. Las unidades tectónicas inferiores comprenden el manto del Cadí y el apilamiento antiformal de la Garrotxa, donde la sucesión sedimentaria es exclusivamente paleógena (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Clavell *et al.*, 1988; Barnolas, 1992). El Sistema Transversal constituye el antepaís autóctono poco o nada deformado por las estructuras pirenaicas, con la cobertera paleógena recubriendo al zócalo paleozoico, el cual aflora en el macizo de las Gavarres (Saula *et al.*, 1994).

Hidrogeológicamente, los niveles acuíferos en el Prepirineo y el Sistema Transversal están determinados por la sucesión litoestratigráfica, ubicándose predominantemente en calizas, areniscas y conglomerados, mientras que las formaciones arcillosas y margosas actúan como niveles confinantes. La presencia de potentes unidades evaporíticas, tanto en las láminas mesozoicas como en la serie paleógena, influye en el desarrollo de algunos importantes sistemas cársticos, como es el caso de la cuenca lacustre cuaternaria de Banyoles (Sanz, 1985).

La geometría finita de estos acuíferos se halla determinada en gran medida por la estructura tectónica, especialmente por las fallas direccionales y transpresivas dextrógiras de dirección NO-SE (falla de Albanyà, rampa lateral de la lámina Figueres-Montgrí) en la zona de estudio, las cuales, a su vez, condicionan la dinámica hidrogeológica a nivel regional. En el Sistema Transversal, el conjunto de fallas normales neógenas, de dirección NO-SE a prácticamente N-S, ejerce este control hidrogeológico. Su disposición escalonada es responsable, a través de saltos del orden de 1 a 2 km, del progresivo hundimiento de los respectivos bloques orientales, dando una configuración de semifosas tectónicas. Dentro de este grupo, la falla de Camós-Celrà constituye el principal rasgo geológico que delimita la depresión del Empordà, en su margen suroeste (Saula *et al.*, 1994).

La depresión del Empordà

Dicha fosa tectónica es el resultado de la denudación y el hundimiento de los relieves resultantes tanto del episodio orogénico pirenaico, como de la etapa de levantamiento litosférico del margen continental catalán, que tuvo lugar en relación con la apertura del Mediterráneo occidental, entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (Tassone *et al.*, 1994; Medialdea *et al.*, 1994; Roca

et al., 1999). La estructura general de la cuenca es debida, principalmente, a las fallas extensionales de dirección NO-SE que compartimentan la región. Aunque se conocen materiales del tránsito Oligoceno-Mioceno en su interior (Saula *et al.*, 1994), la mayor parte de su relleno sedimentario abarca desde el Mioceno superior hasta el Holoceno (Fleta *et al.*, 1991). La distribución espacial y el grosor de las sucesiones neógenas de la depresión están estrechamente vinculados a los paleorelieves heredados de las estructuras compresivas, a las fallas distensivas neógenas que, en gran parte, actuaron de forma sinsedimentaria, y a la paleotopografía resultante de los diferentes episodios erosivos que se tradujeron en discontinuidades estratigráficas de ámbito regional (Tassone *et al.*, 1994; García *et al.*, 2011). En relación a algunas de las fallas neógenas, existen diversas manifestaciones volcánicas de tipo basáltico y traquítico, datadas en el Mioceno superior (Martí *et al.*, 1992).

Atendiendo a criterios esencialmente morfológicos, la fosa del Empordà se diferencia en dos depresiones, denominadas del Baix Empordà y del Alt Empordà. Ambas quedan separadas por un alto estructural donde afloran materiales del basamento paleógeno (relieves de Colomers-Ventalló) y mesozoico (macizo del Montgrí). La depresión del Baix Empordà contiene un espesor más reducido de sedimentos aluviales que incluyen solamente el Mioceno superior y el Cuaternario. La depresión del Alt Empordà presenta una serie más completa y potente, y se divide en dos cubetas principales: la de Fellines y la de Riumors-Roses (Fleta *et al.*, 1991).

En la cubeta de Fellines, el registro del Mioceno superior-Plioceno supera los 500 m de espesor (IGME, 1987), y podría alcanzar los 700 m (Rivero *et al.*, 2001). La rellenan sistemas de abanicos aluviales que pasan de facies proximales a distales hacia el centro y este de la cubeta, con ambientes litorales en el sector NE. Se dispone exclusivamente sobre el sustrato paleógeno compartimentado por el sistema de fallas NO-SE. La falla de Camós-Celrà ejerce el principal control estructural en la distribución de dichos materiales. El resto de fracturas está fosilizado, al menos en parte, por los sedimentos pliocénicos.

La cubeta de Riumors-Roses tiene espesores máximos conocidos de sedimentos neógenos de unos 1.000 metros en tierra firme (IGME, 1987), y de más de 2.000 metros en su prolongación sumergida hacia la plataforma continental (Tassone *et al.*, 1994; Medialdea *et al.*, 1994). Además de los depósitos aluviales del Mioceno superior-Plioceno procedentes de los relieves circundantes, en esta subcuenca adquieren un mayor desarrollo las facies litorales y deltaicas, así como materiales propios de ambientes de bahía marina

(Fleta *et al.*, 1991). En la cubeta de Riumors-Roses existen dos claros dominios de basamento preneógeno: el mesozoico evaporítico y carbonático de la lámina Figueres-Montgrí, al oeste, suroeste y sur, y el zócalo granítico y metamórfico paleozoico, al norte y noreste. Las fracturas NO-SE y los principales surcos paleotopográficos generados durante los episodios erosivos neógenos (en especial, durante la etapa messiniense, en el Mioceno superior) son los rasgos que condicionan el tipo y espesor de materiales. En la llanura litoral adquieren un importante desarrollo los depósitos fluvio-deltaicos progradantes cuaternarios.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los diversos conjuntos de materiales constituyen unidades acuíferas de características diferenciadas. Los materiales paleozoicos forman un zócalo de baja permeabilidad en el que solamente adquieren relevancia hidrogeológica las zonas fracturadas. Las rocas mesozoicas y paleógenas dan lugar a una serie de acuíferos confinados y semiconfinados, afectados por fracturación. Los materiales mesozoicos actúan también, en gran parte, como acuíferos cársticos, bien sea subyacentes (SE de Figueres) o en conexión con el mar (macizo del Montgrí; Montaner y Viñals, 2010). En los sedimentos neógenos, los acuíferos se ubican en los niveles detríticos más gruesos de gravas y arenas, lateralmente discontinuos y a menudo confinados por tramos limo-arcillosos de baja permeabilidad. Las formaciones fluvio-deltaicas cuaternarias, desarrolladas a partir de las variaciones eustáticas más recientes, recubren las unidades citadas anteriormente, presentando acuíferos semiconfinados en los niveles inferiores, y libres en los superiores (Bach, 1986, 1991).

Metodología

El estudio se basa en los datos hidroquímicos de 63 pozos (Figura 2), todos ellos en activo, representativos de las unidades geológicas mencionadas. El muestreo se realizó entre marzo y mayo de 2013.

Los valores de conductividad eléctrica (CE), pH, potencial redox y oxígeno disuelto se midieron *in situ*. La alcalinidad se analizó mediante la titración de Gran. Los aniones (SO_4^{2-} , Cl^- y NO_3^-) y los cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) por cromatografía iónica. El balance iónico en todas las muestras es menor al $\pm 5\%$. Los datos isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ y δD se analizaron mediante espectrometría de

masas. Su notación se expresa en ‰ de desviación respecto al standard V-SMOW. El error analítico es de $\pm 0,06\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 0,7\text{‰}$ para δD .

Para la reconstrucción geológica, se ha efectuado una revisión bibliográfica considerando los antecedentes regionales en base al reconocimiento de campo, a datos cartográficos, registros de sondeos, perfiles sísmicos y gravimétricos, e interpretaciones sedimentarias evolutivas de las depresiones neógenas en el litoral mediterráneo.

Resultados

En este apartado se exponen, en primer lugar, los datos hidroquímicos e isotópicos, remarcando los rasgos singulares que caracterizan este sistema hidrogeológico. Posteriormente, se presentan las secciones geológicas desarrolladas en dos direcciones transversales a la depresión del Empordà.

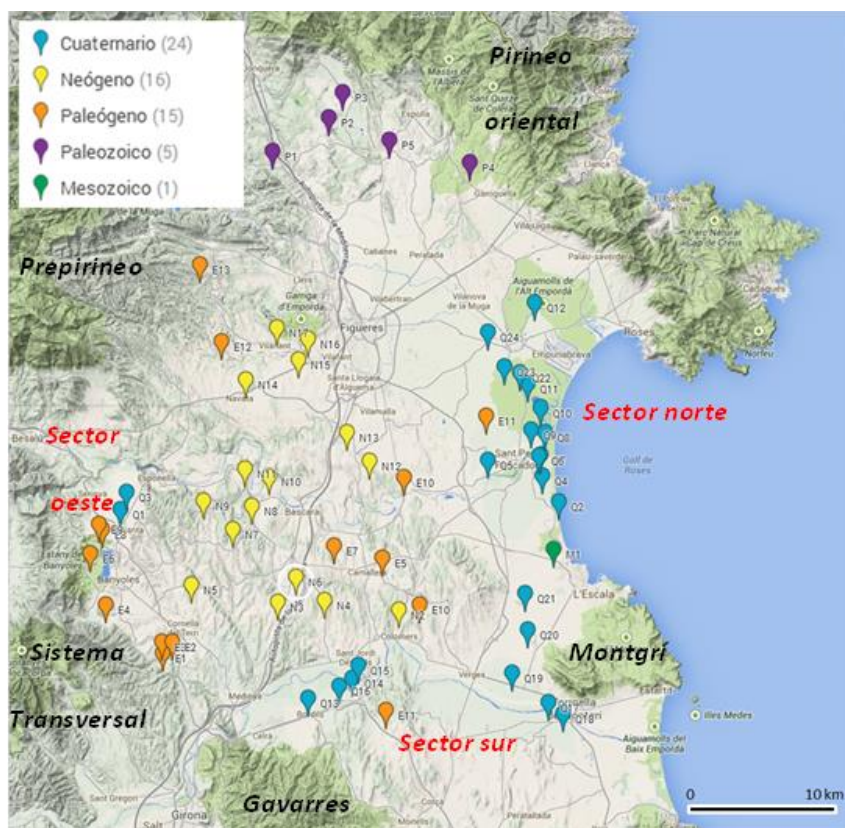


Figura 2.- Situación y código de los pozos muestreados en la campaña de 2013, con indicación de la edad de materiales en los que ubican. Se diferencian los tres sectores en que se dividen las muestras en acuíferos cuaternarios: sectores norte (Alt Empordà), sur (Baix Empordà) y oeste (Pla de l'Estany).

Datos hidroquímicos e isotópicos

La Figura 3 muestra las relaciones hidroquímicas e isotópicas entre las distintas muestras diferenciadas en función de la formación hidrogeológica en que se hallan ubicadas. Se observa que, exceptuando, las aguas procedentes de materiales paleozoicos, las muestras suelen presentar una sobresaturación respecto a la calcita.

Concretamente, la relación entre sulfato y calcio permite identificar las distintas facies hidroquímicas y en qué formaciones se hallan. En este sentido, las muestras de agua subterránea correspondientes a formaciones paleógenas del extremo occidental de la zona de estudio (sistema Banyoles-Alta Garrotxa), presentan una relación $\text{SO}_4^{2-}:\text{Ca}^{2+}$ próxima la línea 1:1, denotando la influencia de la disolución de yesos en su composición química.

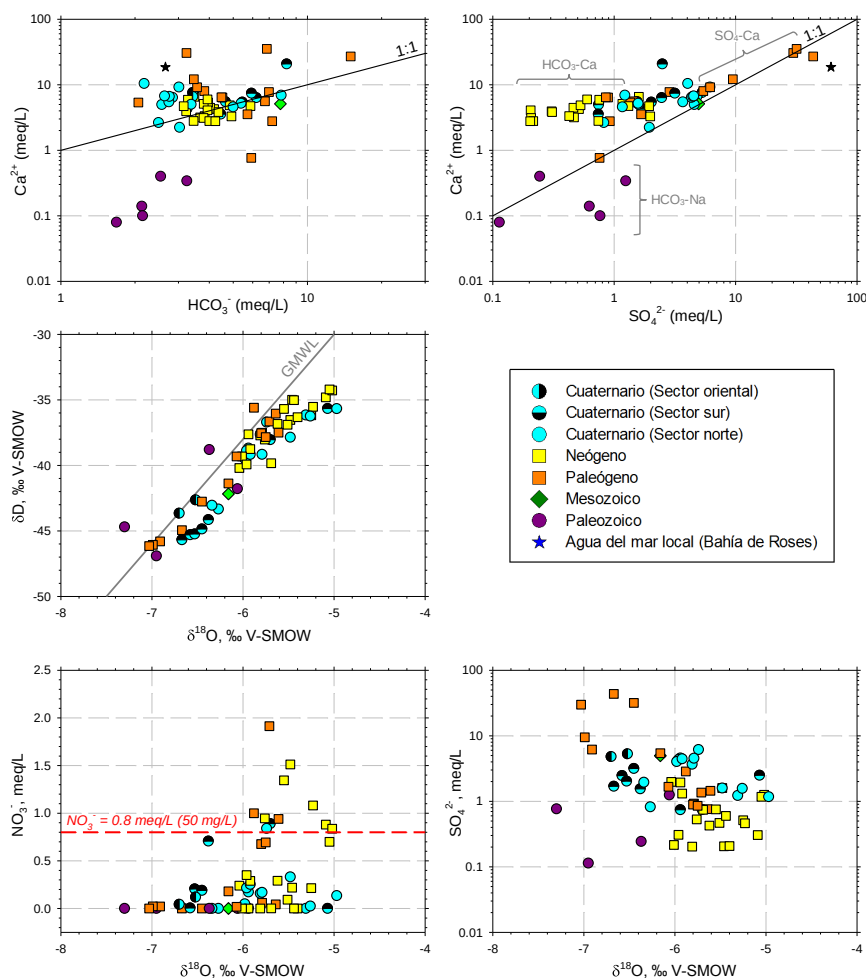


Figura 3.- Relaciones entre distintas variables hidroquímicas e isotópicas. Los valores de nitrato representados en la ordenada 0,0 meq/L, corresponden a muestras cuyo contenido se hallaba por debajo del límite de detección (<0,06 meq NO_3^-/L).

Asimismo, es interesante resaltar que algunas muestras correspondientes a las formaciones fluvio-deltaicas cuaternarias (sector norte, asociadas a los ríos Fluvà y Muga) también presentan un quimismo próximo a esta relación y, por consiguiente, una facies sulfatada-cálcica (Batlle *et al.*, 1994). Asimismo, diversas muestras en materiales paleó-genos y cuaternarios se hallan en la zona de tránsito desde una facies carbonatada-cálcica, propia de las aguas subterráneas en formaciones paleógenas y neógenas, hacia una facies sulfatada-cálcica.

Las muestras en materiales cristalinos del Paleozoico presentan inequívocamente una facies bicarbonatada-sódica y, entre ellas, destaca una muestra cuya captación se ubica en materiales paleógenos (E13).

En relación a los isótopos estables del agua, las muestras se distribuyen de forma paralela a la GMWL, exceptuando algunas de ellas, correspondientes a materiales neógenos y cuaternarios, que podrían presentar una cierta desviación de la misma debida a procesos de evaporación. En cualquier caso, la fracción evaporada sería muy pequeña (<3%, según las ecuaciones de Gonfiantini, 1986) y podría acontecer durante el proceso de infiltración.

Siendo la composición isotópica media de la precipitación en la zona litoral del Baix Ter de $\delta^{18}\text{O} = -5,25\text{‰}$ y $\delta\text{D} = -32,5\text{‰}$ (Vilanova, 2004) y según el gradiente isotópico altitudinal para el Pirineo oriental (macizo de Salines; $\text{Alt}[\text{m}] = (-2.663 \pm 191) - (481 \pm 30); \delta^{18}\text{O}[\text{‰}]; r^2 = 0,952$; Brusi *et al.*, 2011), las muestras más ligeras ($\delta^{18}\text{O} < -7,00\text{‰}$) corresponderían a una altitud de recarga superior a 800 m snm; en tanto que los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ entre $-6,30$ y $-7,00\text{‰}$, corresponderían a una franja altitudinal entre 500 y 800 m, coherentes con la altitud media de los relieves del Pirineo oriental y Prepirineo en los límites septentrional y occidental de la depresión del Empordà.

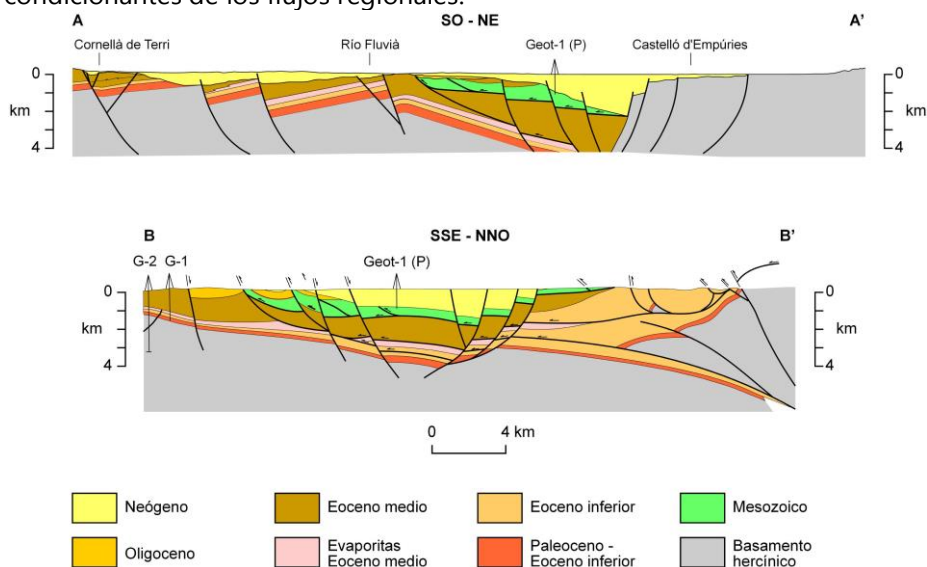
La baja concentración de nitrato en la mayoría de los pozos, en muchos casos inferior al límite detección, indica la escasa influencia de la recarga superficial en el agua de estas captaciones profundas. Las muestras con valores entre 0,1 y 0,4 meq NO_3^-/L se atribuyen a mezclas entre flujos regionales y recarga local, observándose preferentemente en aguas procedentes de formaciones neógenas y cuaternarias, las cuales sustentan una notable actividad agrícola en superficie. Finalmente, las muestras con elevado contenido de nitrato y menor contenido de sulfato en materiales neógenos corresponden a altitudes de recarga inferiores a 300 m.

Secciones geológicas

Para la interpretación de los datos hidroquímicos e isotópicos se ha recurrido a esquemas de las secciones geológicas de la depresión, en direcciones NNO-SSE y NE-SW (Figura 4), atendiendo principalmente a la geometría y localización de las estructuras tectónicas regionales, basándose en las cartografías del IGC (2014) y en los antecedentes anteriormente citados.

De forma sintética, cabe destacar dos tipos de estructuras tectónicas con implicaciones hidrogeológicas regionales (Figura 4):

1. Los cabalgamientos de los mantos del Empordà, que involucran materiales mesozoicos principalmente carbonatados, emplazados a favor de los niveles yesíferos de la facies Keuper. En superficie se encuentran al noroeste de Figueres y en el borde sur del macizo del Montgrí, conociéndose su existencia en el subsuelo entre ambos extremos, a profundidades variables así como en pequeños afloramientos intermedios. Por tanto, la extensa presencia de materiales carbonatados mesozoicos, con porosidad por disolución potencialmente elevada, junto a los frentes de cabalgamiento y a las rampas laterales de los mismos, podrían constituir elementos hidrogeológicos condicionantes de los flujos regionales.



2. Las grandes estructuras tectónicas regionales (fallas de la Jonquera, Albanyà, Sant Climent Sescebes-Roses, con orientación NNO-SSE a NO-SE), heredadas posiblemente de la orogenia varisca, actuaron de forma distensiva a finales del Terciario para dar lugar a la cuenca sedimentaria neógena. Es especialmente relevante la falla de Camós-Celrà en el sector cercano a Banyoles, orientada N-S que constituye un límite hidrogeológico neto entre la serie paleógena prepiranaica, que da lugar al sistema cárstico de Banyoles-Alta Garrotxa, y el relleno neógeno de la zona oriental de la depresión.

Asimismo, otras estructuras distensivas también dieron origen a la depresión durante el Neógeno y contribuyeron a delimitar las distintas cubetas sedimentarias. Estas fallas normales afectan en conjunto a toda la serie pre-neógena. Esta serie, buzante hacia el SW, enlaza con los relieves del Sistema Transversal y las Gavarres. Dentro de ella, destacan las formaciones carbonatadas y detríticas por su interés hidrogeológico y los niveles evaporíticos del Eoceno medio, con un gran desarrollo en la zona prepirenaica, los cuales llegan prácticamente a desaparecer en el extremo sur de la zona de estudio. Tanto la sucesión estratigráfica como la red de fracturas que las afecta son potencialmente aptas para comunicar hidráulicamente las zonas de recarga en los relieves limítrofes con el sustrato sobre el que sobreyacen las formaciones sedimentarias neógenas y enlazar finalmente con los niveles cuaternarios superiores.

Por último, destacar que la evolución tectónica y erosiva determinó que el sustrato de las formaciones neógenas en el sector central y sur de la depresión, en el bloque suroeste de la falla de la Jonquera, esté formado por materiales sedimentarios mesozoicos (principalmente, calizas) y paleógenos (carbonatados y detríticos); en tanto que en el bloque noreste los materiales neógenos se hallen sobre materiales ígneos y metamórficos del paleozoico. A la escala de este esquema (Figura 4), los acuíferos cuaternarios con un espesor máximo de 100 m son irrelevantes a nivel regional.

Discusión

A partir de la descripción de los rasgos hidroquímicos e isotópicos, así como de la estructura geológica de la depresión del Empordà, debe considerarse, en primer lugar, que los elementos estructurales descritos se desarrollan a una

notable profundidad (diversos kilómetros), siendo algunos de ellos apreciables en superficie. En segundo lugar, las captaciones muestreadas alcanzan solamente 200-240 m de profundidad y, en base a ellas, se debe discutir la posible participación de estos elementos tectónicos en el flujo subterráneo que afectan a los recursos hídricos explotados.

Concretamente, estos rasgos distintivos pueden describirse para las aguas subterráneas de las distintas formaciones en función de la concentración de sulfato, nitrato y la dotación en $\delta^{18}\text{O}$. De este modo, las muestras obtenidas en materiales paleozoicos de captaciones y un manantial termal (P5) presentan bajas concentraciones de sulfato, ausencia generalizada de nitrato y zonas de recarga en cotas relativamente elevadas. La presencia de emanaciones sulfhídricas características del Pirineo oriental se atribuye, a priori, a la disolución de minerales sulfurosos. En este caso, el rol de las fracturas en el flujo subterráneo en este tipo de litologías es evidente y los datos isotópicos sugieren que la circulación subterránea se realiza a gran escala, desde las zonas de recarga (macizos de la Albera y Salines) hasta la depresión.

Las muestras procedentes de pozos en materiales paleógenos ricos en sulfato (E4, E6, E8, E9) se localizan en la zona próxima a la falla de Camós-Celrà. Consecuentemente, están relacionados con el sistema cárstico Banyoles-Alta Garrotxa (Prepirineo), donde la disolución de los niveles evaporíticos eocenos es la responsable de la presencia elevada de sulfato (Sanz, 1985). En coherencia con el funcionamiento de este sistema, los valores isotópicos reflejan altitudes elevadas. Por el contrario, las muestras procedentes del Sistema Transversal (E1, E2, E3) y del interior de la depresión en materiales paleógenos suelen presentar valores de sulfato alrededor de 1-2 meq/L, insuficientes para representar una influencia relevante de la disolución de yeso o anhidrita. Asimismo, sus valores isotópicos corresponden a altitudes medias en el contexto de la depresión, por lo que, en consecuencia, no es posible reconocer la influencia de flujos regionales orientados por fracturas en estas formaciones. Un caso singular lo constituye el sondeo petrolífero "Jafre-1", correspondiente a la muestra BT11, cercano (0,4 km) al sondeo "Gerona-2" (IGME, 1987; G-2 en la sección B-B', Figura 4), en el cual los niveles evaporíticos eocénicos se encuentran a 822 m de profundidad, con una potencia de 150 m.

Algo parecido ocurre con las muestras de agua subterránea en materiales neógenos. Éstas indican que la serie neógena constituye un acuífero escasamente conectado a otras formaciones hidrogeológicas y sin influencia relevante de los flujos regionales. En estas muestras, las concentraciones de

sulfato inferiores a 1 meq/L, las elevadas concentraciones de nitrato y los mismos valores de $\delta^{18}\text{O}$ indican una recarga local por infiltración de la precipitación incidente en la superficie aflorante. Este comportamiento de las formaciones neógenas es similar tanto para las facies más proximales (zona oeste, con dominio de sedimentos más gruesos), como distales (zona este-centro, con sedimentos más finos y dominio arcilloso) en el intervalo de profundidad que abarcan las captaciones muestreadas (<240 m).

Por su parte, los materiales cuaternarios presentan un amplio rango de comportamientos. Los valores más elevados de sulfato se hallan en el sector norte, particularmente en la formación fluvio-deltaica del río Fluvià, con escaso contenido en nitrato y valores de $\delta^{18}\text{O}$ alrededor de -6,0‰. En este caso, se contempla la posibilidad de recarga desde el mismo río Fluvià (con niveles elevados de sulfato) debido a la influencia de los conos de depresión generados por el bombeo intensivo en la zona, desde los niveles acuíferos inferiores cuaternarios. Las muestras correspondientes al entorno fluvio-deltaico del río Muga (sector norte) presentan una facies bicarbonatada-cálcica con contenido en sulfato variable (entre 1 y 2 meq/L). Solamente la presencia de una actividad elevada en Radón-222 (34 Bq/L) las distingue del resto de muestras en acuíferos cuaternarios, hecho atribuible a la litología del área fuente de este depósito deltaico (Bach *et al.*, 2014).

Finalmente, en las muestras del sector sur sí se manifiesta una cierta influencia de flujos regionales basados en contenidos de sulfato mayores y en valores de $\delta^{18}\text{O}$ superiores a -6,5‰, denotando zonas de recarga más elevadas que la propia depresión. En este caso, la recarga se asocia a los relieves de las Gavarres, en el extremo sur de la depresión (Vilanova *et al.*, 2008). En esta zona el grosor de materiales neógenos es también escaso, de manera que las formaciones cuaternarias podrían asentarse directamente sobre el sustrato paleógeno.

Conclusiones

La base de datos hidroquímicos e isotópicos de la depresión del Empordà, conjuntamente con una detallada descripción geológica en la que se enfatizan los rasgos estructurales de la zona de estudio, se ha utilizado para evaluar el rol de los elementos tectónicos, principalmente zonas de falla, en el sistema de flujo de agua subterránea. La hipótesis de partida, por la que éstos contribuyen

en la recarga de estas fosas tectónicas, se fundamenta en los estudios realizados en el extremo sur de la depresión del Empordà (Vilanova *et al.*, 2008) y la fosa de la Selva (Folch *et al.*, 2011).

Sin embargo, el rol de las zonas de falla en la recarga del Empordà no ha podido ser verificado en este estudio. La principal causa es la escasa profundidad de los pozos (máxima de 240 m) en relación a las dimensiones del sistema, con formaciones geológicas cuyo grosor puede alcanzar centenares, incluso miles, de metros. En base a esta información superficial se concluye que el sistema de recarga de los recursos hídricos explotados en las unidades constituidas por rocas paleógenas y neógenas apenas recibe flujos laterales de otras unidades.

En el caso del Empordà, además, la litología y especialmente la elevada potencia de los depósitos neógenos impiden la existencia de flujos ascendentes aprovechando las zonas de fracturas o las formaciones carbonatadas mesozoicas y los acuíferos paleógenos hacia los depósitos cuaternarios. En los extremos norte y sur de la depresión, donde los sedimentos neógenos son prácticamente inexistentes, sí han podido identificarse este tipo de flujos regionales a través de zonas de falla por su efecto en el hidroquimismo y dotación isotópica del agua subterránea de las formaciones fluvio-deltaicas.

En la franja oeste, las captaciones en las formaciones de neógenas de la cubeta de Felines (zona centro-oeste) tampoco muestran a nivel superficial, hasta 250 m de profundidad, la influencia de las aguas sulfatadas-cálcicas que caracterizan el sistema hidrogeológico de Banyoles-Alta Garrotxa.

Agradecimientos

Este estudio forma parte del proyecto CGL-2011-29975-C04-04. Los autores agradecen el acceso a las captaciones para el muestreo a las empresas Prodaisa y Sorea, como entidades suministradoras de agua, y a particulares.

Bibliografía

Bach, J. (1986). Sedimentación holocena en el litoral emergido de "l'Alt Empordà" (NE de Catalunya). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 195-203.

Bach, J. (1991). *L'ambient hidrogeologic de la plana litoral de l'Alt Empordà*. Tesis doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona.

Bach, J., Mas-Pla, J., Menció, A., Brusi, D., Soler, D., Zamorano, M., Roqué, C., Boy, M., Folch, A., Moreno, V. y Font, L. (2014). Distribución Radón-222 en el sistema acuífero del Empordà (NE España): Aportaciones al modelo de recarga regional. *II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, CIAS2014*. València, 8-10 septiembre 2014.

Barnolas, A. (1992) Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geol. Hispanica*, 27(1-2):15-31.

Batlle A., Bach J., Murillo, J.M. (1994). Implicaciones ambientales de la contaminación de las aguas subterráneas en el Parque Natural de los "Aiguamolls de l'Empordà" (Girona). En: AIH-GE, *Análisis y evolución de la contaminación de las aguas subterráneas*, Tomo II, pp. 265-282.

Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O. y Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth Science Rev.*, 127: 171-192.

Brusi, D., Menció, A., Roqué, C., Ramonell, C., Mas-Pla, J. (2011). Isotopic characterization of groundwater in Western Pyrenees. En: Otero, N., A. Soler y C. Audí, eds.) *9th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry Book of Abstracts*. Tarragona, 19-23 set 2011.

Castro, M. C. y Goblet, P. (2003). Calibration of regional groundwater flow models: Working toward a better understanding of site-specific systems. *Water Resour. Res.*, 39(6), 1172.

Clavell, E., Martínez, A. y Vergés, J. (1988) Morfologia de basament del Pirineu Oriental: evolució i relació amb els mantells de corriments. *Acta Geol. Hispanica*, 23(2):129-140.

Fleta, J., Arasa, A. y Escuer, J. (1991) El neógeno del Empordà y Baix Ebre (Catalunya). *Acta Geol. Hispanica*, 26(3-4):159-171.

Folch, A. y Mas-Pla, J. (2008). Hydrogeological interactions between fault zones and alluvial aquifers in regional flow systems. *Hydrol. Proces.*, 22: 3476–3487.

Folch, A., Menció, A., Puig, R., Soler, A. y Mas-Pla, J. (2011). Ground-water development effects on different scale hydrogeological systems using head, hydrochemical and isotopic data and implications for water resources management: the Selva basin. *J. Hydrology*, 403: 83-102.

García, M., Maillard, A., Aslanian, D., Rabineau, M., Alonso, B., Gorini, C. y Estrada, F. (2011) The Catalan margin during the Messinian Salinity Crisis:

Physiography, morphology and sedimentary record. *Marine Geology*, 284:158-174.

Gonfiantini, R. (1986). Environmental isotopes in lake studies. In: P. Fritz and J.C. Fontes (Eds), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 2. Elsevier Scientific, pp. 113-167.

IGC (2014). *Catàleg de cartografia geològica i geotemàtica*. Institut Geològic de Catalunya. <http://www.igc.cat>. [Consulta: Mayo 2014].

IGME (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Inst. Geológico y Minero de España, 465 pp.

Levens, R.L., Williams, R.E. y Ralston, D.R. (1994). Hydrogeologic role of geologic structures. Part 1: paradigm. *J. of Hydrology*, 156: 227-243.

Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E. y Aparicio, A. (1992) Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): Relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203:145-165.

Medialdea, T., Vázquez, J. T. y Vegas, R. (1994) Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. *Acta Geol. Hispanica*, 29(2-4):39-53 (Pub. 1996).

Montaner J. y Viñals E. (2010). Hidrogeologia del massís del Montgrí. In: Montaner J. (ed.) *El flux hidrogeològic de la plana litoral del Baix Ter*. Pub. Càtedra d'Ecosistemes Litorals Mediterrani, 2; pp. 183-202.

Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.

Pujadas, J., Casas, J. M., Muñoz, J.A. y Sàbat, F. (1989) Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, Southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3(3):195-206.

Rivero, L., Vilas, M., Pinto, V. y Casas, A. (2001) Modelización gravimétrica 2D de la fosa de l'Empordà (NE de la Península Ibérica). *Acta Geol. Hispanica*, 36(1-2):97-113.

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. y Marzo, M. (1999) Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (NW Mediterranean). *Tectonophysics*, 315:209-233.

Sanz, M. (1985). *Estudi hidrogeològic de la regió de Banyoles-Garrotxa*. Quaderns del Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles. 125 pp.

Saula, E., Picart, J., Mató, E., Llenas, M., Losantos, M., Berástegui, X. y Agustí, J. (1994) Evolución geodinámica de la fosa del Empordà y las Sierras Transversales. *Acta Geol. Hispanica*, 29(2-4):55-75 (Pub. 1996).

Tassone, A., Roca, E., Muñoz, J.A., Cabrera, L. y Canals, M. (1994) Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el Cenozoico. *Acta Geol. Hispanica*, 29(2-4):3-37.

Vilanova, E. (2004). *Anàlisi dels sistemes de flux a l'àrea Gavarres-Selva-Baix Empordà*. Tesis doctoral. Univ. Autònoma de Barcelona.

Vilanova, E., Menció, A., Mas-Pla, J. (2008). Determinación de sistemas de flujo regionales y locales en las depresiones tectónicas del Baix Empordà y la Selva (NE de España) en base a datos hidroquímicos e isotópicos. *Boletín Geológico y Minero*, 119(1): 51-62.

Zhou, Y. y Li, W. (2011). A review of regional groundwater flow modeling. *Geoscience Frontiers*, 2: 205–214.

Resolución del transporte reactivo mediante métodos mixtos Eulerianos-Lagrangianos

Joaquim Soler Sagarra¹, Albert Nardi², Maarten Saaltink³, Jesús Carrera Ramírez¹

Palabras clave: transporte reactivo, mezcla, malla isocrónica, euleriano-lagrangiano

Resumen

La modelación de transporte reactivo suele ser un problema complicado por la dificultad de encontrar un método universal. La formulación euleriana suele aportar métodos precisos, ya que dan convergencia de segundo orden, pero requiere cumplir condiciones de estabilidad lo que restringen los casos aplicables.

Una de las alternativas para resolver estas limitaciones, es la utilización de métodos mixtos eulerianos - lagrangianos, aunque a menudo provocan una cierta dispersión ficticia llamada dispersión numérica. Este es un inconveniente especialmente grave cuando el transporte se acopla a reacciones químicas en equilibrio, ya que entonces la velocidad de las reacciones es proporcional a la dispersión.

En este trabajo se propone un método mixto euleriano - lagrangiano sin dispersión numérica para la resolución de transporte reactivo cuando la advección es dominante y con reacciones en equilibrio. El método propuesto se ha utilizado en dos casos distintos: uno de inyección puntual de soluto con solución analítica conocida y un segundo considerando una fractura inclinada respecto al gradiente hidráulico.

En ambos se comparan los resultados con dos métodos existentes que también han sido programados en el marco de este trabajo: el método de elementos finitos tradicional de Galerkin y un método mixto.

¹ IDAEA, CSIC

² Amphos 21

³ Departament d'Enginyeria del Terreny, Universitat Politècnica de Catalunya

Los resultados confirman que el método propuesto mejora cualitativamente los dos existentes en casos donde las dispersividades son medias y bajas, aunque se ha observado la necesidad de refinamientos adicionales en casos donde el flujo es muy heterogéneo. Cabe destacar que como consecuencia de este trabajo se ha obtenido un nuevo método de modelación de transporte reactivo.

Desenvolvimento de um modelo tridimensional de escoamento e transporte dos sistemas aquíferos Albufeira-Ribeira de Quarteira e Quarteira – Algarve, Portugal

Rui Twohig Hugman¹, José Paulo Monteiro², Tibor Stigter³

Palabras clave: aquíferos costeiros, modelos numéricos, densidade variável, gestão de recursos

Resumen

A compreensão do escoamento de água subterrânea com densidade variável pode ser importante em diversos tipos de estudos de aquíferos costeiros tais como a ocorrência de intrusão salina e descarga submarina de águas subterrâneas.

Para atingir este fim encontra-se em curso o desenvolvimento de um modelo numérico tridimensional (3D) do sistema aquífero Albufeira-Ribeira de Quarteira. Geofísica eléctrica e electromagnética (nos domínios de tempo e frequência), realizados no âmbito do projecto FREEZE (Ref. PTDC/MAR/102030/2008), forneceu informação relevante para a actualização do modelo conceptual previamente existente para área estudada. A análise cruzada da informação obtida pela geofísica com os dados de perfis de sondagens mecânicas serviu para criar uma representação 3D das formações geológicas que suportam o sistema aquífero, bem como para definir as condições iniciais necessárias à modelação matemática da distribuição espacial e evolução temporal da interface.

¹ CVRM - Centro de Geosistemas Universidade do Algarve, Faro, Portugal

² Centro de Ciências e Tecnologias da Água, Universidade do Algarve, Faro, Portugal

³ Department of Water Science and Engineering, UNESCO-IHE Delft, Netherlands

Numa fase inicial, estão a ser aplicados modelos em corte vertical para analisar várias hipóteses de funcionamento hidráulico do sistema, de forma a simplificar o processo de desenvolvimento e calibração do modelo 3D.

Incremento de la eliminación de contaminantes orgánicos emergentes mediante una barrera reactiva instalada en un sistema de balsas de infiltración

Cristina Valhondo¹, Jesús Carrera Ramírez², Carlos Ayora², Lurdes Martínez-Landa³, Karsten Nödler⁴, Tobias Licha⁴

Palabras clave: recarga artificial, barrera reactiva, contaminantes emergentes

Resumen

La disponibilidad de agua de calidad lleva años siendo un problema a nivel mundial, especialmente en aquellos países áridos y semiáridos en los que la población se ha incrementado significativamente en las últimas décadas. Por un lado la demanda de agua crece y por el otro aumenta la contaminación y como consecuencia disminuye la calidad de los recursos. Bajo estas circunstancias, la recarga artificial es una técnica de gran utilidad ya que además de aumentar la disponibilidad mejora la calidad del recurso hídrico.

Mediante la recarga artificial a través de balsas de infiltración se reducen los sólidos en suspensión, nutrientes y demanda biológica de oxígeno al forzar el paso del agua a través del terreno. Sin embargo, las aguas afectadas por los efluentes de plantas de tratamiento, que son una de las fuentes usadas para la recarga artificial, presentan además otros tipos de contaminantes orgánicos. En

¹ GHS (UPC-CSIC), Dept Geosciences, Institute of Environmental Assessment & Water Research (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, Barcelona, Spain. GHS (UPC-CSIC), Dept Geotechnical Engineering and Geosciences, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona

² GHS (UPC-CSIC), Dept Geosciences, Institute of Environmental Assessment & Water Research (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034, Barcelona, Spain.

³ GHS (UPC-CSIC), Dept Geotechnical Engineering and Geosciences, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona Tech, (UPC) Jordi Girona 1-3, 08034, Barcelona, Spain.

⁴ Geoscience Center of the University of Göttingen, Department Applied Geology, Goldschmidtstrasse 3, 37007 Göttingen, Germany.

particular los contaminantes emergentes, ya que muchos de ellos no se eliminan completamente con las tecnologías convencionales en las plantas de tratamiento.

Existen numerosos estudios que demuestran que la recarga artificial es eficiente en la eliminación de algunos de estos compuestos, principalmente debido a procesos de adsorción y biodegradación. Las condiciones redox dominantes influyen en el comportamiento de muchos de estos contaminantes ya que supeditan el desarrollo de las comunidades microbiológicas.

Con el objetivo de favorecer la eliminación de los contaminantes orgánicos emergentes se instaló en el fondo de una balsa de infiltración una barrera reactiva compuesta por volúmenes iguales de compost vegetal y arena mezclados con una pequeña fracción de arcillas y óxidos de hierro. El propósito de las arcillas y de los óxidos de hierro es el de incrementar las superficies de adsorción disponibles para los contaminantes aniónicos y cationicos respectivamente.

El compost vegetal, además de incrementar las superficies de adsorción disponibles para los contaminantes neutros, tiene como objetivo la generación de una zonación redox mediante el aporte de carbono orgánico fácilmente degradable. La efectividad de la barrera reactiva ha sido comprobada en un sistema de infiltración situado en Sant Vicenç dels Horts (Barcelona). La barrera favorece la generación de diversas condiciones redox y mejora la eliminación algunos de los contaminantes orgánicos emergentes.

Aplicación de técnicas moleculares, isótopos de carbono y caracterización geoquímica como soporte de estrategias innovadoras de biorecuperación in situ de acuíferos. Ejemplos de contaminación por disolventes clorados

Miguel Ángel Vallecillo Plata¹, Antoni Palau Baiges¹, Miriam Guivernau Ribalta², Francesc X. Prenafeta Boldú², Marc Viñas Canals²

Palabras clave: biorrecuperación, técnicas moleculares, isótopos de carbono, disolventes clorados

Resumen

Desde su desarrollo en la década de los setenta, el tratamiento biológico in situ o biorecuperación es una de las tecnologías en desarrollo más prometedora y sostenible para la recuperación de acuíferos contaminados por fuentes puntuales. Por su versatilidad es adaptable a prácticamente todos los medios hidrogeológicos y contaminantes, incluyendo los disolventes clorados, un grupo ampliamente utilizado en la industria y persistente en el agua subterránea y del que se presentan dos aplicaciones. Recientemente se han desarrollado nuevas herramientas de diagnóstico, que combinadas con las técnicas clásicas, permiten un mejor seguimiento de los cambios químicos y biológicos en el agua subterránea.

Destacan por innovadoras las técnicas moleculares (conocidas como Molecular Biological Tools o MBT) y los isótopos de carbono (Compound Specific Isotope Analysis o CSIA). Los MBT son técnicas dirigidas a biomarcadores y se utilizan como indicadores selectivos de la actividad microbiana. CSIA es una técnica forense medioambiental utilizada para

¹ Environmental Resources Management; ERM Iberia, Gran Via de Les Corts Catalanes 604. 08007 Barcelona, España

² IRTA, Torre Marimon. 08140 Caldes de Montbui, España

caracterizar los progresos de la bioremediación o atenuación natural y puede también identificar distintas fuentes de un mismo compuesto en base a sus firmas isotópicas. En un primer caso se valoró un emplazamiento con contaminación remanente de diclorometano (DCM) recuperado hasta un 80% por técnicas físicas (extracción multifase por vacío y bombeo). Mediante una valoración integrada de la geoquímica e hidrogeológica combinada con la caracterización de las poblaciones microbianas por pirosecuenciación de genes 16SrRNA y el aislamiento e identificación en microcosmos de cepas potencialmente degradadoras de diclorometano, se obtuvieron líneas de evidencia que soportaron el cambio a una siguiente fase más sostenible de atenuación natural.

En un emplazamiento situado sobre un acuífero detrítico afectado por percloroetileno (PCE) se implantó en el 2013 un tratamiento conjunto sobre el suelo y el agua subterránea aún en operación. En el suelo se está aplicando una extracción de vapores por vacío (SVE) que ha reducido en siete meses un 90% las concentraciones iniciales. En el agua subterránea se ha implantado un biotratamiento para inducir la deshalogenación completa del PCE hasta el inocuo eteno, al tratarse de la solución menos agresiva y más sostenible por su mínimo impacto sobre el recurso hídrico.

Se utiliza lactato, un producto alimentario, como sustrato soluble fácilmente fermentable y fuente de carbono y energía para los microorganismos. El producto (en forma de lactato sódico) se aplica cada 2 y 4 semanas al 3%, consiguiéndose una reducción del 90% en el PCE disuelto en ocho meses. La recuperación se evalúa integrando técnicas tradicionales, MBT para el seguimiento de la población de Dehalococcoides (16S rRNA), y las dianas moleculares implicadas en los procesos de deshalogenación reductiva: genes *vcrA*, *bvcB* y *tceA* y los CSIA para distinguir los mecanismos implicados en la reducción del contaminante.

Los primeros resultados del CSIA sugieren que el patrón de concentración y los $\delta^{13}\text{C}$ de los hidrocarburos clorados indican metabolización e incluso degradación hasta producto final no clorado, a pesar de que el medio en condiciones normales tiene una tasa baja de atenuación natural mínima entre 0,0 y 3,4%.

Principales procesos hidrogeoquímicos en el macizo carbonatado de Sierra de Gádor (Almería)

Ángela Vallejos¹, Miguel Ángel Díaz-Puga¹, Fernando Sola¹, Linda Daniele², Antonio Pulido-Bosch¹

Resumen

El macizo carbonatado de Sierra de Gádor, con una extensión de aproximadamente 900 km², sostiene buena parte de las necesidades hídricas de la agricultura intensiva de la provincia de Almería. Tras el análisis fisicoquímico de muestras distribuidas por toda la sierra, entre las que se incluyen manantiales y sondeos, se ha llevado a cabo una caracterización química de sus aguas. Se han reconocido diferentes áreas dentro de este gran sistema carbonatado, en las cuales se han identificado los principales procesos hidrogeoquímicos que actúan, mediante el análisis de relaciones iónicas o el estado de saturación de las muestras analizadas.

Las reacciones que tienen lugar, debido a la ausencia de equilibrio entre las fases sólidas y acuosas en el acuífero, corresponden a procesos de disolución-precipitación de carbonatos, intercambio iónico y disolución de sulfatos. Nos encontramos desde aguas de muy baja mineralización y facies bicarbonatada cálcica, afectadas por intercambio iónico directo, hasta aguas salinas con facies principalmente clorurada sódica, donde interviene el intercambio iónico inverso y donde la intrusión marina ha podido tener lugar.

El magnesio es un elemento clave a la hora de clasificar las muestras, así como el contenido en sulfatos procedentes de la disolución de yesos intercalados en el sistema carbonatado, llegando a ser identificados procesos de dedolomitización en el sector más occidental de la Sierra.

¹ G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Universidad de Almería, Spain

² Departamento de Geología, Universidad de Chile, Chile. Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Fondap-Conicyt 15090013, Chile

Contaminantes emergentes orgánicos en aguas subterráneas en España. Presencia y comportamiento en el contexto europeo

Enric Vázquez-Suñé¹, Anna Jurado¹, Estanislao Pujades Garnes¹, Jesús Carrera Ramírez¹, Miren López de Alda², Damià Barceló³

Palabras clave: contaminantes orgánicos emergentes, pesticidas, compuestos industriales, productos farmacéuticos

Resumen

En el medio hídrico existen numerosos contaminantes orgánicos de diversa naturaleza, dentro de los cuales, los contaminantes orgánicos emergentes o COE (poco conocidos y escasamente legislados) son motivo de especial preocupación por varias razones. En primer lugar, diferentes clases COE como son pesticidas, productos farmacéuticos, drogas de abuso, tensioactivos y productos industriales, productos de cuidado personal, estrógenos, etc. se han detectado tanto en aguas residuales urbanas (tratadas o no) como en el medio hídrico afectado por estas aguas. En segundo lugar, se ha podido determinar que muchos COE son disruptores endocrinos y que se encuentran en una amplia gama de productos, incluyendo botellas de plástico, detergentes, retardantes de llama, alimentos, juguetes, cosméticos, pesticidas, etc. y parece que pueden afectar a la capacidad y desarrollo reproductivo en los seres humanos y la vida silvestre. Tercero, algunos COE pueden ser tóxicos y

¹ GHS, Institute of Environmental Assessment & Water Research (IDAEA-CSIC), Jordi Girona 18-26, 08034, Barcelona

² Department of Environmental Chemistry, Institute of Environmental Assessment & Water Research (IDAEA-CSIC), Jordi Girona 18-26, 08034 Barcelona

³ Department of Environmental Chemistry, Institute of Environmental Assessment & Water Research (IDAEA-CSIC), Jordi Girona 18-26, 08034 Barcelona y Catalan Institute for Water Research (ICRA), Emili Grahit 101, Edifici H2O, Parc Científic i Tecnològic de la Universitat de Girona, 17003 Girona

persistentes, y a pesar de detectarse en bajas concentraciones, pueden producir efectos potencialmente nocivos en los ecosistemas y la salud humana. Además, los productos de degradación de algunos de estos compuestos son aún más tóxicos que los productos de los proceden.

La mayoría de los estudios en relación a los COE en el medio hídrico se han centrado en las aguas residuales y superficiales. En cambio, las aguas subterráneas han sido mucho menos estudiadas, por lo que hay una clara falta de conocimiento sobre la presencia y comportamiento de muchos de estos compuestos en el medio subterráneo. Pese a ello, existen estudios, tanto a nivel global, europeo, como también a nivel Español. A partir de dichos estudios se ha determinado que la presencia de COE en las aguas subterráneas se da tanto en el medio rural como el urbano, y en ambos contextos pueden proceder de fuentes de contaminaciones puntuales o difusas. Los COE medidos en las aguas subterráneas muestran rangos de concentración habituales entre los ng/L y ug/L, y en ocasiones incluso mg/L.

Los tipos de COE más estudiados en las aguas subterráneas españolas son los pesticidas, seguidos por los compuestos industriales y los productos farmacéuticos. Resulta interesante destacar que en comparación con otros cuerpos de agua, como los ríos, las aguas subterráneas están habitualmente mucho menos contaminadas, lo que puede ser indicativo de la capacidad de atenuación natural en los acuíferos. Sin embargo, algunas veces los niveles de concentración de COE pueden llegar a ser más altos en el acuífero que en el río. Este hecho puede explicarse por diversos factores, pero es un ejemplo que ilustra la necesidad mejorar en el conocimiento de los mecanismos de entrada y comportamiento de los COE en los acuíferos. Además, para una amplia variedad de COE, las concentraciones máximas medidas en las aguas subterráneas españolas superan los estándares y límites de calidad exigidos por la Unión Europea. Por lo tanto, también hay que hacer un esfuerzo para preservar la calidad de las aguas subterráneas contra su deterioro y resulta necesario definir los umbrales y límites de calidad de muchos de estos compuestos no regulados.

Desarrollo de herramientas de análisis de datos hidrogeológicos en un entorno SIG

Violeta Velasco¹, Enric Vázquez-Suñé¹, Rotman Criollo², Mar Alcaraz², Alejandro Serrano², Alejandro García-Gil²

Resumen

La modelización hidrogeológica tridimensional de los medios sedimentarios que suelen constituir acuíferos importantes es compleja debido principalmente a tres factores: (1) la heterogeneidad natural intrínseca del medio, (2) la necesidad de integrar un modelo geológico tridimensional que represente dicha heterogeneidad adecuadamente en los procesos de modelización hidrogeológica y (3) la escasez de herramientas apropiadas para gestionar grandes cantidades de datos hidrogeológicos espacio-temporales.

Para facilitar estas tareas, se ha desarrollado una plataforma software en un entorno GIS que facilite la realización de modelos hidrogeológicos 3D. Está compuesta por una base de datos geoespacial y un conjunto de herramientas que permiten al usuario gestionar, visualizar, analizar, interpretar y pre-post procesar los datos almacenados en dicha base de datos. La base de datos desarrollada (HYDOR) permite la integración en una estructura coherente y lógica de un amplio rango de tipos de información hidrogeológica procedentes de diversas fuentes y con diferentes formatos.

Los diferentes instrumentos desarrollados para explotar los datos almacenados en la base de datos se han creado como una extensión de ArcMap (ArcGIS; ESRI) y se reagrupan en tres barras de herramientas. La primera barra de herramientas (HEROS) además de facilitarnos el análisis y la interpretación de los datos geológicos almacenados en la base de datos, nos permite generar modelos geológicos tridimensionales. La segunda barra de herramientas, QUIMET, cubre un amplio rango de metodologías para consultar, interpretar y

¹ Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA-CSIC)

² Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA-CSIC). Universitat Politècnica de Catalunya (UPC)

comparar diferentes parámetros hidroquímicos. La última barra de herramientas (HYYH) se ha diseñado para visualizar y analizar los datos hidrogeológicos entre los que se incluyen los procedentes de ensayos hidráulicos. La información obtenida usando todas estas herramientas, también se almacenan en la base de datos constituyendo de este modo una base para futuras interpretaciones.

La hidrogeología sutil: aplicación a la cuenca alta del río Alfambra (Teruel)

Fermín Villarroya Gil¹, Alejandro J. Pérez Cueva², Ghaleb Fansa², José Luis Penalba³

Palabras clave: hidrología sutil, hidronimia, Portlandiense, Alto Alfambra

Resumen

Entendemos por Hidrogeología sutil el conjunto de procesos y manifestaciones de las aguas subterráneas de minúsculos acuíferos en un territorio. En ella no importa tanto el conocimiento exacto de los procesos de las aguas subterráneas y sus magnitudes, sino sus efectos. Sin valor comercial ni apenas estudios en la actualidad, ha sido un rico recurso para la sociedad rural tradicional, y ha dado lugar a un amplio abanico de manifestaciones ecológicas, culturales, patrimoniales, e incluso toponímicas.

Se estudian estas manifestaciones en dos términos municipales del Alto Alfambra (Monteagudo del Castillo y Allepuz, ambos en la provincia de Teruel), tanto desde una perspectiva geológica e hidrogeológica (acuíferos multicapa del Portlandiense, y del Weald) como cultural y patrimonial (fuentes, chumarrales, clotes, caños, enjuagadores, chopos de manantial, etc.). Un primer objetivo del presente trabajo es rescatar y poner en valor esta toponimia. Por otro lado, esta nueva forma de contemplar los acuíferos puede ayudar a descubrir por doquier toponimias regionales que guardan una estrecha relación con la manifestación de la presencia escondida de las aguas subterráneas.

¹ Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Jose Antonio Novais 2. 28040 Madrid. España. E-mail: ferminv@geo.ucm.es.

² Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Valencia. Avda Blasco Ibáñez, 28. 46010 Valencia. España. Alejandro.Perez@uv.es; ghaleb.fansa@uv.es

³ Doctor en Ciencias Químicas. jolupegui@hotmail.com

Introducción

El diccionario define sutil como algo fino, delicado, tenue... y de eso, aplicado a las aguas subterráneas, trata este artículo. Se presenta una hidrogeología que cuida de aspectos que pueden pasar desapercibidos en una simple mirada al paisaje. No se trata de datos conspicuos de grandes números con los que casi siempre describen y analizan los hidrogeólogos a los acuíferos: cientos de km² de extensión, decenas de metros de espesor saturado, cientos o miles de hm³ de reservas, etc. Se trata de rasgos de apariencia fútil pero que guardan secretos seculares de las aguas subterráneas y el territorio. Además, en numerosas ocasiones, dan lugar a una toponimia vinculada al agua (hidronimia) muy rica y variada de ámbito local, de difícil extrapolación a otros lugares, donde tal vez se describan con otros términos diferentes. Estos rasgos encierran notables lecciones de cultura hídrica que los lugareños han sabido apreciar y aprovechar. Durante los trabajos preparatorios para presentar alegaciones con motivo de la información pública de una actividad de extracción de arcillas en la cuenca alta del río Alfambra (Teruel), se tuvo la oportunidad de recorrer los territorios y percibir toda una serie de peculiaridades del patrimonio cultural y paisajístico que guardaba una estrecha relación con el afloramiento de caudales (minúsculos en su mayoría) de aguas subterráneas. Tales manifestaciones dan lugar a un aprovechamiento secular por parte de pastores y labradores, y a una singular toponimia (hidronimia, en este caso) con claro peligro de desaparición por su desuso en estas deshabitadas sierras. Pero las causas finales hidrogeológicas que las sostienen perdurarán siempre, y sus efectos beneficiosos pueden trocarse de culturales en ecológicos. Uno de los objetivos de este artículo es ponerlas en valor.

El área de estudio: características geográficas y geológicas

El área que ha servido de inspiración para este trabajo (Figura 1) se ubica en la cuenca alta del río Alfambra (provincia de Teruel). Comprende territorios de los términos de Allepuz al oriente y de Monteagudo del Castillo al occidente. Se trata de una zona de montaña: los núcleos urbanos de ambos municipios se alcanzan a unos 1.425 msnm. La precipitación media se encuentra entre los 450-500 mm/año (Penalba y Pérez-Cueva, 2013, Cuadrat, 2004) con el siguiente

reparto: invierno (17%), primavera (22%), verano (33%) y otoño (28%). La temperatura media anual es de unos 10°C con mínimas medias en el mes de enero de -4°C y en julio se alcanzan los 27°C de medias máximas (Penalba y Pérez-Cueva, *ibid*). Tan sólo el río Alfambra tiene caudal permanente (si bien con episodios interanuales de secado total). La zona occidental está drenada por el río "Seco", cuya toponimia refleja la escasez hídrica de la zona. Es una región muy despoblada; el censo el 1 de enero de 2012 (INE, 2014) era de 121 habitantes en Allepuz y 67 en Monteagudo del Castillo, si bien puede llegarse a multiplicar por tres o más en los meses de verano. Se mantienen todavía vestigios de las actividades agropecuarias tradicionales (rebaños de ovejas, cultivo de cereal...), aparte de las nuevas actividades (granjas de ganadería porcina, incipiente truficultura...).

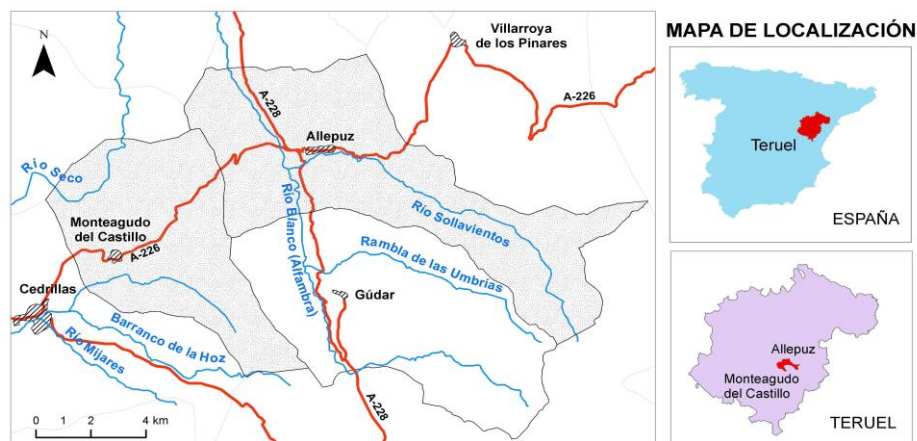


Figura 1. Localización del área de estudio

Desde el punto de vista geológico, la zona se caracteriza por dos áreas muy diferenciadas, a ambos lados de un anticlinal con núcleo triásico (anticlinal de Alcalá). Por un lado está el sector perteneciente al término de Allepuz, donde afloran fundamentalmente materiales cretácicos en facies "Weald" constituidos por alternancia de capas de arcillas, limos y areniscas, buzando suavemente hacia el Este, que constituyen el flanco oriental del anticlinal de Alcalá. Por otro lado, el sector perteneciente al término de Monteagudo del Castillo, drenado por el río Seco, afluente del Alfambra por su margen izquierda, corresponde a la cubeta sinclinal de El Pobo en su flanco más oriental, donde afloran calizas,

margas y areniscas calcáreas del Portlandiense (Jurásico), en disposición subhorizontal en su parte central y fuertemente flexionados hasta dar afloramientos invertidos en su extremo oriental (Gautier, 1981) (Figura 2).

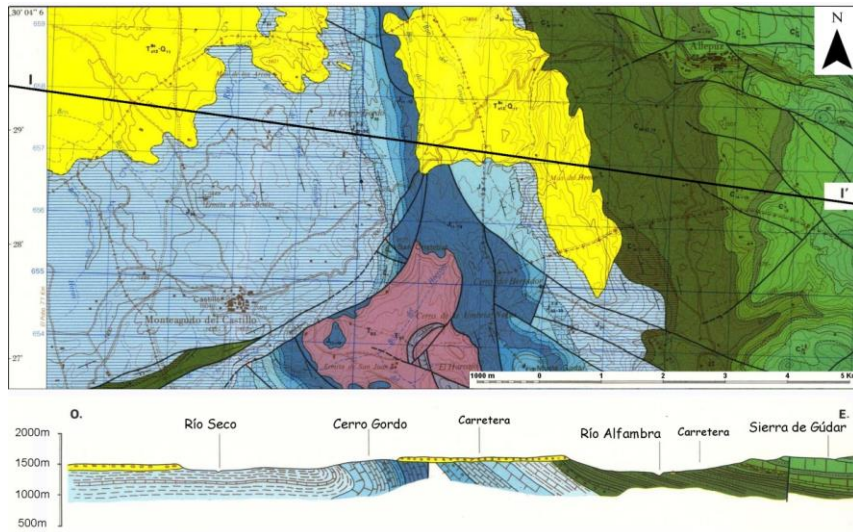


Figura 2. Perfil geológico de la zona de estudio mostrando los materiales del Jurásico (Monteagudo del Castillo) y del Cretácico (Allepuz). (Adaptado de Gautier, 1981).

El “acuífero multicapa” de la facies “Weald”

El entrecomillado de “acuífero multicapa” quiere significar que no se trata de un verdadero acuífero acorde con la definición de “formación geológica capaz de almacenar agua y transmitirla de forma significativa para su consumo”. La disposición estratigráfica de la serie de capas de la facies “Weald” compuesta por alternancia de capas de arcillas, limos y areniscas determina un acuífero multicapa (si bien de baja permeabilidad). Un recorrido minucioso por la margen occidental del río Alfambra descubre algunos rezumes de agua que obedecen a la existencia de capas permeables de areniscas entre capas de arcillas y limos que actúan como pequeños niveles locales impermeables que muy probablemente no tienen continuidad lateral pero que, en el punto de afloramiento, son suficientes para producir una tenue salida de agua

subterránea en muchas ocasiones ("Fuente de la Veintena") y más notables en otras ("Pocico del Henar"). Esta última surgencia, que abastece una granja agropecuaria, se trata en realidad de un "caño". Con este nombre se conoce en la zona al hecho de producir un drenaje subterráneo del terreno mediante zanjas profundas en las que se entierran tubos de drenaje o simplemente piedras, y luego se cubren con suelo.

Las surgencias de agua, se caracterizan por ser bastante constantes en el tiempo, incluso en épocas de sequía, puesto que drenan capas de no muy alta permeabilidad. Ello les confiere un carácter peculiar e interesante tanto para los ganaderos como para la fauna silvestre, ya que les asegura abastecimiento casi perpetuo en agua. El propio paisaje e incluso la toponimia están reflejando la existencia de los manaderos de agua. Así existen en la zona los llamados "enjuagadores", que forman parte del paisaje (Figuras 3 y 4), como indicadores de que se trata de una zona con muchos afloramientos de agua, suficientemente caudalosos como para tener que ser drenados para las labores agrícolas. El topónimo "henar", procedente igualmente de una parte de este sector, indica que es una zona proclive al encharcamiento con muchos lugares buenos para la cosecha de heno, justo aquéllos que coinciden con los "chumarrales" (Figuras 4, 5 y 6), terrenos pantanosos que rezuman agua. Los "enjuagadores" se establecen justamente para drenar estas tierras excesivamente húmedas.



Figura 3. Ejemplos de "enjuagador". Margen izquierda del río Alfambra en el término de Allepuz

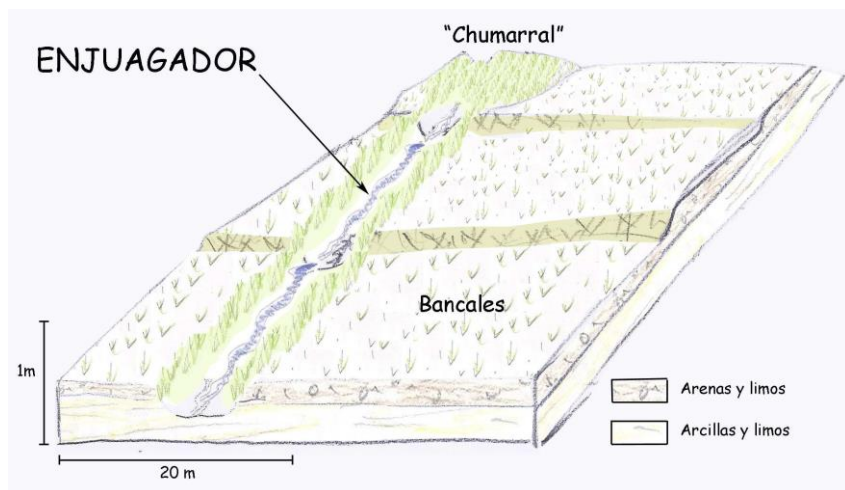


Figura 4. Esquema de un "enjuagador" drenando un "chumarral".



Figura 5. Ejemplo de "chumarral". Margen occidental del río Alfambra.

Todavía en la ladera occidental del río Alfambra encontramos otro topónimo; "clote" que los paisanos reservan para indicar una hondonada en cuyo fondo crece el herbazal condicionado por la presencia escondida de las aguas subterráneas. Tal es el caso del "Clote Valero" en Allepuz (Figura 7).

Las aguas subterráneas pertenecientes a esta "hidrogeología sutil" han sido el soporte secular de pequeños abrevaderos a pie de fuente, suficientes cuando las cabañas no eran tan extensivas como las de hoy en día (en concreto existen en la actualidad rebaños pastando con más de 600 cabezas), así como para suministrar agua a las masías y explotaciones ganaderas cercanas.

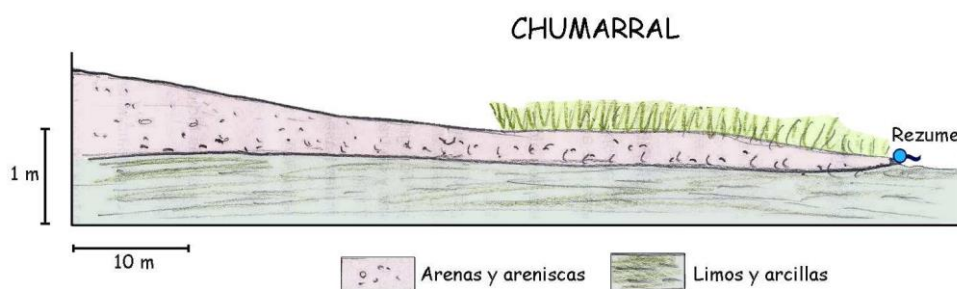


Figura 6. Esquema de un "chumarral". Margen occidental del río Alfambra.

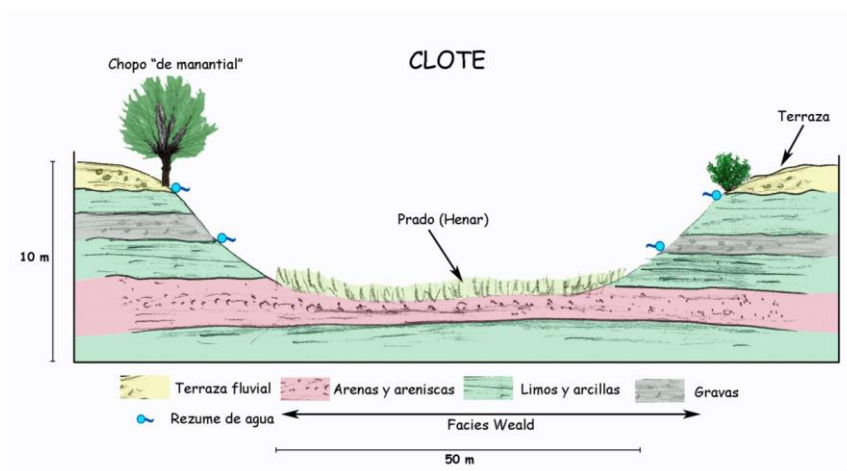


Figura 7. Esquema de un "clote" que da lugar a un prado o "henar"

El “acuífero multicapa” de los materiales jurásicos del Portlandiense

En las capas alternantes de margas, areniscas, arcillas, calizas, limos, margas calcáreas, etc., de la serie jurásica del Portlandiense, los materiales más finos actúan como niveles locales de base al flujo del agua subterránea. Esto, junto con la estructura de los afloramientos condicionada por la tectónica (la serie del Portlandiense descansa subhorizontalmente por tratarse del núcleo de un laxo sinclinal que solo en su flanco oriental presenta una fuerte inflexión de las capas que incluso da lugar a una serie invertida, Figura 2), unido a la desigual topografía, provoca finalmente la existencia de numerosos manantiales (Pérez-Cueva *et al.*, 2014) y zonas de rezume que han sido estudiados minuciosamente por Penalba y Pérez-Cueva (2013). Estos autores, sólo en el término de Monteagudo del Castillo, han localizado más de 120 manantiales. En cualquier caso se trata de manaderos de muy escaso caudal normalmente inferior a los 0,1 L/s. De hecho la cuenca drenante del sector pertenece a un afluente del Alfambra de elocuente nombre autoexplicativo: río “Seco”. Una observación sobre el terreno en cada una de estas fuentes como la llevada a cabo por Penalba y Pérez-Cueva (*ibid*) revela la causa hidrogeológica de la existencia y permanencia de los manantiales que en muchos casos son simples rezumes. Por ejemplo la fuente de “Mas de Cipriano” y “La Pinilla” se deben al contacto entre calizas en la parte superior del escarpe y margas en la inferior, en materiales portlandienses (Figura 8). La fuente del “Huerto del Bastero” y las fuentes “Arriba de la Fuente Vieja” y las “Huerto del tío Tiburcio” y “La Cavada” (todas ellas en el término de Monteagudo del Castillo) (Figura 9) obedecen a la misma causa: surgen en el contacto entre el banco calcáreo superior de la loma y un estrato inferior más margoso. Para un estudio convencional de planificación de recursos hídricos subterráneos, toda esta suerte de manantiales y rezumes resultarían insignificantes o irrelevantes, no así para la cultura popular y para los subsistencia en el pasado de pequeños asentamientos (masías y corrales) y abrevaderos suficientes para la cabaña dispersa.

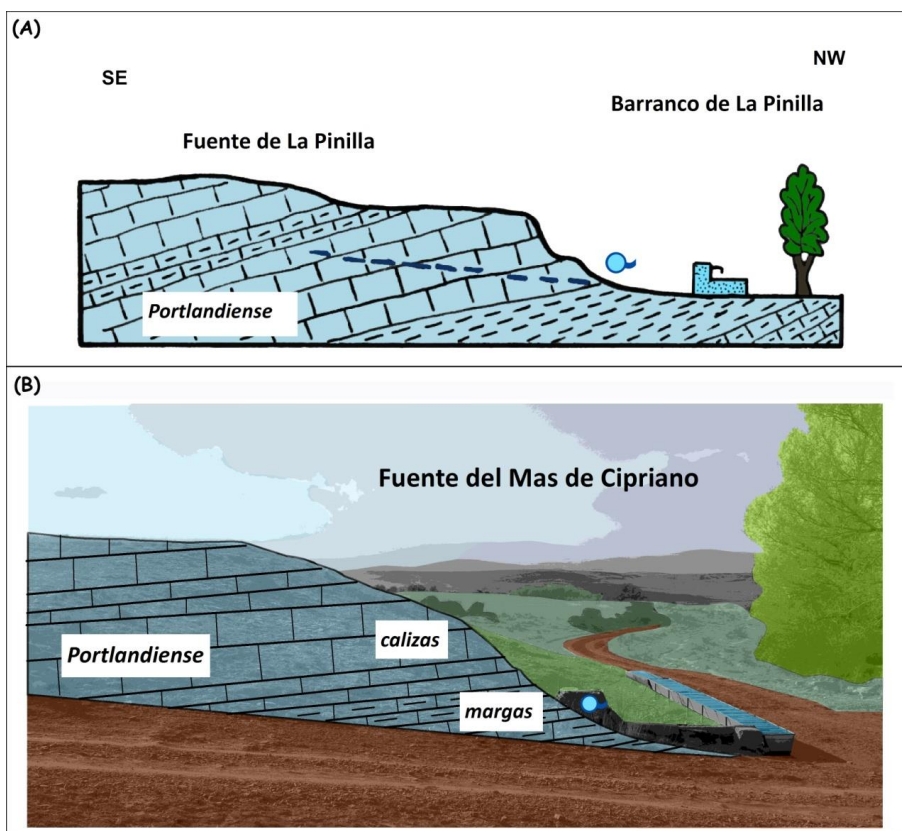


Figura 8. Fuentes de La Pinilla y Mas de Cipriano surgentes en el contacto entre materiales carbonáticos y margosos de la serie jurásica del Portlandense (Penalba y Pérez-Cueva, 2013).

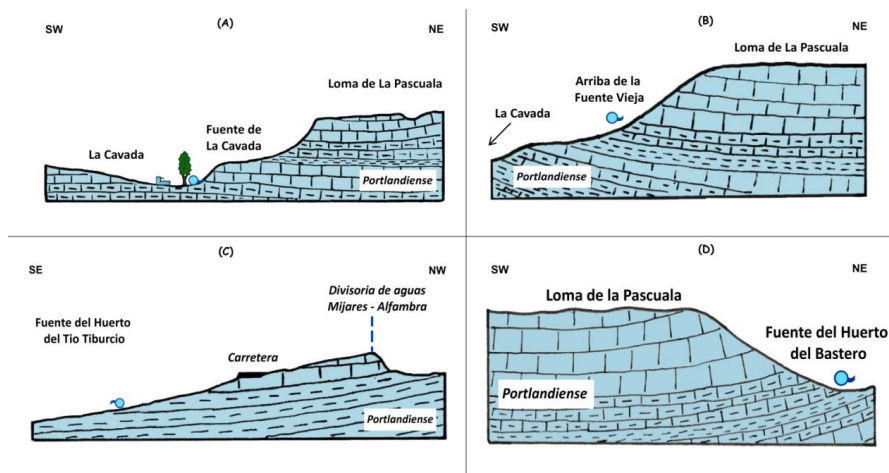


Figura 9. Fuentes de “La Cavada”, “Arriba de la Fuente Vieja”, “Huerto del Tío Tiburcio” y “Huerto del Bastero” surgentes en el contacto entre materiales carbonáticos y margosos de la serie jurásica del Portlandiense (Penalba y Pérez-Cueva, 2013).

Discusión: el valor ambiental y servicios prestados por la hidrogeología “sutil”

Las montañas del Sistema Ibérico son muy ricas en manantiales (Pérez-Cueva *et al.*, 2014), debido a una geología muy variada y con frecuentes contrastes litológicos. La sociedad rural tradicional supo potenciar este “recurso natural”, y adaptarlo a las necesidades agrícolas y ganaderas. Por ello, las fuentes y manantiales han representado un singular valor patrimonial de este territorio y forman parte todavía de su geografía.

En un pequeño espacio como el que forma los términos municipales de Monteagudo y Allepuz (unos 110 km²) se puede apreciar un amplio abanico de estos puntos de agua y una gran variedad de adaptaciones y utilidades. En este artículo hemos presentado unos cuantos ejemplos, pero existen más casos que esperamos poder analizar y presentar en futuros trabajos: balsas, pocicos...

Este gran abanico de presencias de agua obedecen a causas naturales, si bien en ocasiones modificadas para su aprovechamiento por el hombre, y aportan una aproximación a lo que se podría llamar un servicio prestado por las aguas subterráneas y su aplicación para el socorro de abastecimientos in situ para la

fauna salvaje y para pequeños asentamientos antrópicos. En efecto, de acuerdo con Bocanegra *et al.* (2012) si se entiende por servicio aquella función o proceso que ocurre de manera natural en un ecosistema y que es aprovechado de alguna forma por los seres humanos, entonces, estas aguas subterráneas que hemos analizado bajo la óptica de una "hidrogeología sutil" prestan un valioso servicio.

A modo de conclusión y propuesta

Las aguas subterráneas aunque ocultas a los ojos humanos revelan una estrecha relación con ciertos rasgos del terreno que revelan su tenue presencia. Se han presentado algunos ejemplos aplicados en la cuenca alta del río Alfambra referentes principalmente a materiales de edad jurásica y cretácica. El presente artículo pretende llamar la atención a este otro valor o aspectos que habitualmente no son objeto de atención por parte de los hidrogeólogos y que sin embargo dan razón a usos tradicionales y a una rica hidronimia en franco retroceso debido al despoblamiento y consiguiente desuso. Formulamos una múltiple invitación a reivindicar los aspectos escondidos de las aguas subterráneas, a estudiarlos, catalogarlos, inventariarlos y a redescubrir en muchos territorios estas relaciones que en muchos municipios supondrá un mejor conocimiento de la Naturaleza como recurso a conservar, defender y dar a conocer a la ciudadanía. La propuesta de la hidrogeología sutil queda fuera de los grandes estudios emprendidos por la planificación hidrológica que demanda la aplicación de la Directiva Marco del Agua pero pensamos que vale la pena destacarla y ponerla en valor. Para esta nueva mirada que contempla y estudia las relaciones de las aguas subterráneas con el territorio manifestadas por medio de manantiales, rezumes y una conspicua hidronimia, proponemos denominarla como "hidrogeología sutil".

Bibliografía

Bocanegra, E., Manzano, M., Betancurt, T., Custodio, E. y Cardoso G. (2012) *Caracterización preliminar de las interacciones aguas subterráneas-humedales-*

ser humano en Iberoamérica y en la Península Ibérica. IV Congreso de Hidrogeología. Cartagena de Indias, Colombia 20 a 24 de agosto 2012. ALHSUD.

Cuadrat, J.M. (2004) El clima de Aragón, Zaragoza. En J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez (Eds.) *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Zaragoza, Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, pp.15-26.

Gautier, F. (1981) *Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie Magna. Hoja nº 568 Alcalá de la Selva*. Edit IGME. Madrid. Memoria 32 pp y mapa.

INE (2014) *Consulta en la página web del Instituto Nacional de Estadística*. Entrada el 14 de febrero 2014.

Penalba, J.L. y Pérez-Cueva, A.J. (2013) *Las fuentes y manantiales de Monteagudo del Castillo*. Ed. Reproexpres S.L. Valencia. Diputación de Teruel. ISBN 978-84-15323-73-0. 236 pp.

Pérez-Cueva, A., Simón, J.L. y Villarroya, F. (2014) Manantiales del Alto Alfambra. Cultura y patrimonio del agua. *Turolenses Revista de Cultura* nº 2, año 1 02 -2014 ISSN 234-1680. Teruel. 25-28pp.

Índice de autores

- Abreu, 319
Alcalde Aparicio, 1
Alcaraz, 3, 215, 885
Alonso Herrero, 1
Álvarez García, 5, 19
Andreo Navarro, 57
Andrés Arias, 5, 19
Arauzo Sánchez, 31, 33
Arcos, 55
Argamasilla Ruiz, 57
Asensio, 641
Ayora, 877
Ayora Ibañez, 845
Bach Plaza, 71, 853
Ballesteros Navarro, 333, 593
Barceló, 467, 883
Barón Périz, 85
Bayer Raich, 117
Benavente Herrera, 425, 779
Bernat, 395
Bezos Pina, 119, 305
Bibiano, 121, 805
Blanco Romero, 137
Boy-Roura, 71, 151, 853
Bros Miranda, 531
Brusi, 71, 853
Bueres García-Junceda, 591
Bueso Sanchez, 501
Cabrera Santana, 217, 233, 619
Calderer, 329
Cameron, 151
Camprovín, 395
Candel, 641
Cano Sánchez, 159
Capilla Romá, 843
Carles-Brangarí, 161
Carrasco Cantos, 427
Carrera Ramírez, 119, 251, 253, 305, 365, 467, 575, 665, 873, 877, 883
Cassiraga, 163, 529, 793
Castaño, 163
Castaño Castaño, 661
Castelló, 395
Cendón Sevilla, 845
Cereijo Arango, 173, 175, 191
Cienfuegos Suárez, 527
Corral Hernan, 499
Corral Lledó, 191
Costa, 213
Criollo, 215, 885
Cruz-Fuentes, 217, 233, 619
Cuchí Oterino, 643
Culí, 665
Custodio Gimena, 217, 233, 285, 487, 619
da Conceição Oliveira, 307

- Dandar, 251
 Daniele, 881
 De Anta Montero, 591
 de la Torre López, 425
 De Simone, 253, 365
 Delgado Martín, 173, 175, 191, 445
 Díaz Muñoz, 191
 Díaz-Cruz, 467
 Díaz-Puga, 881
 Domènech, 327
 Domingo Pinillos, 255
 Domínguez Sánchez, 257
 Durand Zurdo, 137
 Elorza, 575, 759
 Escuder, 137, 279, 281, 283
 Espinosa, 285
 Esteller Alberich, 593, 709, 737
 Estrela, 163
 Fansa, 887
 Fernández, 331
 Fernández Álvarez, 367
 Fernández Fernández, 303
 Fernández García, 173
 Fernández Leyva, 515
 Fernández López, 305, 365
 Fernández Rubio, 307
 Fernández-García, 161, 281, 283, 327
 Ferrer Polo, 379, 391
 Flôres Nascimento, 319
 Folch Sancho, 71, 137, 327
 Fompedriña Roca, 591
 Font, 71, 329
 Fraile, 281, 283
 Freixa, 161
 Gago-Ferrero, 467
 Galindo Rodríguez, 191
 Gandía, 331
 García, 333
 García Aróstegui, 255, 779
 García Lobón, 515
 García Menéndez, 593
 García Moreno, 779
 García Morroondo, 173
 García Vera, 825
 García-Gil, 215, 363, 885
 Garfias Soliz, 121, 805
 Garrido Schneider, 363, 759
 Gisbert, 833
 Gómez Castro, 365
 Gómez-Escalonilla, 257
 Gómez-Hernández, 393
 González Philippon, 173
 González Quirós, 367
 González Ramón, 377
 González Romero, 379, 391
 Grau, 329
 Guimerà, 55
 Guivernau Ribalta, 879
 Gutiérrez-Esparza, 393
 Hammes, 319
 Heredia, 233, 575
 Hernández, 395
 Hernández Hernández, 397
 Herrero, 331
 Hidalgo, 119, 575
 Hidalgo Estévez, 425, 779
 Hugman, 213, 875
 Irles, 163
 Jaramillo Salazar, 159
 Jardón Palacio, 19
 Jiménez Madrid, 427
 Jódar Bermúdez, 487
 Jordana, 55, 555

- Jubany, 329
Juncosa Rivera, 173, 175, 191, 445
Jurado, 467, 665, 883
Lambán Jiménez, 487, 643, 657
Ledesma, 665
Licha, 877
Llanos Acebo, 121, 805
Loaso, 285
Lomoschitz Mora-Figueroa, 533
López de Alda, 883
López Geta, 515
López Mera, 831
Lorca Fernández, 307
Loredo Pérez, 527
Lozano Cabezas, 499
Lupiani Moreno, 501
Mañá, 331
Marín Lechado, 515
Marqués Sierra, 527
Martel, 805
Martí Segarra, 591
Martín Rodríguez, 619
Martínez López, 425
Martínez Navarrete, 427
Martínez Santos, 657
Martínez-Landa, 365, 877
Martínez-Pontevedra, 655
Martins Carvalho, 829
Martos Rosillo, 377, 515
Mas-Pla, 151, 693, 853
Mas-Pla, 71
Mecerreyes Espinosa, 137
Mejía Fajardo, 529
Mejías Moreno, 257
Meléndez Asensio, 531
Menció Domingo, 71, 151, 693
Menéndez Lolo, 445
Menéndez Pidal, 533
Miret, 555
Molina-Sánchez, 833
Molinero, 55, 555
Mon López, 589, 827, 829, 831
Montalván, 575
Monteiro, 213, 875
Montenegro Pérez, 589, 827, 829, 831
Montoya Campuzano, 499, 591
Morell Evangelista, 333, 593, 709, 737
Moreno, 71
Naranjo Ayala, 217, 619
Nardi, 873
Navarro, 331
Navarro Gámir, 641
Navarro-Martínez, 833
Naves García-Rendueles, 589, 827, 829, 831
Nemer, 251
Nóbrega II, 319
Nödler, 877
Nolan, 151
Novo, 307, 319
Nowak, 397
Ochando Jiménez, 257
Oliván Pociello, 643
Ontiveros Beltranena, 191
Ordóñez Alonso, 5, 19
Ormaechea Muñoz, 779
Palau Baiges, 879
Pedrera Parías, 515
Pena Sendón, 655
Penalba, 887
Pérez Aparicio, 501
Pérez Bielsa, 657

- Pérez Cueva, 887
 Pérez Peláez, 659
 Pérez Sánchez, 255
 Pernía Llera, 661
 Pijuán, 327
 Pisani Veiga, 589, 825, 827, 829, 831
 Pool, 663
 Post, 663
 Prenafeta Boldú, 879
 Pujades Garnes, 467, 665, 849, 883
 Pulido Velázquez, 737
 Pulido-Bosch, 833, 881
 Regàs Cabra, 693
 Renau Llorens, 593, 709
 Renau Pruñonosa, 593, 737
 Renau-Llorens, 333
 Renau-Pruñonosa, 333
 Rey Arrans, 425
 Ribera, 279, 281, 283
 Rivas Pozo, 759
 Robles Arenas, 779
 Rodrigo Clavero, 781
 Rodrigo Ilarri, 781
 Rodríguez Fernández, 327, 655
 Rodríguez Hernández, 515
 Roig i Navarro, 709
 Rojas Hita, 425
 Romanazzi, 793
 Romaní, 161
 Roqué, 71, 853
 Rosado, 333
 Rosell, 327
 Rubio Melendi, 367
 Rubol, 161
 Ruiz, 55
 Ruiz Constan, 515
 Ruiz Hernández, 257, 661
 Saaltink, 873
 Sahuquillo, 529
 Salas Rojas, 823
 Salas-García, 121, 805
 Samper Calvete, 589, 825, 827, 829, 831
 Sánchez Navarro, 363
 Sánchez-Martos, 833
 Sánchez-Vila, 161
 Sanz, 163
 Sanz de Ojeda, 533
 Sanz Garrido, 843
 Sanz Pérez, 533
 Sapriza Azuri, 251
 Scheiber Pagès, 845
 Schwarz Kusch, 659
 Seco Torrecillas, 379, 391
 Senent Aparicio, 255
 Serra, 847
 Serrano, 885
 Serrano Juan, 215, 849
 Sijgers, 847, 851
 Simmons, 663
 Slooten, 119, 305
 Sola, 881
 Soler, 71, 327, 365, 853
 Soler Gil, 845
 Soler Sagarra, 873
 Solera Solera, 397
 Stigter, 875
 Urrutia, 659
 Vadillo Santos, 591
 Valhondo, 877
 Valle García, 445
 Vallecillo Plata, 879
 Vallejos, 833, 881
 Valverde, 279, 281, 283

Vázquez-Suñé, 3, 215, 281, 283,
363, 467, 665, 845, 849, 883, 885
Vega Martín, 257
Velasco, 3, 215, 885
Vidal Bardán, 1
Vieria Ribeiro, 307
Vilanova, 329, 555

Villarroel Salcedo, 643
Villarroya Gil, 887
Viñas, 329
Viñas Canals, 879
Yañez Ciudad, 499
Yustres, 641
Zamorano, 71

Índice de palabras clave

- ^{14}C , 845
- ^{36}Cl , 845
- ^3H , 845
- a distancia, 279, 281
- abastecimiento, 827
- ablandamiento de agua, 121
- acuífero, 823
- acuífero carbonatado, 657
- acuífero costero, 693
- acuífero kárstico, 641, 643
- acuífero multicapa, 255
- acuífero volcánico, 233, 619
- acuíferos carbonáticos, 515
- acuíferos costeros, 555
- acuíferos de la Mancha Oriental, 163
- aditivos, 589
- agua de mina, 5, 19
- agua singular, 191
- agua subterránea, 251, 445
- aguas subterráneas, 55, 137, 151, 319
- aguas subterráneas ácidas, 391
- aireación, 121
- Alicante, 515
- almacenamiento, 119
- Altiplano Boliviano, 779
- Alto Alfambra, 887
- aluvial del Bajo Miño, 591
- análisis de alternativas, 827
- análisis de riesgos, 847
- análisis de tendencias, 591
- análisis estadístico, 445
- anisotropía, 367
- aprovechamiento energético, 19
- aprovechamiento hídrico, 19
- Aquifer Storage and Recovery (ASR), 395
- aquíferos costeiros, 875
- arsénico, 425, 779
- atenuación natural, 531
- atolón, 831
- balance de agua, 285
- balance de cloruros, 619
- balance hídrico, 257, 693
- balance hidrológico, 825
- Barcelona, 395
- barrera reactiva, 877
- barrera reactiva permeable, 379, 391
- bioremediación, 329
- biorrecuperación, 879
- calidad, 829
- calidad de aguas, 173, 175
- cambio climático, 641
- Campo de Cartagena, 255
- capacitación, 279, 281, 283
- CCS, 119

- clima, 823
- clima semi-árido, 285
- compatibilidad ambiental, 501
- compuestos industriales, 883
- condiciones redox, 467
- Confederación Hidrográfica Tajo, 499
- construcción subterránea, 665
- contaminación, 151
- contaminación acuíferos urbanos, 467
- contaminación aguas subterráneas, 847
- contaminación natural, 779
- contaminante, 529
- contaminantes emergentes, 877
- contaminantes orgánicos emergentes, 883
- control de extracciones, 377
- cooperación, 137
- crecidas, 363
- cromatografía de gases, 655
- cromatografía líquida, 655
- cuenca Alto Guadiana, 641
- densidad variable, 843
- densidade variável, 875
- desalinización, 555
- desarrollo, 501
- deslizamientos, 307
- desprotección, 85
- desregulación, 85
- dióxido de carbono, 119
- Directiva Marco, 331
- disolventes clorados, 847, 879
- distribución poros, 161
- DNAPLs, 327
- doble permeabilidad, 327
- doble porosidad, 793
- dominio hidromineral, 191
- drenaje, 849
- drenaje ácido, 659
- efecto barrera, 665
- elementos finitos, 117
- elementos minoritarios, 709
- elementos traza, 709
- embalse, 823
- embalse minero, 5
- emergencias, 137
- Empordà, 71, 853
- energía eólica, 555
- ensayo de bombeo, 367
- ensayos de bombeo, 215
- ensayos hidráulicos, 215
- escorrentía superficial, 217, 303
- espectrometría de masas, 655
- estado de referencia, 445
- estudio estadístico, 591
- euleriano-lagrangiano, 873
- evapotranspiración, 303
- Excel, 215
- explotación, 661
- explotación intensiva, 377
- filtro de Kalman, 393
- filtros solares, 467
- fluctuaciones temporales, 663
- fluido de retorno, 589
- flujo CO₂, 533
- flujo másico, 847
- fracturación hidráulica, 589
- Fuenmayor, 643
- Fuente Agria, 533
- funcionamiento hidrodinámico, 643
- geoestadística, 823
- geotermia, 5, 19, 759

- geotermia somera, 363
 gestão de recursos, 875
 gestión, 851
 gestión conjunta, 397
 gestión de agua, 641
 gestión de información, 3
 gestión de recursos hídricos, 257
 gestión sostenible, 693, 737
 GIS, 3
 Glifosato, 499
 Gran Canaria, 233
 gravimetría, 367
 heterogeneidad, 663
 hidrogeofísica, 367
 hidrogeología, 55, 159, 279, 281, 283, 853
 hidrogeología urbana, 363
 hidrogeoquímica, 1, 333, 487, 593, 657, 709
 hidrología de alta montaña, 487
 hidrología sutil, 887
 hidronimia, 887
 hidroquímica, 71, 159, 175, 853
 humedal, 575
 humedal hipogénico, 657
 impactos, 849
 incrustación, 501
 índices, 661
 infiltración, 161, 303
 injeção de água, 213
 interferencia térmica, 759
 intrusión marina, 333, 593, 693, 737
 intrusión salina, 555, 843
 inyección, 119
 inyección profunda, 307
 ión cloruro, 285
 isótopos, 159
 isótopos, 853
 isótopos de carbono, 879
 karst, 121, 487, 531
 karst hipersalino, 575
 krigado, 319
 lagos mineros, 173, 175
 Lagunas de Estaña, 657
 lixiviado, 781
 Llobregat, 395
 malla isocrónica, 873
 manantial ferruginoso, 533
 mantenimiento preventivo, 501
 masa de agua subterránea Sierra de Altomira, 257
 medio fracturado, 327
 medios fracturados, 793
 mezcla, 663, 873
 mezclas de aguas, 1
 mineral, 191
 minería, 55
 minería bauxita, 307
 modelação de fluxo de água subterránea, 213
 modelação numérica, 213
 modelación, 805
 modelación geológica e hidrogeológica tridimensional, 3
 modelacion numérica, 663
 modelización, 151, 329
 modelización numérica, 5
 modelo, 529
 modelo de acuífero, 397
 modelo de balance, 831
 modelo de flujo, 233, 829, 831
 modelo de flujo subterráneo, 255
 modelo de transporte, 233
 modelo flujo, 117

- modelo hidrometeorológico de balance, 827
- modelo numérico de flujo, 827
- modelos, 781
- modelos 3D, 515
- modelos de flujo, 163
- modelos estocásticos, 393
- modelos inversos, 393
- modelos numéricos, 849, 875
- MODFLOW, 255, 527, 737
- monitorización, 331
- nitrato, 319
- nitratos, 151, 329, 331, 591
- número de curva, 217
- obra civil, 849
- optimización, 527
- parámetros aleatorios, 397
- Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, 487
- perímetros de protección, 829
- permafrost, 251
- pesticidas, 655, 883
- piezometría, 377
- plaguicida, 499
- Plana de Castellón, 333, 709
- planificación, 85, 661
- planificación hidrológica, 163
- Portlandiense, 887
- Porto Velho, 319
- pozo, 117
- pozos, 529
- precipitación, 175, 303
- presencial, 283
- procesos acoplados, 161
- productos farmacéuticos, 883
- protección, 533
- radio aparente, 117
- radón, 71
- Ramsar, 575
- reactor biológico, 659
- recarga, 71, 251, 285, 395, 619, 805, 825
- recarga artificial, 333, 877
- recursos hídricos, 825, 829
- redes de control, 257
- redes de monitorización, 527
- reducción de sulfato, 659
- regadío de olivar, 377
- relación río-acuífero, 397
- reservas, 515
- residuos mineros, 425
- restauración minera, 445
- roca-suelo-agua, 1
- salmuera, 575
- Sant Andreu de Llavaneres, 329
- sequía, 661
- Sierra de Guara, 643
- SIG, 215, 217
- simulación numérica, 759
- sistema acuífero, 159
- sistemas abiertos, 759
- sorción, 121
- subterráneas, 85
- técnicas moleculares, 879
- termal, 191
- traçador, 213
- transporte de contaminantes, 527
- transporte reactivo, 873
- trazadores naturales, 1
- túnel, 665
- upconing, 593
- uso conjunto, 163
- vertedero, 781
- VISUAL-BALAN, 825

zeolitas naturales, 379, 391
zinc, 379

zona no saturada, 805
 $\delta^{13}\text{C}$, 845

Libro de actas
II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas,
Valencia, del 8 al 10 de septiembre de 2014

Editado por J. Jaime Gómez-Hernández y Javier Rodrigo Ilarri

La primera edición del Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas (CIAS) tuvo lugar en Zaragoza en septiembre de 2011. La segunda edición del CIAS tiene lugar en la Ciudad Politécnica de la Innovación, sede del parque científico de la Universitat Politècnica de València, de nuevo bajo el auspicio del Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH-GE). Entre el 8 y el 10 de septiembre de 2014 más de cien expertos en hidrogeología presentaron en el CIAS2014 los resultados de sus últimos trabajos y compartieron un foro de debate y discusión en materia de gestión hídrica.

Esta edición digital del libro de actas incluye las contribuciones completas de los trabajos presentados en el congreso.



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA



AMPHOS²¹



AQUALOGY



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

EDITORIAL