



UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

ESCOLA POLITÉCNICA SUPERIOR DE LUGO

DEPARTAMENTO DE ENXEÑARÍA AGROFORESTAL

TESIS DE DOCTORADO

**EVALUACIÓN CUANTITATIVA DE LOS RECURSOS
HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS DE LA DEMARCACIÓN
HIDROGRÁFICA DE GALICIA COSTA Y DE LOS
IMPACTOS HIDROGEOLÓGICOS PRODUCIDOS POR
INFRAESTRUCTURAS SUBTERRÁNEAS Y POR EL
CAMBIO CLIMÁTICO**

ALUMNO: JUAN RAMÓN RAPOSO GONZÁLEZ

**DIRECTORES DE TESIS: JORGE MOLINERO HUGUET
JORGE DAFONTE DAFONTE**

FECHA: NOVIEMBRE DE 2012



DEPARTAMENTO DE ENXEÑARÍA
AGROFORESTAL

Escola Politécnica Superior. Campus Universitario s/n.
27002 Lugo. España
Tel. 982 823007
Correo electrónico: epsec@usc.es

Jorge Molinero Huguet, Director do Departamento de aguas y suelos de Amphos 21 Consulting S.L. e **Jorge Dafonte Dafonte**, Profesor Titular de Universidade do Departamento de Enxeñaría Agroforestal da Universidade de Santiago de Compostela

Fan constar,

Que autorizan a presentación da Tese de Doutoramento titulada “Evaluación cuantitativa de los recursos hídricos subterráneos de la Demarcación hidrográfica de Galicia Costa y de los impactos hidrogeológicos producidos por infraestructuras subterráneas y por el cambio climático”, realizada polo alumno de doutorado Juan Ramón Raposo González, da cal somos directores

En Lugo, a 11 de outubro de 2012

Asdo. Jorge Molinero Huguet

Asdo. Jorge Dafonte Dafonte

O alumno: Juan Ramón Raposo González

Resumen

El interés sobre el agua potable para abastecimiento de la población ha aumentado de forma notable en Galicia en los últimos años, especialmente debido a las recientes sequías, a la preocupación por el cambio climático, así como por la necesidad de aplicación de las directrices marcadas por Europa. Dentro de los recursos hídricos disponibles en Galicia Costa, las aguas subterráneas constituyen un volumen considerable, si bien la atención que despertaron en la administración hasta el momento ha sido escasa. A ello se suma un limitado conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos rocosos fracturados que predominan en Galicia Costa. Frente al marco europeo donde las aguas subterráneas representan mayoritariamente el principal recurso utilizado para el abastecimiento humano, en Galicia se sigue priorizando el uso de aguas superficiales. En este trabajo se llevó a cabo una evaluación de los recursos hidrogeológicos en la demarcación de Galicia Costa, mediante la aplicación de una metodología basada en modelos de balance hídrico en nueve pequeñas cuencas piloto representativas de toda la demarcación. Se obtuvo una relación recarga-precipitación siguiendo una función logística dependiente del material geológico, que permitió la parametrización de la recarga en función de unos pocos parámetros hidrogeológicos y su posterior extrapolación a toda la Demarcación. Los recursos renovables de aguas subterráneas en Galicia Costa fueron estimados en 4.427 Hm³/año. Por otra parte, y empleando igualmente modelos de balance hídrico, se evaluaron dos posibles fuentes de impacto sobre estos recursos subterráneos: (1) afecciones puntuales debidas a la excavación de un túnel que provoca el consiguiente drenado del acuífero y descenso del nivel freático a nivel local; y (2) afecciones de carácter generalizado provocadas por el cambio climático debido a una disminución de la recarga subterránea que reduce el recurso renovable disponible. Los acuíferos gallegos son especialmente sensibles a estas dos tipologías de impacto, debido a su baja capacidad de almacenamiento. En lo tocante al cambio climático, se prevé que la duración de las sequías estivales se incremente de media un 30% para el escenario de emisiones considerado más desfavorable, lo que agravará los problemas de abastecimiento actuales. A pesar de ello se concluye que los recursos hidrogeológicos gallegos son abundantes y con características óptimas como para poder abastecer con agua de calidad y barata a la mitad de la población de Galicia Costa, residente en pequeños núcleos y villas de menos de 2.000 habitantes.

*A Carlos Raposo, meu pai, que nos deixou o ano em que comecei esta tese
... e a Carlos Raposo, meu filho, que chegaches o mesmo ano em que a rematei*

Agradecementos

Moita é a xente que che axuda durante todo o período de doutoramento, tanto a nivel académico e profesional coma no máis persoal, e que dun xeito ou outro acaba colaborando na conclusión desta tese. Enumeralos a todos faría desta sección unha das máis longas deste documento. Iso non sería desexable nin é a miña intención, por tanto limitareime unicamente a nomear unhas poucas persoas que simplemente non sería xusto esquecer neste apartado.

Grazas a Juan Manuel e Fernando, os meus compañeiros de estudos e traballo durante todo o doutoramento, a quen debo non só moita axuda nos traballos aquí recollidos, senón tamén poder telos feito moito máis a gusto na vosa compañía durante estes anos.

Aos meus directores de tese, Jorge Molinero, que me meteu neste “mundillo” da investigación, e Jorge Dafonte, sen quen non tería rematado.

A Rafael Crecente e toda a xente do Laborate, especialmente os compañeiros do “Zulito” (tanta xente pasou por alí nestes anos!), por acollerme no voso grupo.

A Javier Samper, Bruno Pisani e demais xente do seu grupo de investigación na UDC, pola súa axuda e consellos no referente ao modelo Visual Balan.

Á miña familia, especialmente aos meus pais, por todo o apoio que me destes en toda a miña etapa de estudo e formación.

A Laura, simplemente por estar aí e aturarme!

Publicaciones fruto de esta tesis

- Raposo, J.R., Molinero, J., Dafonte, J. (2012). Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 1667–1683. (Capítulo 4).
- Raposo, J.R., Molinero, J., Dafonte, J. (2010). Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models. *Eng. Geol.* 116, 323–332. (Capítulo 5).
- Raposo, J.R., Dafonte, J., Molinero, J. (2012). Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia Costa, Spain. *Hydrogeol. J.* DOI: 10.1007/s10040-012-0922-7 (Capítulo 6).
- Molinero, J., Raposo, J.R., Crecente, R. (2009). Estudio de avaliación cuantitativa dos recursos hídricos subterráneos na Demarcación Hidrográfica de Galicia Costa. Convenio de colaboración entre o organismo autónomo Augas de Galicia e a Universidade de Santiago de Compostela. Informe técnico. USC, Lugo. (Parte del capítulo 4)
- Molinero, J., Raposo, J.R. (2008). Estudio de las filtraciones de agua y del impacto hidrogeológico producido por la construcción del túnel para el emisario terrestre “A Malata-cabo Prioriño”. Informe técnico. USC, Lugo. (Parte del capítulo 5)
- Raposo, J.R. (2012). Aguas subterráneas y abastecimiento en Galicia Costa. En: Xan Neira (Ed.) *Agroecología y gobernanza del agua*. Lugo, 2012. Pp. 37–53. (Capítulo 7).

Los tres primeros artículos antes mencionados fueron publicados en revistas catalogadas en el Journal Citation Report.

Índice

Prefacio.....	11
1. Introducción general.....	13
2. Descripción del área de estudio.....	21
3. Metodología.....	27
4. Artículo I: Parametrización y cuantificación de la recarga en macizos rocosos fracturados de Galicia Costa.....	41
5. Artículo II: Evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la excavación de un túnel por medio de modelos de balance hídrico.....	53
6. Artículo III: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hidrogeológicos renovables de Galicia Costa.....	65
7. Artículo IV: Aguas subterráneas y abastecimiento en Galicia Costa.....	83
8. Discusión general y conclusiones.....	91
9. Bibliografía general.....	97
10. Anexo I. Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain) (Raposo et al., 2012). Artículo original publicado en Hydrology and Earth System Sciences.....	119
11. Anexo II. Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models (Raposo et al., 2010). Artículo original publicado en Engineering Geology.....	139

12. Anexo III. Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia Costa (Raposo et al., 2012). Artículo original publicado en Hydrogeology Journal.....	151
13. Anexo IV. Aguas subterráneas y abastecimiento en Galicia Costa (Raposo, 2012). Artículo original presentado en el I Simposio de Agroecología y gobernanza del agua, celebrado en Lugo, a 13-14 de Junio de 2012, y publicado en Neira, X. (Ed.) Agroecología y gobernanza del agua, Lugo, 2012.....	203

Prefacio

En este documento se presentan los principales resultados de seis años de investigaciones en el ámbito de las aguas subterráneas en la demarcación de Galicia Costa. Esta tesis se presenta siguiendo un formato de compendio de artículos científicos. Comienza con una introducción general de la situación actual del estado del conocimiento y gestión de las aguas subterráneas en macizos cristalinos fracturados, la descripción del área de estudio y de la metodología empleada. A continuación se compilan en los siguientes capítulos un resumen de cada uno de los artículos fruto de esta investigación, haciendo énfasis en los principales resultados y contribuciones de cada uno de ellos al avance del conocimiento hidrogeológico en Galicia Costa. Las cuatro publicaciones, en su formato íntegro y original, se adjuntan al final de la tesis en los correspondientes anexos. Si bien en cada capítulo, dado su especial formato, ya se discuten y anticipan las conclusiones parciales de cada uno de los artículos compilados, con el fin de aportar unidad y coherencia a la tesis, se incluye una discusión y conclusiones generales de todo el trabajo.

1. Introducción general

El agua subterránea es una fuente importante de agua potable, representando el 50% del suministro municipal de agua a nivel mundial. En el caso particular de poblaciones rurales y dispersas, el uso de recursos hídricos subterráneos resulta todavía más relevante (Fornés et al., 2005). En la Unión Europea la población que depende de las aguas subterráneas para el abastecimiento de agua potable es de en torno al 75% (Comisión Europea, 2008), e incluso en los países con superabundancia de agua superficial y con geología desfavorable, con predominio de terrenos graníticos o poco permeables (como Suecia) su uso no es despreciable (Sahuquillo, 1994). En este contexto y a pesar de disponer de importantes reservas hidrogeológicas, España se sitúa a la cola de la UE en uso de aguas subterráneas para abastecimiento público, cubriendo solo a un 35% de la población (MMA, 2000), únicamente por delante de Noruega (European Environment Agency, 1999).

Los macizos de rocas cristalinas (rocas ígneas y metamórficas) cubren más del 20% de la superficie mundial y las aguas subterráneas presentes en estos acuíferos fracturados constituyen un importante recurso hídrico (Ayraud et al., 2008). En Europa estas formaciones ocupan amplias extensiones a lo largo del arco Atlántico: desde el norte de Portugal, Galicia, Bretaña, Irlanda, Gales, Cornualles, Escocia, hasta Escandinavia (Environment Agency, 2005; Wendland et al., 2008; Knutsson, 2008; Robins, 2009; Banks, 2010; Raposo et al., 2012a). Debido a la limitada productividad de los pozos en estas litologías, estos acuíferos no han sido intensamente explotados, excepto para el abastecimiento de agua potable en áreas rurales, en donde han tenido gran importancia desde hace mucho tiempo (Gustafson y Krásný, 1994). Pero en los últimos tiempos su relevancia y uso se están incrementando debido al aumento de la demanda de agua y al deterioro de la calidad de otras fuentes tradicionales de agua como los ríos (Ayraud et al., 2008). Estudios recientes han demostrado que los acuíferos cristalinos fracturados pueden representar importantes recursos hídricos que no han sido totalmente investigados todavía (Krasny y Hrkal, 2003; Oenema et al., 2004; Struckmeier et al., 2004; Tilman et al., 2002).

Gracias a los avances en la tecnología de perforación de pozos y su abaratamiento y difusión, el uso de aguas subterráneas ha experimentado un crecimiento

notable debido principalmente a iniciativas privadas de usuarios individuales o pequeños municipios o comunidades de usuarios (Hernandez-Mora et al., 2001). Resulta llamativo que frente al gran avance y la actual relevancia de las aguas subterráneas, la administración pública haya tenido una escasa participación en la planificación, desarrollo y control de dicho proceso. Las carencias en las redes públicas de control de aguas subterráneas y la consiguiente falta de conocimiento hidrogeológico básico, han llevado en ocasiones a la minusvaloración del recurso por parte de la administración pública en España y otros países del sur de Europa (Hernandez-Mora et al., 2001). Este hecho se da especialmente en aquellas áreas que no presentan grandes acuíferos detríticos o kársticos de importancia regional.

Esta situación de anarquía hidrogeológica puede conllevar serios problemas a medio y largo plazo, como casos de descensos pronunciados del nivel freático, degradación de la calidad de las aguas, efectos de subsidencia o impactos ecológicos en ecosistemas acuáticos (Llamas y Martínez-Santos, 2005). El descenso del nivel freático es especialmente problemático en el caso de acuíferos someros en donde puede implicar directamente el secado de pozos someros o manantiales (Raposo et al., 2010), afectando al abastecimiento de agua de importantes sectores de población, especialmente en zonas rurales donde no llegan las redes municipales de abastecimiento.

Los recursos hidrogeológicos, además de verse directamente afectados por la falta de una correcta explotación de los mismos, también pueden sufrir impactos por actividades humanas no directamente relacionadas con su uso y explotación. La realización de obras subterráneas, como la excavación de túneles y galerías, puede provocar descensos del nivel freático importantes a nivel local. Por último, el descenso de los niveles freáticos por sobreexplotación o impactos de obras se puede ver además agravado por el efecto del cambio climático sobre los recursos hidrogeológicos.

Galicia Costa, una de las 16 demarcaciones en que se divide la administración hídrica en España, es un buen ejemplo de la problemática antes indicada. En esta demarcación más de un cuarto de la población no dispone de conexión con redes de abastecimiento municipales, y se autoabastece usando aguas subterráneas (Romay y Gañete, 2007) bien a través de traídas de agua comunitarias bien por medio de captaciones individuales. De acuerdo con el Plan de Abastecimiento de Galicia (Xunta de Galicia, 2005), las aguas subterráneas a pesar de no constituir el principal recurso

explotado en términos de volumen, sí representan más del 75 % de las 2.000 captaciones inventariadas. Estos datos ponen en relevancia al mismo tiempo la importancia de los recursos subterráneos como el bajo grado de legalización y control por parte de la administración de las extracciones reales, ya que según estimaciones del IGME en Galicia existían en 1982 más de 300.000 puntos de agua subterránea, entre pozos y manantiales (Navarro Alvargonzález et al., 1993). Esta explotación de los recursos hídricos subterráneos al margen de la administración ha permitido en Galicia Costa solventar con éxito una problemática de abastecimiento del agua en un marco de poblamiento marcadamente rural y disperso: Galicia Costa alberga 17.119 núcleos (el 22% del total de España) y solo el 48% de su población reside en los 73 núcleos que superan los 2.000 habitantes (Romay y Gañete, 2007). Sin embargo, la falta de planificación en la gestión de las aguas subterráneas ha acarreado con el tiempo la aparición de nuevas problemáticas como la pérdida de calidad y contaminación de las mismas o bajadas excesivas del nivel freático debido a bombeos excesivos, e incluso procesos de intrusión marina en zonas costeras (Molinero et al., 1998).

El uso intensivo de las aguas subterráneas que se lleva haciendo desde hace décadas contrasta con el escaso conocimiento y estudio de la hidrogeología de Galicia. Los granitos y rocas metasedimentarias que dominan prácticamente la geología de Galicia Costa, han sido considerados tradicionalmente como impermeables o de muy baja permeabilidad, y sus recursos hidrogeológicos han sido generalmente considerados de escasa entidad y despreciados en el planeamiento y gestión de las aguas por parte de la Administración, centrándose el abastecimiento casi exclusivamente en las aguas superficiales embalsadas. Sin embargo, estos macizos cristalinos pueden formar acuíferos someros de importancia local por meteorización y fracturación de la roca, que pueden llegar a representar un almacenamiento de agua considerable (Neal y Kirchner, 2000) y que deben ser tenidos en consideración.

La Directiva Marco del agua (DMA) exige a los diferentes organismos de cuenca la obtención de un buen estado de conservación de todas las masas de agua superficiales y subterráneas, tanto en el aspecto cualitativo como cuantitativo (Comisión Europea, 2000). De cara a este fin, la evaluación de la recarga subterránea es fundamental para una correcta cuantificación de los recursos hidrogeológicos renovables y un requisito básico para una gestión eficiente de los mismos, que debe ser considerada en los nuevos Planes Hidrológicos de cuenca requeridos por la DMA.

Anomalías como las recogidas en el último Plan Hidrológico vigente hasta este mismo año (Xunta de Galicia, 2003) donde se plantea la existencia de déficit hídrico en 14 de los 19 Sistemas de Explotación en que se divide Galicia Costa, en base a un balance hídrico que excluye los recursos hídricos subterráneos, deben ser superadas mediante una gestión integrada de aguas superficiales y subterráneas. En el nuevo Plan Hidrológico aprobado en septiembre de 2012 (Xunta de Galicia, 2011), si bien se corrige en parte este error al cuantificarse y evaluarse los recursos hidrogeológicos disponibles, estos siguen sin ser plenamente considerados en la gestión y planificación hídrica.

Sin embargo, la tasa de recarga subterránea es una de las componentes más difíciles de cuantificar cuando se evalúan los recursos hidrogeológicos (Sophocleous, 1991). Son escasos los estudios que han afrontado la tarea de cuantificar la recarga en macizos rocosos fracturados de Galicia Costa. Samper et al. (1997) estimó la recarga en una cuenca granítica de A Coruña mediante un modelo de balance hídrico en un 8,8% de la precipitación anual. Empleando la misma metodología, Raposo et al. (2010) obtuvo una recarga media del 13,6% de la precipitación anual en cinco pequeñas cuencas piloto en Ferrol. En el norte de Portugal, con características geológicas y climáticas similares a las de Galicia, se ha realizado un mayor número de estudios al respecto empleando diversas metodologías (balances hídricos, descomposición del hidrograma, balance de cloruros), obteniéndose tasas de recarga que varían entre el 5% y el 31% de la precipitación anual (Alencão et al., 2000; Lima y Silva, 1995; Martins Carbalho et al., 2000; Pereira, 2000; Da Silva Lima y Oliveira da Silva, 2000). Este amplio rango de valores dispares de recarga dificulta la cuantificación a nivel regional de los recursos hidrogeológicos. La primera tentativa de cuantificación global para toda Galicia estimó los recursos totales en 2.000 Hm³/año usando un criterio basado en tasas de infiltración teóricas para los diferentes materiales geológicos existentes (Xunta de Galicia, 1991). Estrela et al. (1999) elevó esta estimación a 2.234 Hm³/año en solo Galicia Costa, usando el modelo hidrológico SIMPA. Más recientemente, el nuevo Plan Hidrológico de Galicia Costa que entró en vigor este mismo año (Xunta de Galicia, 2011) recoge los resultados de un estudio en el que se aplican tres metodologías diferentes obteniéndose un recurso renovable que oscila entre 3.023-3.689 Hm³/año.

Por otra parte, las recientes sequías que cada vez de forma más recurrente están ocurriendo en Galicia Costa, con inusuales períodos prolongados de precipitaciones por

debajo de la media, han puesto de manifiesto la gran vulnerabilidad que presentan las actuales captaciones de agua subterránea a pequeñas oscilaciones del nivel freático. Debido a la existencia mayoritaria de pozos poco profundos o manantiales y minas de agua que explotan acuíferos someros, pequeños descensos del nivel freático pueden ser suficientes para provocar su secado durante el período estival y poner así en peligro el abastecimiento de agua a un importante porcentaje de la población. Estas captaciones someras excavadas en los mantos de alteración aprovechan principalmente aguas en proceso de recarga, que en general representan una pequeña proporción de las reservas subterráneas totales. Wyns et al. (2004) estimaron en un 20% las reservas hidrogeológicas almacenadas en el manto de alteración superficial de un macizo cristalino fracturado en Bretaña, frente al 80% de reservas presentes en la zona de roca fisurada.

En esa misma dirección, la construcción en los últimos años de un considerable número de túneles y galerías en Galicia vinculadas a los grandes proyectos de desarrollo de infraestructuras viarias (tren de alta velocidad, autovías...) supone otro peligro potencial para los recursos subterráneos. La construcción de un túnel por debajo del nivel freático constituye una vía de descarga del agua subterránea y el consiguiente descenso del nivel freático. En zonas como Galicia Costa, densamente pobladas y caracterizadas por una gran dispersión poblacional que se autoabastece de agua, la probabilidad de afección a pozos privados, traídas comunales o fuentes próximos a la traza del túnel aumenta considerablemente (Samper et al., 2006 y 2008; Raposo et al., 2010). El establecimiento de medidas correctoras o paliativas de los efectos perniciosos debidos a la excavación de túneles solo puede llevarse a cabo si los posibles impactos son identificados correctamente y a tiempo.

Frente a los impactos puntuales provocados por obras subterráneas que plantean afecciones restringidas a nivel local, los efectos futuros del cambio climático plantean una problemática similar de descenso de los niveles freáticos pero con una afección global y generalizada a la totalidad de los recursos hidrogeológicos de la demarcación. La mayoría de los modelos de circulación global (GCM) predicen un aumento de la temperatura media del planeta desde 1900 a 2100 de entre 1.1 y 6.4°C dependiendo de los diferentes escenarios planteados (IPCC, 2007). También se esperan cambios en la cantidad, intensidad y patrón de las precipitaciones y en su distribución tanto espacial como temporal. Estos cambios en las temperaturas y precipitaciones pueden impactar

seriamente el ciclo hidrológico y alterar los distintos procesos que ocurren a escala de cuenca, lo que incluye: cambios en la escorrentía superficial, en las tasas de evapotranspiración, el enriquecimiento de nutrientes en las aguas y el arrastre de sedimentos (Band et al., 1996; Chang et al., 2001; Evans et al., 2003). Las aguas subterráneas presentes en acuíferos someros forman parte del ciclo hidrológico y por tanto se ven directamente afectadas por la variabilidad y cambio climáticos a través de los procesos de recarga (Chen et al., 2002). Consecuentemente, el cambio climático afecta a la disponibilidad de agua dulce tanto para los ecosistemas como para usos humanos (Carpenter et al., 1992; IPCC, 2001).

La mayoría de los estudios de impacto del cambio climático realizados predicen una reducción de la recarga (Serrat-Capdevila et al., 2007; Wegehenkel y Kersebaum, 2009; Ali et al., 2012) y el consiguiente descenso de los niveles freáticos (Hsu et al. 2007; Barthel et al., 2012; Goderniaux et al., 2009), aunque no todos los efectos del cambio climático tienen que ser negativos en todos los acuíferos o durante todos los períodos de tiempo (Green et al., 2011; Stoll et al., 2011). De hecho, cuando se usan múltiples escenarios de cambio climático, la predicción simplemente de la dirección del impacto sobre la recarga subterránea puede ser difícil y variar en un amplio rango desde aumentos en la recarga a descensos, dependiendo de cada modelo climático y escenario de emisiones utilizado (Crosbie et al., 2010; Allen et al., 2010). Este amplio rango de variaciones en los resultados introduce un importante factor de incertidumbre en las predicciones. Con todo, parece bastante claro que en Europa, las regiones del norte se verán menos afectadas por el cambio climático, registrando incluso aumentos en la recarga subterránea anual, especialmente durante el invierno, mientras que las regiones del sur sufrirán descensos drásticos en la recarga durante todo el año (Hiscock et al., 2012). Otro efecto del cambio climático sobre el que hay un importante consenso en las distintas predicciones realizadas es el aumento de la variabilidad estacional en la recarga subterránea, que se producirá durante períodos de tiempo más cortos a lo largo del año, especialmente durante el invierno, mientras que la recarga en verano y otoño se reduciría considerablemente (Herrera-Pantoja y Hiscock, 2007; Jackson et al., 2011; Neukum y Azzam, 2012; Hiscock et al., 2012).

Los relativamente pocos estudios de impacto del cambio climático en las aguas subterráneas realizados en España se centran principalmente en las regiones con climas más áridos del sur y sureste peninsular donde las previsiones de reducción de la recarga

subterránea son todavía mayores (Manzano et al., 1998; Younger et al., 2002; Custodio et al., 2007; Samper et al., 2007; Samper et al., 2009a; Aguilera y Murillo, 2009; Candela et al., 2009; Guardiola-Albert y Jackson, 2011; Hiscock et al., 2012). En el noroeste peninsular, estudios de estas características son muy escasos, por lo que se desconoce si la evolución de la recarga subterránea se asimilará más a los casos estudiados en el norte de Europa o a la España meridional. En cualquier caso, las particulares características geológicas existentes en Galicia Costa, con presencia de pequeños acuíferos fracturados con baja capacidad de almacenamiento y tiempos de residencia del agua subterránea bastante reducidos (Raposo et al., 2012a), hacen que los recursos hidrogeológicos gallegos sean especialmente vulnerables a variaciones en la recarga subterránea, tanto en su volumen total como en su distribución temporal a lo largo del año. Un descenso de los niveles freáticos debido a la reducción de la recarga subterránea podría afectar considerablemente al abastecimiento de agua potable de un cuarto de la población de Galicia Costa, principalmente a pequeñas localidades rurales que explotan estos recursos subterráneos (Romay y Gañete, 2007). El estudio y evaluación del cambio climático a nivel de cuenca es imprescindible para poder desarrollar políticas y estrategias alternativas para mitigar los impactos del calentamiento global (IPCC, 2001).

En el presente trabajo se plantean tres objetivos principales: (1) la evaluación cuantitativa de los recursos hidrogeológicos a nivel de toda Galicia Costa; (2) la propuesta de una metodología de evaluación de impacto hidrogeológico al que se pueden ver sometidos dichos recursos debido a la construcción de túneles y su aplicación a un caso de estudio en Galicia Costa; y (3) la estimación del impacto futuro del cambio climático sobre los recursos hidrogeológicos de Galicia Costa. Por último, a la luz de los resultados obtenidos en los tres apartados anteriores, se discute la potencialidad de los recursos hidrogeológicos de Galicia Costa como fuente de agua potable para el abastecimiento de la población y las tareas futuras y trabajos necesarios para poder lograr este objetivo.

2. Descripción del área de estudio

La Demarcación hidrográfica de Galicia Costa está localizada en la costa noroeste de España (Figura 1) y abarca todas las cuencas comprendidas en su totalidad dentro de la Comunidad Autónoma de Galicia. Tiene una extensión de 13.072 km² y una población de 2.033.000 habitantes, que constituye un 44,05% del territorio gallego y un 75% de su población. Debido a la existencia de múltiples pequeños acuíferos desarrollados por fracturación y meteorización de la roca, la totalidad del territorio ha sido considerada como una masa de agua subterránea continua. Por razones de gestión, la Demarcación fue dividida en 18 masas de agua subterránea siguiendo principalmente criterios geográficos e hidrológicos haciendo coincidir sus límites frecuentemente con las cuencas de los principales ríos (Xunta de Galicia, 2011).

El 38% del territorio de Galicia Costa está ocupado por rocas graníticas, y el 57% por rocas metasedimentarias, principalmente pizarras, esquistos y gneises (Figura 1) (IGME, 2004). Ambos grupos de rocas han sido considerados tradicionalmente como impermeables o de muy baja permeabilidad. Sin embargo, estas rocas frecuentemente presentan una densa red de fallas (Figura 1) y fracturas asociadas, lo que aporta un cierto grado de porosidad secundaria y la capacidad de almacenamiento de considerables volúmenes de agua.

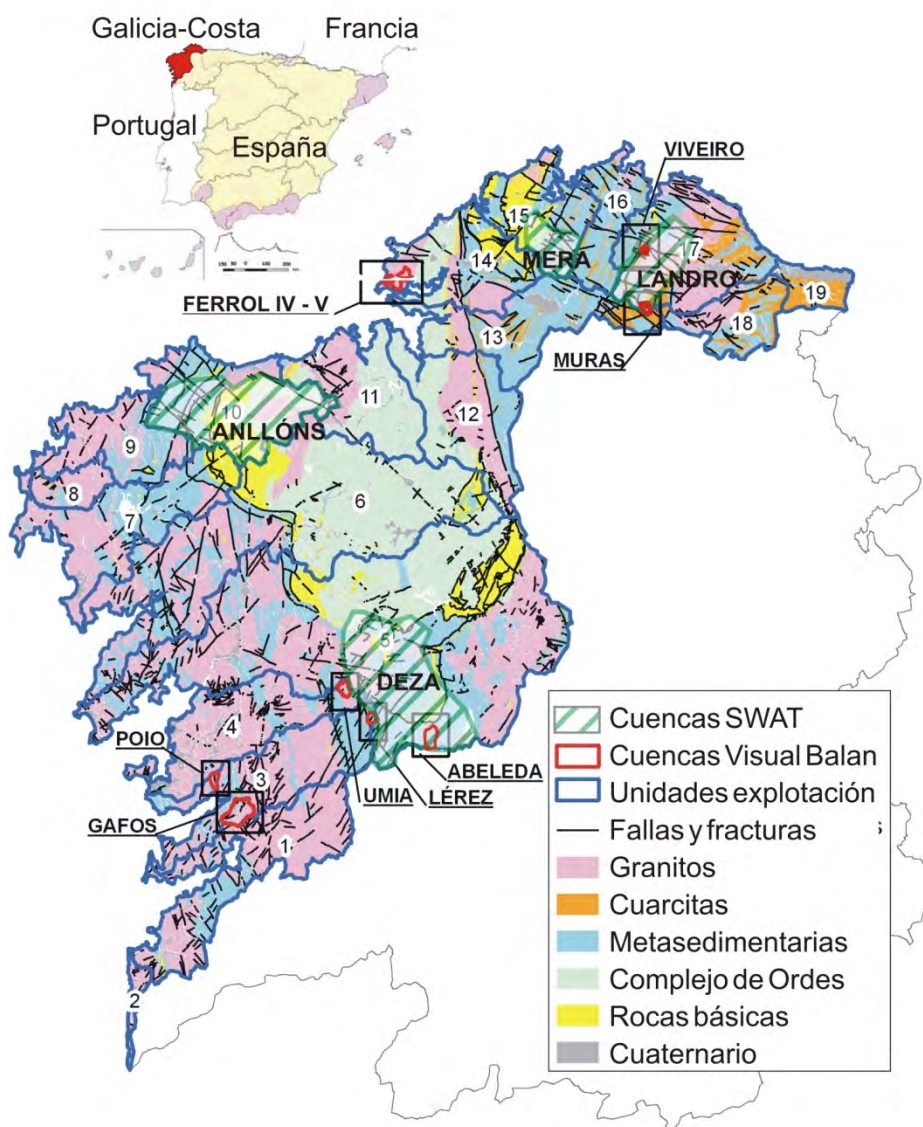


Figura 1. Localización de la demarcación Hidrográfica de Galicia Costa y de las cuencas piloto estudiadas, junto con el mapa geológico simplificado elaborado a partir del mapa geológico GEODE (IGME, 2004)

Debido a su gran heterogeneidad (litología, grado de fracturación, metamorfismo, etc.) los acuíferos en macizos rocosos son difíciles de caracterizar. Gracias a recientes estudios, el conocimiento de los procesos de meteorización en este tipo de rocas ha mejorado (Lachassagne et al., 2001; Wyns et al., 2004; Dewandel et al., 2006; Ayraud et al., 2008), y se ha probado la aplicabilidad a todo tipo de rocas cristalinas de los modelos conceptuales desarrollados en origen únicamente para rocas graníticas (Durand et al., 2006). Se ha comprobado que en los macizos rocosos cristalinos los perfiles de meteorización se caracterizan por zonas estratificadas paralelas a superficies de paleo-meteorización (Wyns et al., 2004), dando origen a tres

capas acuíferas principales, respectivamente una saprolita no consolidada (o regolito), una zona rocosa fracturada superior y una zona menos fracturada inferior. El límite inferior del acuífero viene definido por el basamento rocoso fresco (Figura 2).

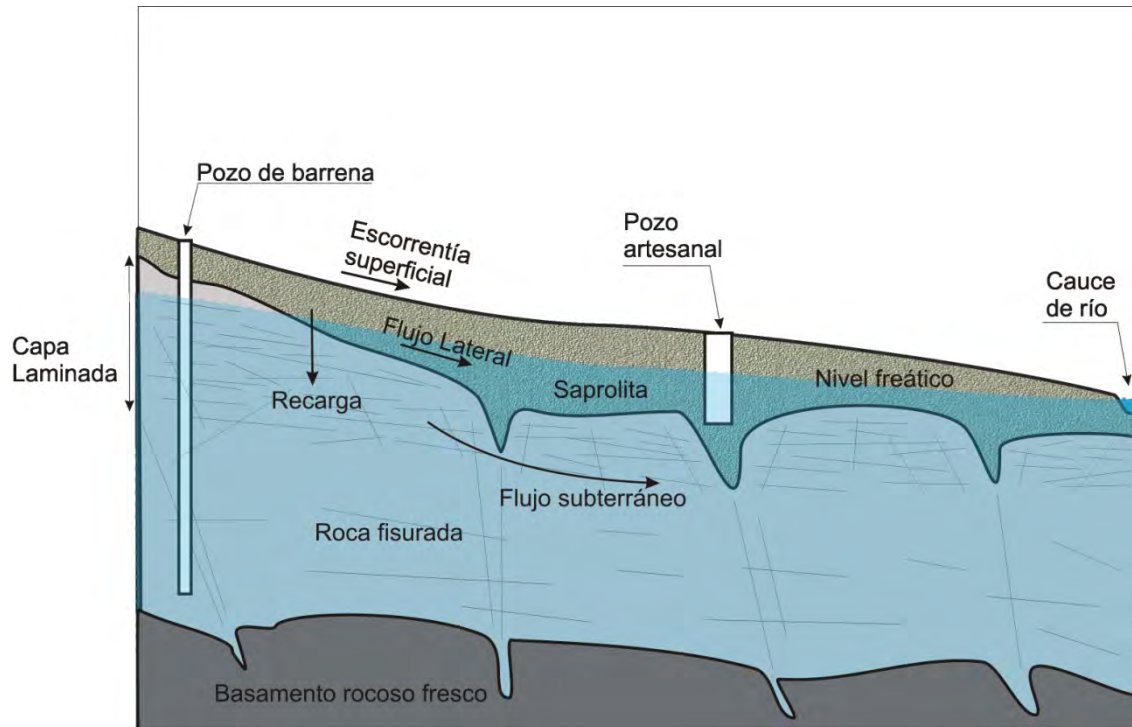


Figura 2. Modelo conceptual hidrogeológico para los acuíferos rocosos cristalinos fracturados de Galicia Costa

El manto de alteración de la roca no consolidado (saprolita), puede llegar a alcanzar espesores de varios metros, y una porosidad elevada debido a su composición arenosa-arcillosa que dependerá de la litología de la roca madre. La saprolita puede ser considerada como un medio poroso, y cuando esta capa está saturada, constituye principalmente la función capacitiva de acuífero compuesto (Dewandel et al., 2006) y suele ser explotada por la mayoría de los pozos tradicionales excavados de poca profundidad.

Por debajo de esta capa, se encuentra una zona de roca fracturada con menor porosidad y que puede alcanzar espesores de entre 50 m y 100 m (Molinero Huguet et al., 1998; Dafonte y Raposo, 2009). En un medio fracturado, las propiedades del acuífero dependerán de la distribución, densidad y conectividad de la red de fracturas y fisuras. Esta capa está caracterizada por una densa fisuración horizontal en los primeros metros, que va decreciendo en profundidad progresivamente. La zona superior de la

roca con alta densidad de fisuras constituye la denominada capa laminada (laminated layer). Esta capa asume principalmente la función transmisiva del acuífero compuesto, y está explotada por la mayoría de los pozos profundos perforados en roca (pozos de barrena) existentes en la región. En los casos en que el manto de alteración de la roca o saprolita es muy poco profundo o se encuentra no saturado la capa rocosa fracturada asume también la función capacitiva del acuífero compuesto (Dewandel et al., 2006).

Por último, el basamento rocoso fresco es sólo parcialmente permeable a nivel local, principalmente en aquellas zonas donde existen fallas y fracturas tectónicas importantes. A estas profundidades la densidad de fracturas es mucho menor que en la capa fisurada, por lo que a escala de cuenca y para aplicaciones de recursos hídricos, el basamento rocoso puede ser considerado como impermeable y con una capacidad de almacenamiento de agua muy baja (Maréchal et al., 2004).

De acuerdo con este modelo conceptual general, los datos hidrogeológicos obtenidos en distintos sitios de Galicia Costa indican la existencia de dos subsistemas de flujo subterráneo (Soriano y Samper, 2003): un acuífero somero de generalmente menos de 20 m de profundidad desarrollado en la zona de meteorización de la roca; y por debajo de este acuífero existe otro de menor permeabilidad desarrollado en la roca fracturada, donde el flujo se produce principalmente a través de la red de fracturas (Soriano y Samper, 2003). La profundidad de la zona de fracturación de la roca varía significativamente de un sitio a otro dependiendo de la historia tectónica del macizo rocoso, oscilando entre los 30 y 100 m de espesor (Raposo et al., 2012a). En el acuífero somero el nivel freático reproduce de una manera suavizada la superficie topográfica del terreno, se encuentra a solo unos pocos metros de profundidad y sufre oscilaciones anuales de 1,5 a 4 m (Soriano y Samper, 2003) con rápidos ascensos de nivel tras las lluvias y descensos tendidos tras períodos secos (Samper, 2003). Durante el invierno es relativamente usual que en zonas de valle el nivel freático ascienda prácticamente hasta la superficie, lo que marca el máximo nivel de recarga (Soriano y Samper, 2000). Existe una cierta desconexión hidrogeológica entre el manto de alteración superficial y la capa de roca fracturada (Ayraud et al., 2008). El contraste de propiedades entre ambas capas favorece la formación de flujo lateral o hipodérmico que discurre en la interfaz entre saprolita y roca, y que representa una componente importante del balance hídrico en Galicia Costa (Raposo et al., 2012a).

Evaluar de manera precisa las características de este tipo de acuíferos y determinar sus propiedades hidrogeológicas equivalentes a distintas escalas resulta de gran dificultad (Ayraud et al., 2008). La principal información de campo disponible en este tipo de acuíferos consiste en valores de permeabilidad, productividades y capacidades de almacenamiento específicas. A partir de ensayos de bombeo o mediante modelos de balance hídrico se estimaron capacidades de almacenamiento específico en Galicia Costa que oscilan entre 0,00032 obtenidas en sondeos profundos a 0,013 para pozos artesanales escavados (Soriano y Samper, 2000; Franco Bastianelli, 2010; Raposo et al., 2012b). Igualmente, se han estimado transmisividades entre 0,5-15 m²/día (Soriano y Samper, 2003). Finalmente, las productividades obtenidas en pozos gallegos normalmente oscilan entre 0,3-5,0 l/s, si bien excepcionalmente pueden alcanzar los 40 l/s (Samper, 2003; Xunta de Galicia, 1991).

De acuerdo con la clasificación climática Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006) prácticamente la totalidad de Galicia Costa posee un clima templado cálido con veranos secos y cálidos (Csb), que se caracteriza por un máximo de precipitación estacional en invierno y mínimos en verano. El área Cantábrica (clima Cfb) se distingue ligeramente de este patrón general por una distribución más homogénea de las precipitaciones a lo largo del año. Existe un importante gradiente de temperaturas, evapotranspiración y precipitación (900-2500 mm/año) desde las llanuras costeras hacia las sierras montañosas del interior que constituyen la divisoria de aguas y límite de la Demarcación (Dorsal Gallega).

Los usos del suelo en Galicia Costa están dominados por un mosaico de bosques y prados, con pequeñas parcelas de cultivo dispersas (European Environment Agency, 2007). La agricultura es principalmente de secano, por lo que los efectos de la irrigación en la recarga pueden ser despreciados.

Para caracterizar los acuíferos en Galicia Costa y cuantificar su tasa de recarga subterránea, se han estudiado y modelado 9 pequeñas cuencas piloto representativas de las distintas geologías dominantes, tanto en zonas costeras como en áreas de interior, de manera que puedan ser calculadas las tasas de recarga bajo condiciones variadas (Figura 1).

Para la evaluación del impacto de túneles en las aguas subterráneas, el estudio se ha centrado en 6 cuencas piloto localizadas en el entorno de la ciudad de Ferrol, donde se construyó un túnel de más de 7 kilómetros de longitud y 3 metros de diámetro

(Figura 3). La excavación se realizó en un macizo granítico fracturado, con una profundidad del túnel de entre 30 m a 220 m. De acuerdo con el Mapa Geológico Nacional (IGME, 1975), varias fallas cruzan la traza del túnel, destacando entre ellas la Falla de Cariño, donde se concentran sedimentos cuaternarios que cubren el macizo rocoso. La mayoría de la región está cubierta por Leptosoles Líticos y Úmbricos y Umbrisoles Epilépticos, todos ellos de escaso desarrollo (menos de 50 cm de profundidad), únicamente en el entorno de la Falla de Cariño y los principales valles se encuentran Regosoles más desarrollados que pueden alcanzar los 2 m de espesor. El microclima está caracterizado por una temperatura media suave (13,3°C) y relativamente bajas precipitaciones (980 mm/año) concentradas principalmente en otoño e invierno que marcan un déficit hídrico moderado en verano (Carballeira et al., 1982).

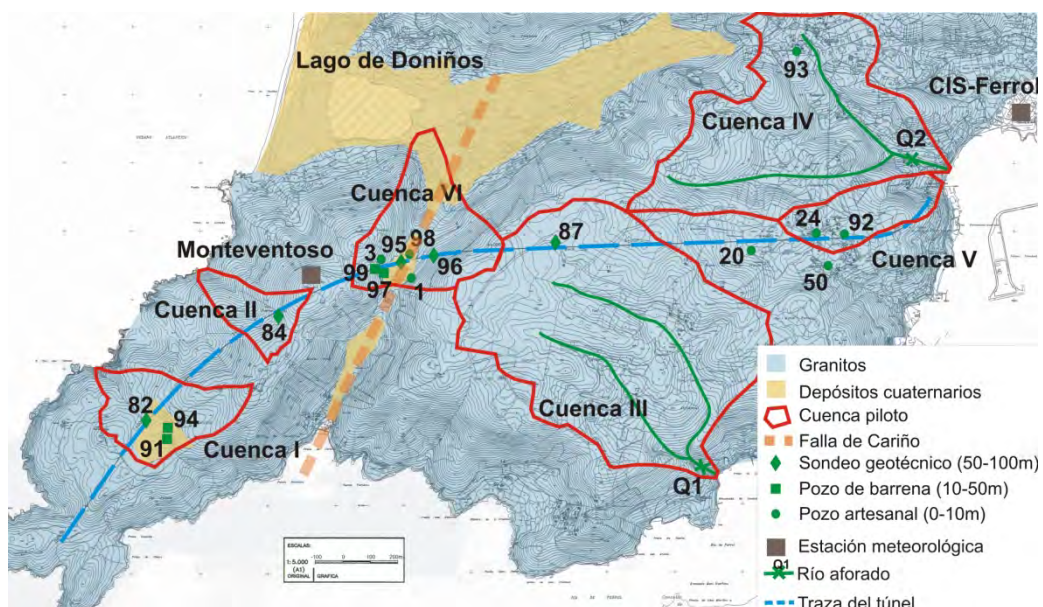


Figura 3. Localización del área de estudio del impacto del túnel en Ferrol, las seis cuencas piloto monitoreadas, arroyos aforados y puntos de observación del protocolo de muestreo frecuente

Por último, de cara a la evaluación del impacto hidrogeológico del cambio climático se modelaron cuatro cuencas de tamaño medio (entre 102.2 - 544.7 Km²) representativas de toda la Demarcación: dos cuencas de la vertiente cantábrica (ríos Landro y Mera) y dos de la vertiente atlántica (ríos Anllóns y Deza) de las que la última tiene un carácter interior y parcialmente de montaña (Figura 1).

3. Metodología

3.1. Modelo de balance hídrico agregado

La recarga a acuíferos someros es un proceso complejo que depende de la duración, intensidad y frecuencia de las lluvias, la temperatura, humedad relativa, velocidad del viento, las características de suelo y roca, topografía, vegetación y usos del suelo (Memon, 1995). De entre las distintas metodologías disponibles para el cálculo de la recarga, los modelos de balance hídrico (MBH) resultan idóneos para aproximaciones a nivel regional y de cuenca (Flint et al., 2002). En áreas donde los tipos y usos de suelo son relativamente uniformes y hay falta de datos, el uso de modelos sencillos aporta resultados razonablemente buenos en estimaciones a largo plazo (Bradford et al., 2002). Los MBH son una herramienta poderosa para entender las principales características del proceso de recarga, siempre que se empleen intervalos de tiempo cortos y se tenga en cuenta la variabilidad espacial de las componentes (de Vries y Simmers, 2002).

En este estudio se ha usado el modelo hidrológico agregado Visual Balan v2.0 (Samper et al., 2005) basado en el cálculo simultáneo del balance hídrico diario en el suelo edáfico, zona no saturada (ZNS) y acuífero, y cálculo las fluctuaciones del nivel freático. La optimización de los parámetros usados en el modelo se consigue, partiendo de valores medidos en campo o datos bibliográficos, por calibración frente a niveles freáticos y caudales medidos a la salida de la cuenca. El empleo tanto de series de datos de agua subterránea como de caudales superficiales permite calibrar mejor y de forma continua los parámetros del modelo, aportando resultados más confiables. Los principales parámetros usados por el modelos son climáticos (temperatura, precipitación, velocidad del viento, horas de sol, humedad relativa diaria), del suelo (profundidad, porosidad, capacidad de campo, punto de marchitez permanente, conductividad hidráulica) y de la ZNS y acuífero (coeficientes agotamiento y de almacenamiento).

Visual Balan es un modelo ampliamente usado en el ámbito Iberoamericano y que se ha demostrado robusto y confiable a la hora de reproducir largas series de niveles freáticos y caudales medidos en múltiples trabajos (Samper et al. 2005, Castañeda y

García-Vera 2008, Jiménez-Martínez et al. 2010), en donde ya se describen profusamente todas las ecuaciones empleadas por el modelo. De entre las opciones que proporciona Visual Balan, la evapotranspiración potencial de vegetación de referencia fue calculada mediante el método de Penman-Monteith; la evapotranspiración real se obtuvo por el método de Penman-Gridley (Samper et al., 2005); la escorrentía superficial se calculó usando el método del número de curva; y la intercepción vegetal se calculó por el método de Horton (Horton, 1919).

Finalmente los resultados de recarga obtenidos para las cuencas piloto fueron extrapolados a toda Galicia Costa mediante el uso de herramientas de SIG siguiendo criterios geológicos y climáticos, usando para ello una relación recarga/precipitación de acuerdo a una curva logística obtenida a partir de las estimaciones de recarga disponibles en Galicia Costa y el norte de Portugal.

3.1.1. Uso de MBH agregados para la evaluación de los impactos de un túnel

El descenso del nivel freático causado por la excavación de un túnel puede ser calculado de manera analítica (Bear et al., 1968; Custodio, 1983). Sin embargo, en medios rocosos fracturados raramente se dan las hipótesis requeridas para la aplicación de fórmulas analíticas relativamente simples. De acuerdo con Berkowitz et al. (1994), el flujo subterráneo en medios rocosos fracturados puede ser estudiado usando modelos numéricos con tres enfoques diferentes: modelos continuos que consideran la totalidad del medio fracturado como un medio poroso equivalente; modelos de redes de fracturas discretas que restringen el flujo únicamente a aquellas fracturas interconectadas entre sí; modelos híbridos que consideran las principales fracturas dentro de un medio poroso equivalente (Yang et al., 2009).

Debido a la dificultad de definir correctamente la geometría de la red de fracturas de un medio tan heterogéneo con unos datos de campo limitados, resulta preciso encontrar enfoques que permitan la representación del acuífero de una manera más simple. Así, se pueden usar métodos estadísticos para encontrar correlaciones entre el estado base del acuífero y una serie de variables de control independientes (precipitación, caudal en ríos no afectados). Ello permite la caracterización del estado inalterado del acuífero y la predicción de caudales drenados y variación del nivel frático tras la construcción del túnel (Attanayake y Waterman, 2006), lo que facilita la

identificación de potenciales impactos ambientales. De manera similar, los modelos de balance hídrico también pueden ser empleados para la caracterización y predicción del comportamiento del medio subterráneo en una determinada cuenca, y al tratarse de modelos con base física las predicciones obtenidas resultan más robustas.

El comportamiento de un acuífero dependerá por una parte de las condiciones hidrometeorológicas existentes (precipitación, temperatura, etc.) y por otra parte de los parámetros característicos que definen cada uno de los compartimentos que componen el medio subterráneo. Los primeros son unos valores variables, que pueden ser medidos mediante estaciones meteorológicas. Los segundos son parámetros más o menos constantes en el tiempo y pueden ser medidos o estimados mediante ensayos, o bien calibrados en el proceso de modelización. La determinación de estos parámetros característicos permite la obtención, como resultados del modelo de balance hídrico, de la evolución de los niveles freáticos y de los caudales descargados por el acuífero. Asimismo, estas dos variables pueden ser medidas en campo mediante la realización de campañas de aforado de los ríos que drenan la cuenca y medida de niveles piezométricos en pozos y sondeos. La recolección de una base de datos con series temporales amplias de niveles y caudales, permite mediante el ajuste de los valores medidos y los calculados por el modelo, realizar una correcta estimación por calibración de los parámetros característicos del medio subterráneo. Una vez calibrado el modelo, éste es capaz de reproducir los valores de nivel freático y caudal medidos en campo en función únicamente de los datos meteorológicos.

La excavación de un túnel produce un impacto en las aguas subterráneas, debido a la modificación de los patrones de flujo y al drenaje del acuífero a través de él. Ello provoca una modificación del comportamiento natural del acuífero, produciéndose descensos del nivel freático y disminución de los caudales en los ríos que alimente. Esta afección se traduce en la modificación de ciertos parámetros que rigen el flujo en el medio subterráneo y en que los nuevos valores medidos en campo no se ajusten a los calculados por el modelo calibrado en la situación inalterada. A partir de ese momento, los resultados del balance hídrico previamente calibrado muestran una predicción del comportamiento que tendría el acuífero en la situación inalterada previa a la excavación del túnel, y la diferencia con respecto a los valores medidos en campo indica el impacto hidrogeológico atribuible exclusivamente a la construcción del mismo (Figura 4). Esta metodología permite discernir entre descensos freáticos naturales fruto de las

condiciones meteorológicas del momento respecto de aquellos descensos debidos al efecto drenante del túnel.

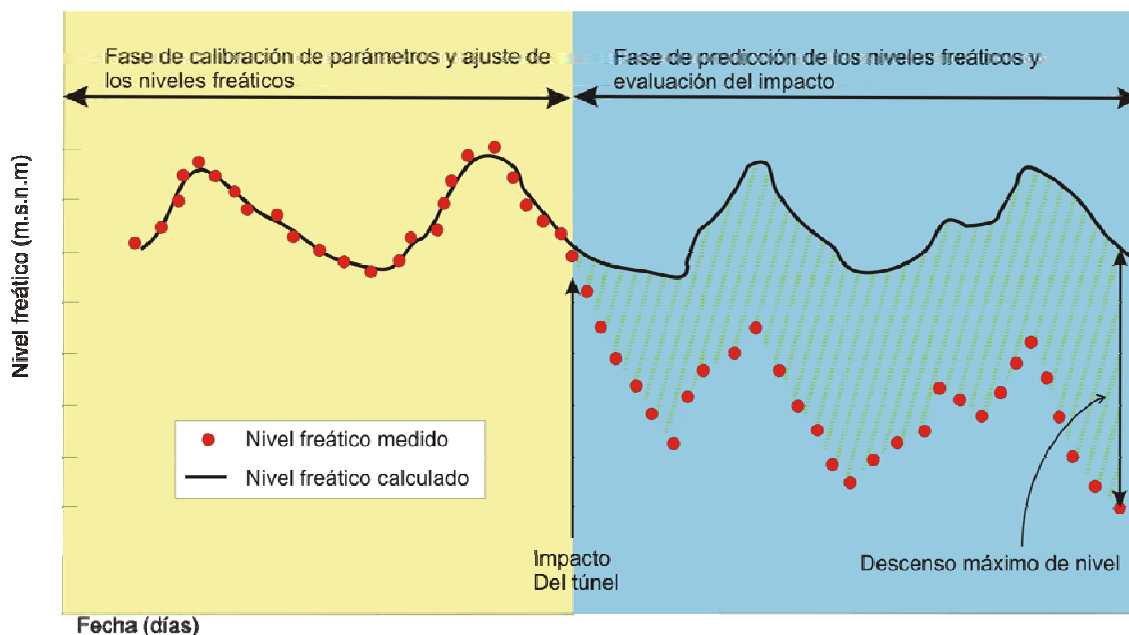


Figura 4. Metodología del uso de Modelos de Balance Hídrico para la evaluación cuantitativa del impacto producido por un túnel

Partiendo del balance hídrico para la situación inalterada, se puede desarrollar un nuevo modelo capaz de reproducir el comportamiento hidrogeológico tras el impacto del túnel. La comparación entre ambos balances permite evaluar de manera cuantitativa las modificaciones en el flujo subterráneo y la variación en los volúmenes de agua asignados a cada uno de los compartimentos que constituyen el medio subterráneo.

3.2. Modelo de balance hídrico semidistribuido

Para la evaluación del impacto del cambio climático, las cuencas estudiadas fueron modeladas usando el modelo hidrológico semidistribuido SWAT (Soil and Water Assessment Tool) (Arnold et al., 1998). Se trata de un programa con base física para la simulación continua y a largo plazo de los principales procesos hidrológicos a escala de cuenca. Se desarrolló inicialmente para predecir el impacto de la agricultura y el manejo de las tierras sobre las aguas y sedimentos en grandes cuencas complejas. Pero también es capaz de predecir flujos hídricos, de nutrientes y de sedimentos bajo distintos escenarios de cambio climático (Neitsch et al., 2002). SWAT es un modelo

que opera a una escala temporal diaria. También permite que se simule un alto grado de variabilidad espacial al tiempo que se permite la división de la cuenca en un gran número de subcuencas, que a su vez se subdividen en Unidades de Respuesta Hidrológica (HRUs) con propiedades únicas de pendiente, tipo de suelo y uso del suelo. Las HRUs se definen por medio de una herramienta de GIS acoplada, y para ese fin se requiere el modelo de elevación digital del área de estudio, el mapa de tipos de suelo y el de usos del suelo. El balance hídrico es la principal fuerza motor en la que se basa SWAT, y este se calcula en cada HRU por separado. Posteriormente se va agregando el flujo de agua y la producción de sedimentos generados en cada HRU de cada subcuenca, y el producto resultante se transporta a través de los canales del río, lagos o embalses hasta llegar al punto vertiente de cierre de la cuenca. El balance hídrico en las HRUs incluye cinco componentes de almacenamiento de agua: interceptación vegetal, nieve, perfil del suelo, el acuífero superficial y el acuífero profundo.

SWAT permite que se simulen diversos procesos físicos en la cuenca: climáticos, hidrológicos, de crecimiento vegetal, de erosión, de transporte y transformación de nutrientes y pesticidas y distintas prácticas de manejo. La parte hidrológica del modelo incluye fusión de la nieve, escorrentía superficial, evapotranspiración, percolación subterránea, flujo lateral o hipodérmico y flujo base de retorno al río. En los manuales de usuario del programa (Arnold et al., 1998; Neitsch et al., 2002) se puede encontrar una descripción detallada de las distintas componentes del modelo.

SWAT ha ido ganando una mayor aceptación a nivel internacional como una robusta herramienta interdisciplinaria para la modelización de cuencas (Gassman et al., 2007) y ha sido usado en múltiples aplicaciones internacionales que lo han demostrado confiable para ajustar caudales medidos y modelados para una gran variedad de escalas de cuenca (Rosenthal et al., 1995; Arnold y Allen, 1996; Srinivasan et al., 1998; Arnold et al., 1999; Saleh et al., 2000; Santhi et al., 2001; Abbaspour et al., 2007; Schuol et al., 2008). Entre sus distintas capacidades interdisciplinarias, SWAT ha sido usado en diversos estudios para evaluar los efectos del cambio climático sobre la hidrología en cuencas de distintas regiones a lo largo de todo el mundo (Bouraoui et al., 2004; Eckhardt y Ulbrich, 2003; Jha et al., 2004; Verbeeten y Barendregt, 2007; Chaplot, 2007; Schuol et al., 2008; Marshall y Randhir, 2008; Obuobie y Diekkrügerb, 2008; Flicklin et al., 2009) gracias a su capacidad para incorporar fácilmente predicciones

climáticas futuras procedentes de RCMs como entradas del modelo, así como por permitir considerar los efectos de incrementar el CO₂ atmosférico sobre el desarrollo vegetativo y la evapotranspiración de las plantas (Neitsch et al., 2002). Gassman et al. (2007) recoge 28 aplicaciones de SWAT en la literatura científica en las que el objetivo principal era la evaluación de los impactos del cambio climático sobre la hidrología. SWAT también ha sido ampliamente usado en el contexto de proyectos financiados por varias agencias de la Comisión Europea (Gassman et al., 2007) y ha sido empleado, junto con otros modelos, para cuantificar los impactos del cambio climático en cinco cuencas en Europa dentro del proyecto CHESS (Climate Hydrochemistry and Economics of Surface-water Systems project) financiado por el Programa de Investigación Climática y Medio Ambiental de la Comisión Europea (CHESS, 2001).

Los modelos de recarga deben incorporar la respuesta de las plantas a la elevación de la temperatura y la concentración de CO₂ atmosféricos para permitir evaluar la importancia de estos cambios fisiológicos sobre la recarga (Holman et al., 2011). El impacto del incremento de CO₂ sobre la conductancia de los estomas se calcula en SWAT de acuerdo con Morison y Gifford (1983) asumiendo una reducción del 40% de la conductancia de los estomas cuando se duplica la concentración de CO₂ atmosférica. Para calcular la evapotranspiración, SWAT tiene en cuenta variaciones en la eficiencia de uso de la radiación, en el crecimiento vegetativo y en la transpiración de las plantas debidas a cambios en la concentración de CO₂ atmosférica, lo cual es esencial para cualquier estudio de cambio climático por emisiones antrópicas. La conversión de luz interceptada en biomasa se simula asumiendo una eficiencia específica de uso de radiación (RUE) para cada especie de planta. El valor de RUE cuantifica la eficiencia de una planta para convertir la energía lumínica en biomasa y se considera que es independiente del estadio de crecimiento de la planta, y se ajusta en SWAT mediante una función propuesta por Stockle et al. (1992) dependiente de la concentración de CO₂. El efecto de incrementar el déficit de presión de vapor, que puede resultar en un descenso de RUE, está también considerado en el ajuste de RUE.

La fórmula de Penman-Monteith es el método recomendado de referencia por la FAO para el cálculo de la evapotranspiración potencial de vegetación de referencia (ET₀), con una gran capacidad de predecir el valor de evapotranspiración en un amplio rango de climas y regiones (Allen et al., 1998). Además es el método que usa un mayor número de parámetros físicos (temperatura máxima y mínima, radiación solar,

velocidad del viento, humedad relativa), por lo que fue escogido entre los distintos métodos incorporados en SWAT para el cálculo de la ET_0 . SWAT usa una versión modificada de la ecuación de Penman-Monteith basada en la metodología descrita por Stockle et al. (1992).

SWAT, como la mayoría de los modelos de balance hídrico, estima la recarga subterránea mediante el método “residual” o indirecto (Scanlon et al., 2002), que presenta como principal limitación el hecho de que la precisión de la estimación de la recarga depende de la precisión con la que las demás componentes del balance hídrico sean medidas o calculadas, ya que sus errores se propagan a la estimación de la recarga. Esta limitación es crítica cuando la tasa de recarga es relativamente pequeña, como ocurre en las regiones áridas. Sin embargo, en climas húmedos, si el balance hídrico se calcula a escala temporal diaria, la precipitación registrada en un día puntual (si se produce) normalmente excede al valor de ET_0 y el error en la estimación de la recarga se reduce, frente a lo que ocurriría en balances mensuales o anuales, que por el contrario tenderían a amortiguar los eventos de lluvia extremos (principales responsables de la recarga) y por tanto favorecer la propagación de errores (Scanlon et al., 2002).

3.3. Método de balance de Cloruros (CMB)

La componente climática en la composición química de las aguas subterráneas (Custodio, 1997; Murphy et al., 1996) es función directa de la composición química promedio de la precipitación atmosférica. Su conocimiento es esencial para explicar la concentración de ciertos iones mayoritarios en las aguas subterráneas contemporáneas, e también para establecer estimaciones de la recarga promedio por medio del balance químico de sustancias conservativas procedentes casi exclusivamente de la lluvia (Allison y Hughes, 1983; Rosenthal, 1987).

El ión cloruro (Cl^-) es ideal para realizar balances químicos, ya que permanece inactivo durante el proceso de recarga (no hay un intercambio significativo con el entorno a largo plazo) y al contrario que el agua, permanece en el suelo tras el proceso de evapotranspiración. Además es bastante soluble y normalmente tiene un origen marino conocido. Esta técnica ha sido ampliamente usada, tanto en la zona no saturada

del suelo como en la saturada (Cook y Böhlke, 2000; Eriksson y Khunakasem, 1969; Sami y Hughes, 1996; Wood y Sanford, 1995).

En este estudio se emplea el método de balance de masas de cloruro (CMB) para evaluar la recarga directa de lluvia, usando en este caso muestras tomadas de la zona saturada. El CMB integra espacialmente la recarga producida en las áreas con mayor gradiente hidráulico respecto del punto de medida. Sin embargo, plantea problemas a la hora de extrapolar los datos puntuales para determinar la variabilidad espacial de la recarga y puede dar lugar a sobreestimación de la recarga si la componente de escorrentía superficial no está correctamente evaluada. Por estas razones, los resultados obtenidos con esta técnica solo fueron utilizados para contrastar con las estimaciones obtenidas por los modelos de balance hídrico y dar robustez a sus conclusiones.

La masa de Cl^- depositada en un sistema es igual a la suma de la deposición húmeda disuelta en la precipitación más la deposición seca, mientras que la recarga subterránea y la escorrentía superficial constituyen las principales salidas del sistema:

$$P \times C_p = R \times C_{aq} + I \times C_i \quad (1)$$

donde R es la recarga neta media (mm/año); P representa la precipitación media anual (mm/año); I es la escorrentía media (tanto superficial como hipodérmica); C_p es la concentración media efectiva de Cl^- en la precipitación (mg/L), incluyendo la contribución de la deposición seca; C_{aq} es la concentración de Cl^- medida en las aguas subterráneas (mg/L); y C_i es la concentración media de Cl^- en la escorrentía superficial e hipodérmica (mg/L).

En climas áridos y semiáridos es habitual asumir que la escorrentía superficial es prácticamente nula, lo que simplifica la Eq. (1). En Galicia, la escorrentía superficial no suele tener una gran importancia relativa, debido a la alta permeabilidad de los suelos arenosos, sin embargo si es habitual que se produzca un importante flujo hipodérmico que se desplaza lateralmente a lo largo de la interfaz suelo-roca en las zonas de ladera, que no puede ser despreciado en los balances. Se estima que la sobreestimación de la recarga en climas húmedos debido a ignorar la contribución de Cl^- de la escorrentía superficial e hipodérmica puede alcanzar el 50% (Alcalá y Custodio, 2008b). Debido a la escasez de datos continuos y espacialmente distribuidos de la concentración de cloruros en la escorrentía superficial, es común el uso de un factor de corrección (F_c)

que permite su estimación a partir de la concentración de Cl^- en la lluvia. Según Prych (1998) en climas húmedos F_c es solo ligeramente superior a 1. En el norte de España, González-Arias et al. (2000) calculó un F_c entre 1-2, mientras que Alcalá (2005) restringió este rango a 1-1,5 y aportó un único dato en Galicia Costa igual a 1,17. Asumiendo un valor de F_c homogéneo para toda la demarcación, la recarga subterránea se calcular según la siguiente ecuación (2):

$$R = (P - I \times F_c) \times \frac{C_p}{C_{aq}} \quad (2)$$

A pesar de sus limitaciones, los resultados obtenidos con este método parecen ser validos como una primera aproximación de la recarga en Galicia Costa, a juzgar por la consistencia obtenida con otros datos de diferente origen discutidos en este trabajo, tanto en su magnitud como en su distribución espacial.

3.4. Programa de monitoreo y compilación de datos de campo

Para la calibración y validación de los modelos hidrológicos se usaron series de datos de caudal en ríos y/o niveles piezométricos en pozos medidos en cada una de las cuencas piloto estudiadas. Las series de caudal de los ríos de mayor tamaño (Anllóns, Landro, Deza y Mera) fueron recogidas por Augas de Galicia, mientras que los aforos correspondientes a cuencas de menor tamaño fueron monitoreados directamente por la Universidad de Santiago de Compostela. En ellos, la velocidad del agua de los ríos se midió semanalmente en el punto de cierre de las cuencas piloto usando un minimolineté portátil, y posteriormente el caudal se calculó mediante el método de velocidad-área (World Meteorological Organization, 1980). En 6 cuencas se instalaron sondas de presión y se calibraron curvas de aforo de los ríos lo que permitió registrar caudales en continuo (cada 10 minutos) de manera automatizada. Los caudales medios diarios y mensuales fueron agregados a partir de los datos diez-minutales. En dos cuencas más de la zona de Ferrol el caudal de los ríos se midió manualmente cada semana. Igualmente, los niveles freáticos en pozos se obtuvieron semanalmente mediante medidas manuales con una sonda de nivel portátil, excepto uno de ellos que se monitoreó en continuo mediante una sonda de presión.

En el área de Ferrol, se realizó un inventario de puntos de agua mucho más denso con el fin de detectar cualquier impacto hidrogeológico que pudiera causar la

excavación del túnel. Este inventario constó de 122 puntos de observación incluyendo 14 manantiales, 52 pozos artesanales excavados (de menos de 10 m de profundidad), 24 pozos de barrena (de hasta 50 m de profundidad) y 15 sondeos geotécnicos (de hasta 100 m de profundidad). Diecisiete de estos puntos fueron incluidos en un protocolo de muestreo frecuente con mediciones semanales (3 manantiales, 4 pozos artesanales, 4 pozos de barrena, 5 sondeos geotécnicos y 1 mina de agua); todos ellos se hallan localizados en la proximidad de la traza del túnel excepto uno localizado a una distancia suficiente como para no verse afectado por el túnel, con el fin de que caracterice las condiciones inalteradas y servir de baseline a la que referir el impacto detectado (Figura 3).

Los datos climáticos diarios requeridos por los modelos de balance hídrico (precipitación, temperatura media del aire, horas de sol, humedad relativa, velocidad del viento) fueron obtenidos de 14 estaciones meteorológicas pertenecientes a la red de Meteogalicia (CIS-Ferrol, Penedo do Galo, Fragavella, Serra da Faladoira, Malpica, Río do Sol, Mabegondo, Pereiro, Mouriscade, Serra do Faro, Sergunde, Melide, Monte Castrove y Lourizan) más una estación propia de la Universidad de Santiago de Compostela instalada en Muras. Los datos ausentes en las series históricas fueron completados mediante correlaciones desde la estación completa más próxima usando regresiones estadísticas. El mapa de precipitación en Galicia Costa (Figura 5) fue construido a partir de datos de 151 estaciones pluviométricas (Xunta de Galicia 2003).

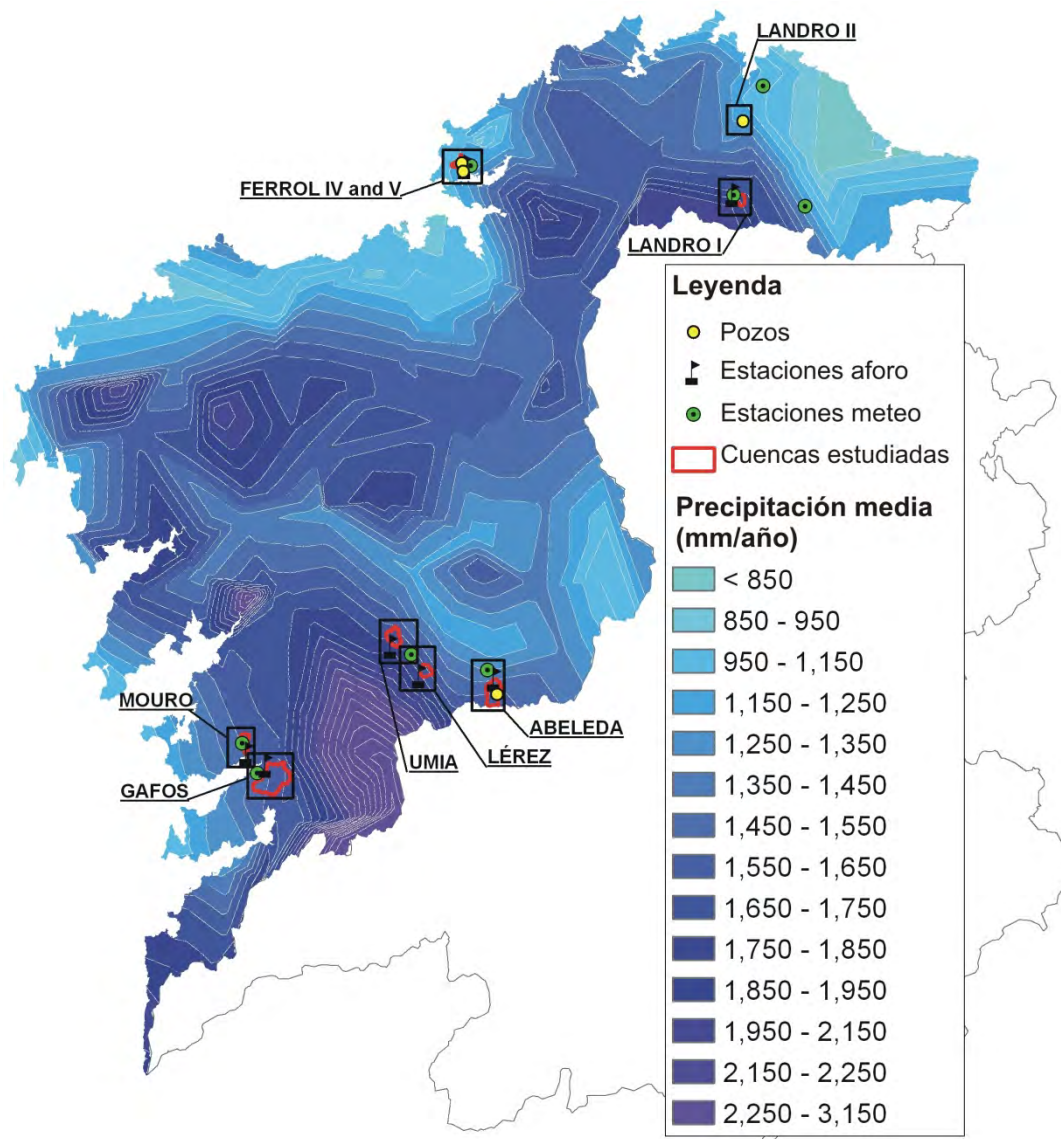


Figura 5. Mapa de precipitación media en Galicia Costa construido a partir de datos del anterior Plan Hidrológico de Galicia Costa (Xunta de Galicia, 2003) y localización de las estaciones de aforo, meteorológicas y los pozos usados para la modelización de las cuencas piloto con Visual Balan

En lo referente al análisis del impacto del cambio climático, las proyecciones regionales para Galicia fueron elaboradas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet, 2009) basadas en los datos procedentes del proyecto PRUDENCE (Christensen et al., 2007) (Tabla 1). Se generaron proyecciones para los escenarios de emisiones A2 (más extremo) y B2 (menos extremo) de 2071 a 2100 y referidas a un período de referencia de 1961 a 1990.

Tabla 1. Lista de los miembros del Proyecto PRUDENCE, de los RCMs y GCMs usados y de los escenarios de emisiones considerados en cada estudio

Research Center	RCM	GCM	A2	B2	Reference
Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)	ARPEGE	HadAM3H	*	*	Gibelin y Déqué, 2003
Denmarks Meteorologiske Institut (DMI)	HIRHAM	HadAM3H	*	*	Christensen et al., 1996
Helmholtz-Zentrum Geesthacht (GKSS)	CLM	HadAM3H	*		Steppeler et al., 2003
Hadley Centre (HC)	HadRM	HadAM3H	*		Hudson y Jones, 2002
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI)	RACMO	HadAM3H	*		Lenderink et al., 2003
Max Planck Institute (MPI)	REMO	HadAM3H	*		Jacob, 2001
Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)	RCAO	HadAM3H	*	*	Döscher et al., 2002
		ECHAM4	*	*	
Universidad Complutense de Madrid (UCM)	PROMES	HadAM3H	*	*	Castro et al., 1993

El mapa de suelos usado en los modelos de cambio climático ha sido proporcionado por el Joint Research Centre (2006) de la Comisión Europea y producido en el marco del proyecto Digital Soil Mapping, que proporciona la clasificación FAO90 para toda Europa con una resolución espacial de 1 km. Las propiedades del suelo necesarias en SWAT (textura, densidad del suelo, contenido de carbono orgánico, capacidad de agua disponible, conductividad hidráulica saturada) fueron obtenidas de la bibliografía en base al tipo de suelo (González-Prieto et al., 1992, Leirós et al., 2000, García-Corona et al., 2004, Paz-González et al., 1997) o mediante el uso de funciones de pedotransferencia (Tietje y Hennings, 1995; Ferrer Julia et al., 2004). Debido a su baja resolución, el mapa solo muestra la clase de suelo dominante para cada celda, y en el área gallega los únicos tipos de suelo existentes son Leptosoles, Regosoles, Podsoles y Histosoles. Con el fin de tener en cuenta el hecho de que los suelos gallegos con fuertes pendientes en zonas montañosas y de colinas tienen una escasa profundidad que recubre la roca meteorizada y el agua tiene que atravesar un espesor de roca antes de poder alcanzar el nivel freático, los suelos han sido representados en el modelo con una

capa inferior adicional con mayor densidad y menor conductividad hidráulica que la capa de suelo precedente con la intención de reproducir el efecto de la roca alterada en la dinámica del flujo subterráneo, tal y como proponen Eckhardt y Ulbrich (2003). Esta asunción favorece que una porción significativa del agua subterránea fluya lateralmente como flujo hipodérmico, tal y como proponen diversos autores que ocurre en muchos acuíferos gallegos (Soriano y Samper, 2000; Soto et al., 2005; Samper et al., 2009b; Raposo et al., 2012a).

El mapa de usos de suelo fue construido por el proyecto CORINE Land Cover 2000 versión 9/2007 (European Environmental Agency, 2007), con una resolución espacial de 100 m que incluye 14 clases distintas de usos de suelo para las cuencas modeladas en este estudio: residencial de alta densidad, residencial de media densidad, suelo comercial, suelo industrial, patatas, maíz forrajero, terreno agrícola genérico, bosques de pinos, de hoja caduca, de eucaliptos, bosques mixtos, arbustos, pastizales y pradera.

Es bien sabido que la calidad del Modelo Digital de Elevación del terreno (DEM) tiene una gran influencia en el resultado final de un modelo hidrológico (Defourny et al., 1999), por ello se empleó un DEM con una resolución espacial de 50 m generado por el SITGA (2010) a partir de la cartografía básica del mapa topográfico escala 1:5000. La red hidrográfica y las subcuencas fueron delineadas a partir del DEM con ArcSWAT. De igual manera las HRUs fueron creadas en función del uso del suelo dominante, el tipo de suelo y la pendiente para cada subcuenca.

Las operaciones de manejo modeladas fueron basadas en las asunciones que proporciona por defecto la base de datos SWAT2000, desarrollada por Di Luzio et al. (2002). La mayoría de la superficie de Galicia Costa está cubierta por bosques y terrenos de matorral en donde apenas se realizan operaciones de manejo. En los terrenos agrícolas, las operaciones de manejo simuladas se reducen simplemente a plantación, recolección y aplicación automática de fertilizantes. En algunos casos se realizaron modificaciones menores para mejorar el manejo de cultivos, como la consideración de abundantes campos de patatas en la cuenca del Anllóns o grandes superficies de maíz forrajero en la cuenca del Deza, considerando las unidades de calor específico y fechas de operaciones de este cultivo en Galicia Galicia (Bande-Castro et al., 2010). Sin embargo, la relevancia de estas modificaciones es reducida, ya que el manejo de cultivos sólo tiene un impacto menor en el módulo hidrológico de SWAT.

Con el objetivo de realizar el CMB, se llevó a cabo una exhaustiva revisión bibliográfica de datos históricos de concentración de Cl^- en la lluvia en Galicia (Alcalá y Custodio, 2008a; Fernández-Sanjurjo et al., 1997; García-Rodeja et al., 1998; Gómez Rey et al., 2002; Prada-Sanchez et al., 1993; Silva et al., 2007; Vázquez et al., 2003). Para completar estos datos bibliográficos y cubrir uniformemente todo el territorio de Galicia Costa, en 2008 se realizó una campaña de campo en la que se recogieron y analizaron 122 muestras de agua de lluvia en 56 localizaciones donde no había datos bibliográficos disponibles (Figura 6a). Las muestras fueron tomadas preferiblemente en las proximidades de las cuencas piloto que estaban siendo modeladas, con el objetivo de poder comparar los resultados. El proceso de muestreo consistió en la recogida directa de agua de precipitación durante diferentes eventos de lluvia y su transporte inmediato al laboratorio con el fin de evitar cualquier posible evaporación y alteración de la concentración de cloruro. Este procedimiento asume que la aportación de Cl^- por deposición seca es mínima debido al clima húmedo gallego y la alta frecuencia de precipitaciones existente. Por otra parte, desde 2007 y con una frecuencia bimensual se están realizando análisis de la concentración de Cl^- en 54 pozos y manantiales incluidos en la red de calidad de aguas subterráneas de Augas de Galicia (Figura 6b). A estos datos de Cl^- se le sumaron los obtenidos en una única campaña de campo en 2006 así como los datos bibliográficos disponibles (Alcalá, 2005; Rodríguez Blanco et al., 2003).

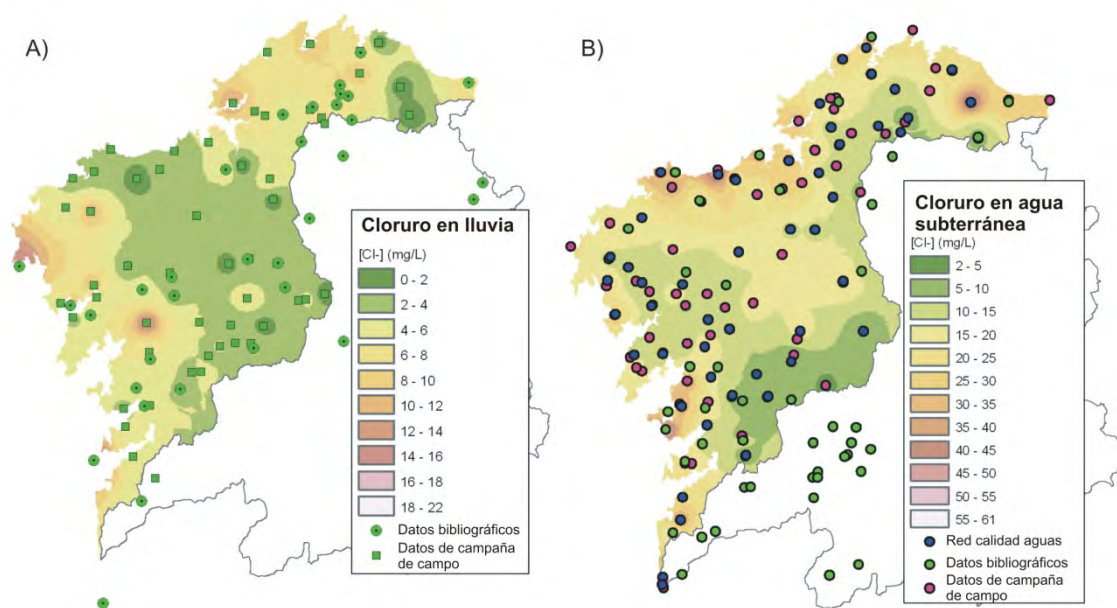


Figura 6. Mapa de localización de las muestras de concentración de cloruro en el agua de lluvia (A) y en las aguas subterráneas (B) para la elaboración de CMB.

4. Artículo I: Parametrización y cuantificación de la recarga en macizos cristalinos fracturados de Galicia Costa (Raposo et al, 2012a).

Cuantificar la recarga en macizos rocosos cristalinos plantea grandes dificultades debido a la gran heterogeneidad del medio subterráneo, principalmente debido a la heterogeneidad de la red de fracturas. Sin embargo, para poder realizar una gestión eficiente de los recursos hídricos, es fundamental una caracterización precisa de la recarga a los acuíferos, esto es, el recurso hidrogeológico renovable. Dada la gran superficie ocupada por rocas cristalinas fracturadas en la demarcación de Galicia Costa, el estudio de estos acuíferos resulta imprescindible, especialmente en el contexto de la actual Directiva Marco del Agua, que exige la conservación de todas las masas de agua subterráneas. La metodología empleada para este fin consiste en la elaboración de modelos de balance hídrico (MBH) en distintas cuencas piloto representativas de las principales condiciones geológicas y climáticas existentes en la demarcación (Figura 5), para luego extrapolar las tasas de recarga obtenidas a todo el territorio mediante una herramienta de GIS. Estos resultados serán finalmente validados mediante una técnica independiente como es el CMB.

En el presente estudio se empleó el código Visual Balan v2.0 para la elaboración de los balances hídricos de cuenca. Como valores iniciales de los parámetros de los modelos se tomaron bien medidas de campo (profundidad del suelo), datos bibliográficos (conductividad hidráulica del suelo) (López et al., 1998; Paz González et al., 2001, 2003), o bien valores usados en cuencas similares y próximas (coeficientes de agotamiento y almacenamiento) (Samper et al., 1997).

Visual Balan incorpora un procedimiento de calibración automática basado en el método de Powell de minimización multidimensional (Press et al., 1989) que permite la calibración de los parámetros del modelo partiendo de los valores iniciales con el fin de minimizar los errores en el ajuste de caudales y/o niveles freáticos medidos frente a los calculados. La Tabla 2 muestra los valores obtenidos por calibración de los parámetros más sensibles del modelo.

Artículo I: Parametrización y cuantificación de la recarga en macizos cristalinos fracturados de Galicia Costa

Tabla 2. Principales parámetros del MBH modificados durante el proceso de calibración

Cuenca	Profundidad suelo (m)	Conductividad hidráulica (mm/h)	Coef. agotamiento percolación (1/día)	Coef. agotamiento hipodérmico (1/día)	Coef. agotamiento acuífero (1/día)	Coef. almacenamiento acuífero	Número de Curva
Gafos	1,43	7,2	0,2476	0,4621	0,0277	---	55
Lérez	0,65	18,18	0,2887	0,3151	0,062	---	55
Abeleda	0,65	6,84	0,071	0,271	0,0384	0,013	55,2
Ferrol IV	1,61	4,41	0,0397	0,287	0,0775	0,0027	60,3
Ferrol V	1,5	6,84	0,6931	0,6301	0,0866	0,0028	56
Landro I	0,6	10,01	0,5915	0,2175	0,0184	---	55
Landro II	1,61	9,49	0,2456	0,5509	0,009	0,0051	60
Umia	2,02	5,06	0,6125	0,3587	0,2376	---	40
Mouro	1,1	3,54	0,7461	0,5776	0,0407	---	44,15

La Figura 7 muestra el ajuste obtenido entre los caudales o niveles freáticos medidos frente a los modelados en dos de las cuencas estudiadas. Como criterios de medida de la bondad del ajuste se usaron el coeficiente de determinación (R^2) que según la cuenca varió entre 0,74 y 0,98; el coeficiente de eficiencia Nash-Sutcliffe (E) (Nash y Sutcliffe, 1970) que osciló entre 0,70 y 0,82; y el coeficiente de eficiencia relativo (E_{rel}) (Krause et al. 2005) del que se obtuvieron valores de 0,76 a 0,87 (Tabla 3). La tasa de recarga y demás resultados obtenidos por los MBH están recogidos en la Tabla 4.

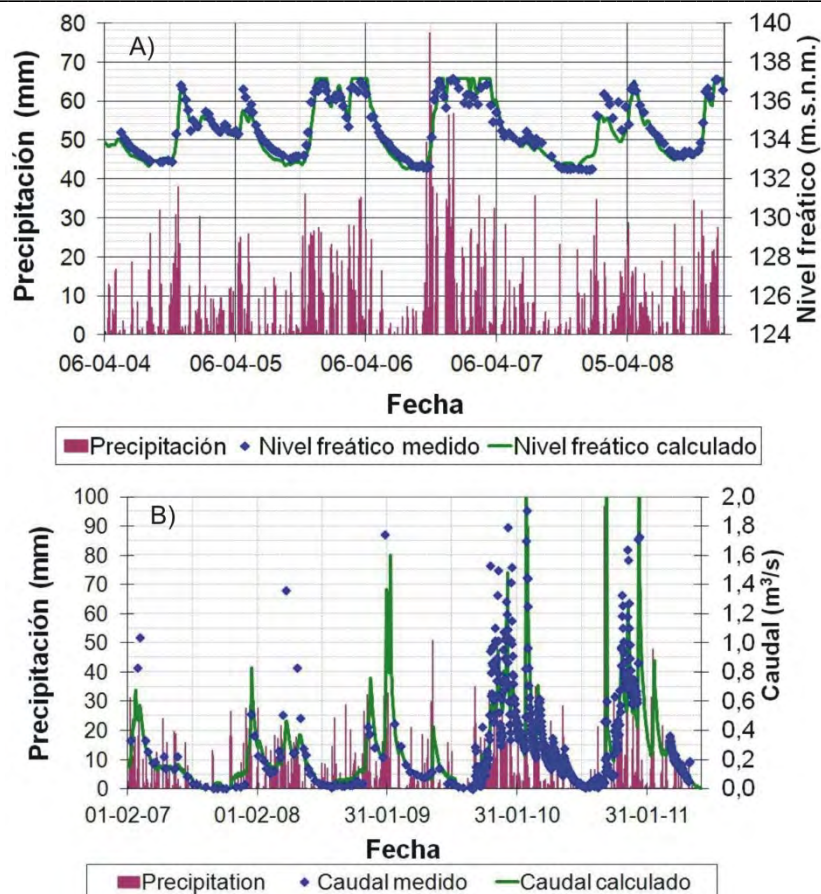


Figura 7. Ajuste alcanzado de niveles freáticos medidos frente a calculados en la cuenca de Ferrol V (A) y de caudales medidos frente a calculados en la cuenca de Abeleda (B)

Tabla 3. Evaluación de la bondad de ajuste hidrológico en las cuencas estudiadas

Cuenca	Geología dominante	Parámetro calibración	Coeff. R ²	Nash-Sutcliffe	Nash-Sutcliffe relativo
Gafos	Granito	Caudal	0,8010	0,7014	0,853
Lérez	Esquisto	Caudal	0,7413	0,7138	0,837
Abeleda	Esquisto	Caudal/ Nivel F.	0,7646/ 0,7369	0,7489	0,848
Ferrol IV	Granito	Caudal/ Nivel F.	0,8215/ 0,8025	0,8174	0,7745
Ferrol V	Granito	Nivel F.	0,8916	---	---
Landro I	Granito/ Cuarcita	Caudal	0,7850	0,746	0,8732
Landro II	Granito	Nivel F.	0,9863	---	---
Umia	Granito	Caudal	0,8579	0,7961	0,8566
Mouro	Gneis/ Esquisto	Caudal	0,7611	0,8218	0,8185

Artículo I: Parametrización y cuantificación de la recarga en macizos cristalinos fracturados de Galicia Costa

Tabla 4. Resultados de los MBH en las cuencas piloto estudiadas

Cuenca	Precipitación media (mm)	ET _o (%P)	Recarga (%P)	Escorrentía (%P)	F. Hipodérmico (%P)	Intercepción vegetal (%P)
Gafos	1488	22,50	15,90	11,00	42,70	7,90
Lérez	1598	10,60	32,10	9,30	41,60	6,40
Abeleda	1183	21,10	27,20	3,70	41,30	6,70
Ferrol IV	1254	37,50	15,00	6,80	31,60	9,10
Ferrol V	1250	31,50	16,80	3,80	41,20	6,80
Landro I	2029	21,90	40,90	11,60	19,20	6,40
Landro II	1022	31,30	9,10	2,70	46,10	10,80
Umia	1996	14,20	42,10	0,02	38,50	6,20
Mouro	2089	17,80	25,50	5,10	42,70	8,90

Las dispares tasas de recarga subterráneas obtenidas en Galicia Costa (del 8,8 al 42,1% de la precipitación), al igual que las obtenidas en el norte de Portugal (del 5 al 31%), no permiten a priori el establecimiento de un patrón de correlación único. Sin embargo, mediante la segregación de datos siguiendo un criterio geológico es posible establecer una buena relación precipitación-recarga de acuerdo a una curva logística ($R^2 > 0.9$) (Figura 8).

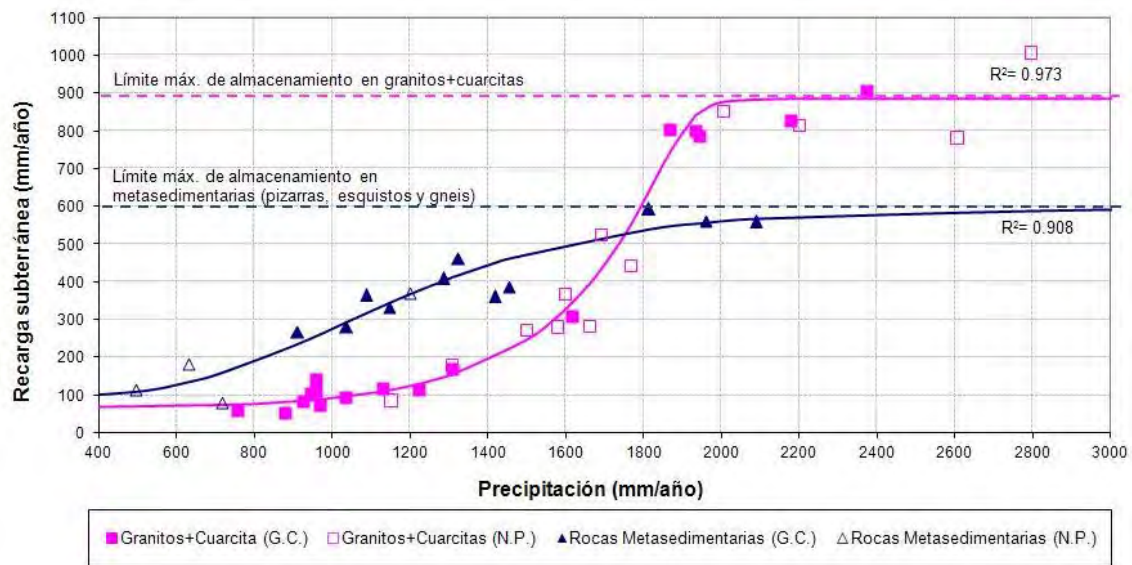


Figura 8. Relación entre recarga subterránea y precipitación según el material geológico en Galicia Costa. Los símbolos rellenos se corresponden con estimaciones en sitios de estudio dentro de Galicia Costa, que fueron completadas con datos bibliográficos procedentes del norte de Portugal (símbolos huecos)

La función logística propuesta (Eq.3) recoge de una manera más amplia y genérica a nivel regional la relación recarga/precipitación frente a las tradicionales relaciones lineales y permite la parametrización de la recarga basada en unos pocos parámetros dependientes de la geología y con un significado hidrogeológico:

$$Recarga(mm/año) = A + \frac{K - A}{(1 + Q \times e^{-B \times P - M})^V} \quad (3)$$

donde K y A representan los límites asintóticos máximo y mínimo de la recarga, B representa la tasa de crecimiento de la recarga, P es la precipitación anual en mm/año, y Q , M y V son constantes dependientes de la geología.

En un primer tramo de la curva, en situaciones de escasas precipitaciones donde el suelo tiene capacidad para retener mayoritariamente el agua de lluvia, la tasa de recarga se mantiene en niveles bajos. Un segundo tramo corresponde con un aporte de agua de lluvia suficiente como para saturar el suelo y que este ya no sea limitante de la infiltración, de manera que la recarga tiende a aumentar con la precipitación total. En el último tramo de la curva bajo condiciones de elevadas precipitaciones el marco geológico juega un papel primordial en el control de la tasa de recarga (Sanford, 2002), siendo la permeabilidad y capacidad de almacenamiento del macizo rocoso los principales factores limitantes a la infiltración. Esto explica la existencia de un límite

asintótico máximo para el cual ya no aumenta la recarga por mucho que se incremente la precipitación, bien debido a que el suelo permeable y poco profundo permite la infiltración del agua de lluvia a velocidades mayores a la que es capaz de transmitirla la zona saturada, lo que fuerza al agua a fluir lateralmente como flujo hipodérmico (Sanford, 2002), o bien directamente debido a la total saturación o relleno de la capacidad de almacenamiento del medio subterráneo (Alencão et al., 2000).

De esta manera se consideraron dos grandes bloques geológicos con comportamientos hidrogeológicos diferenciados en Galicia Costa: a) rocas graníticas y cuarcitas (Eq.4), que aunque tengan orígenes geológicos distintos ambas tienen similares productos de degradación y que frecuentemente presentan un alto grado de fracturación que favorece mayores capacidades de almacenamiento de agua; b) rocas metasedimentarias (pizarras, esquistos y gneises) (Eq.5), que frecuentemente presentan fracturas cerradas en profundidad o selladas por cizallamiento y rellenas de materiales finos (Samper, 2003) y por tanto su capacidad de almacenamiento es menor y se saturan rápidamente en condiciones de altas precipitaciones. La escasa profundidad de los suelos desarrollados sobre pizarras y esquistos (excepto en el Complejo de Ordes) favorece la recarga subterránea incluso para bajas precipitaciones, mientras que los granitos pueden llegar a originar suelos y regolitos con potencias considerables que limitan la recarga favoreciendo la evapotranspiración en esas mismas condiciones climáticas.

Por medio de la minimización del error cuadrático en el ajuste de los datos de recarga disponibles en Galicia Costa y el norte de Portugal (Figura 8) se obtuvieron las correspondientes ecuaciones empíricas para cada uno de los dos bloques geológicos propuestos: granitos/cuarcitas (Eq.4) y rocas metasedimentarias (Eq.5)

$$Recarga = 62,425 + \frac{822,215}{\left(1 + 11,44 \times e^{-0,0264 \times P + 47,98}\right)^{0,139}} \quad (4)$$

$$Recarga = 88,425 + \frac{505,162}{\left(1 + 3,59 \times e^{-0,00275 \times P - 0,1143}\right)^{5,336}} \quad (5)$$

El complejo de Ordes presenta unas características hidrogeológicas diferenciadas dentro del grupo de las rocas metasedimentarias, con una permeabilidad primaria y secundaria muy baja (Hernández Urroz et al., 1981) al ser el área de Galicia Costa con menor densidad de fallas y fracturas (Fig. 1) y por tanto con escasa capacidad de almacenamiento de agua en el subsuelo. Los esquistos de Ordes son menos ricos en

cuarzo y por tanto más fácilmente meteorizables que el resto de pizarras, filitas y esquistos presentes en Galicia (Fernández y Macías Vázquez, 1985), originando suelos profundos que favorecen la evapotranspiración, y presentan texturas franco-limosas que los hacen susceptibles al encostramiento superficial, proceso que reduce considerablemente la infiltración durante lluvias intensas (Paz González et al., 2001). Debido a ello se asumió una tasa de recarga menor que en el resto de de rocas metasedimentarias igual al 8,4% de la precipitación, obtenida mediante balances de cloruro (Raposo et al., 2012a).

Por último, los depósitos cuaternarios representan un área muy pequeña en Galicia Costa, por lo que directamente se asumió como válida la tasa de recarga del 22% de la precipitación propuesta por Control y Geología S.A. (2005).

La combinación de datos locales confiables y herramientas de SIG ofrece la posibilidad de una mejor comprensión y cuantificación de la recarga a nivel de grandes áreas (de Vries y Simmers, 2002). Partiendo de las estimaciones de recarga hechas para las rocas graníticas/cuarcitas, rocas metasedimentarias, Complejo de Ordes y depósitos cuaternarios, la distribución de precipitaciones medias en Galicia Costa y el mapa geológico, se empleó una herramienta de SIG para la extrapolación de esos valores de recarga a la totalidad del territorio de la Demarcación, obteniéndose un mapa con la distribución espacial de los recursos renovables de aguas subterráneas en toda Galicia Costa (Figura 9). A la vista de los resultados, se observa que los mayores recursos de agua subterránea se localizan en las áreas montañosas graníticas del interior de Pontevedra. El total de los recursos renovables es de 4.427 Hm³/año, valor significativamente superior a estimaciones de estudios previos.

Artículo I: Parametrización y cuantificación de la recarga en macizos cristalinos fracturados de Galicia Costa

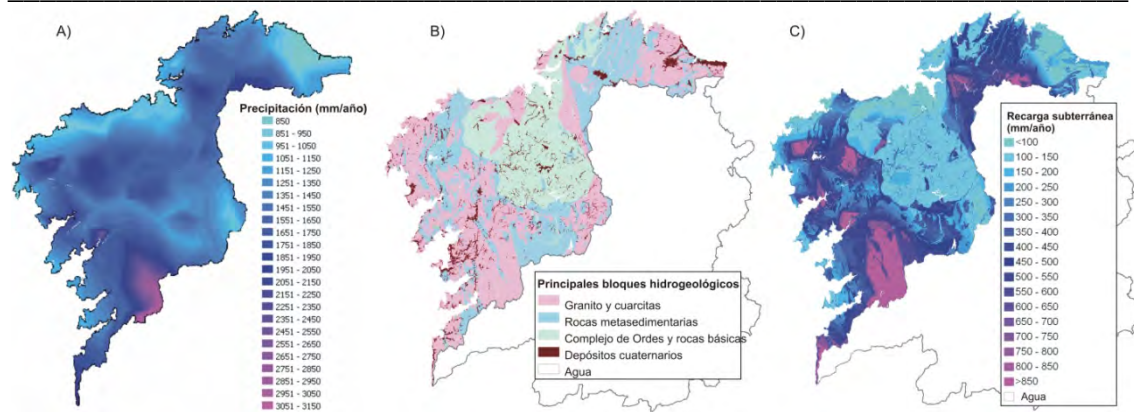


Figura 9. Mapa de precipitaciones medias en Galicia Costa (A) elaborado con datos procedentes del hasta este año vigente Plan Hidrológico de Galicia Costa (Xunta, 2003), principales unidades geológicas consideradas en la extrapolación de los resultados de los MBH (B), y mapa de recarga subterránea en Galicia Costa (C)

A partir de los balances hídricos diarios de las nueve cuencas piloto pudo obtenerse la variabilidad temporal media de la recarga subterránea. La distribución temporal de la generación de recarga a lo largo del año presenta una gran dependencia frente a las precipitaciones mientras que apenas mantiene relación con la geología dominante. Así la distribución mensual de la recarga sigue un patrón muy similar al de las precipitaciones: el 74% de la recarga subterránea se concentra en los seis primeros meses del año hidrológico, mientras que durante el verano (Julio, Agosto y Septiembre) solo se produce un 6,7% de la recarga total (Figura 10).

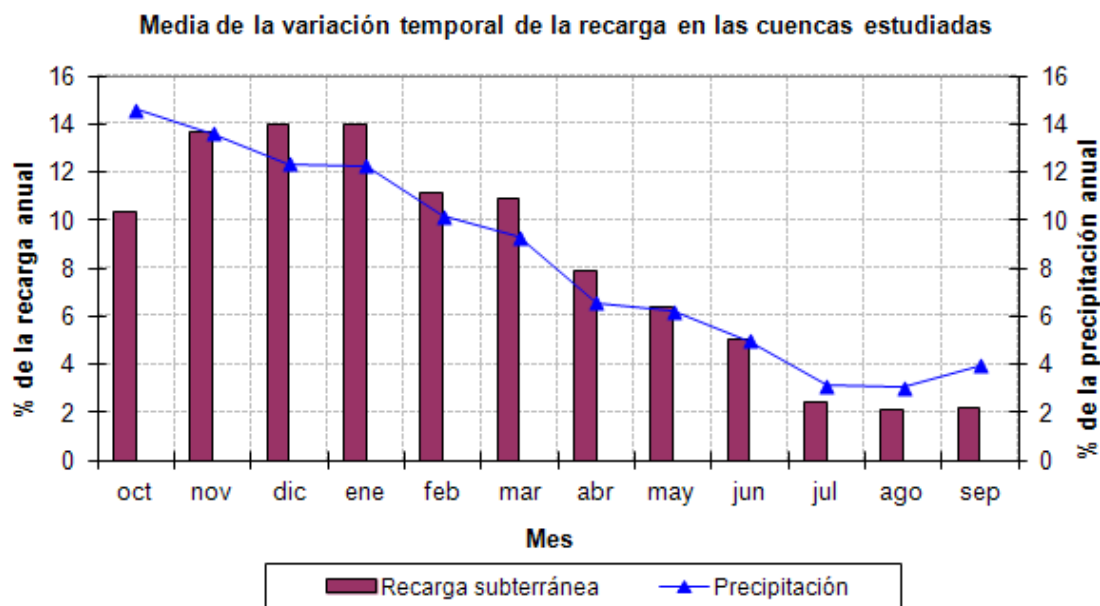


Figura 10. Variabilidad temporal de la recarga subterránea: porcentaje medio de la precipitación y recarga subterránea mensual en las nueve cuencas piloto a lo largo del año

Esta marcada distribución desigual de las precipitaciones y la recarga subterránea, en combinación con una limitada capacidad de almacenamiento específico de los acuíferos rocosos fracturados (coeficiente de almacenamiento medio de 0,0059) y cortos tiempos de residencia de las aguas subterráneas en los mismos (tiempo medio de semi-agotamiento de la descarga subterránea de 22,85 días) reduce la disponibilidad de este recurso para poder ser usado para el abastecimiento de agua a grandes ciudades. Por el contrario, su distribución espacial lo hace especialmente idóneo para el abastecimiento de agua a pequeños núcleos y población rural dispersa.

Partiendo de los datos de concentración de cloruro en aguas subterráneas y de lluvia obtenidos de campañas de campo y de la bibliografía (Figura 6) y mediante una herramienta de GIS, se realizó una interpolación de los valores puntuales para toda la superficie de Galicia Costa mediante el método de la inversa de la distancia al cuadrado. La concentración de Cl^- sigue un marcado patrón geográfico y topográfico (Guan et al., 2010), con valores máximos en las zonas costeras y mínimos en zonas de interior y en las áreas montañosas (Figura 6b).

Asumiendo una escorrentía media (superficial más hipodérmica) igual al 44,57% de la precipitación anual (Tabla 4) y un Factor de Concentración (F_c) homogéneo igual a 1,17 (Alcalá, 2005) la recarga subterránea fue calculada por balance de cloruros

aplicando la Eq. 2. La comparación de estos resultados del CMB (Figura 11) con los obtenidos mediante MBH (Figura 9) muestra una gran consistencia de los mismos y confirma la validez de la recarga subterránea calculada.

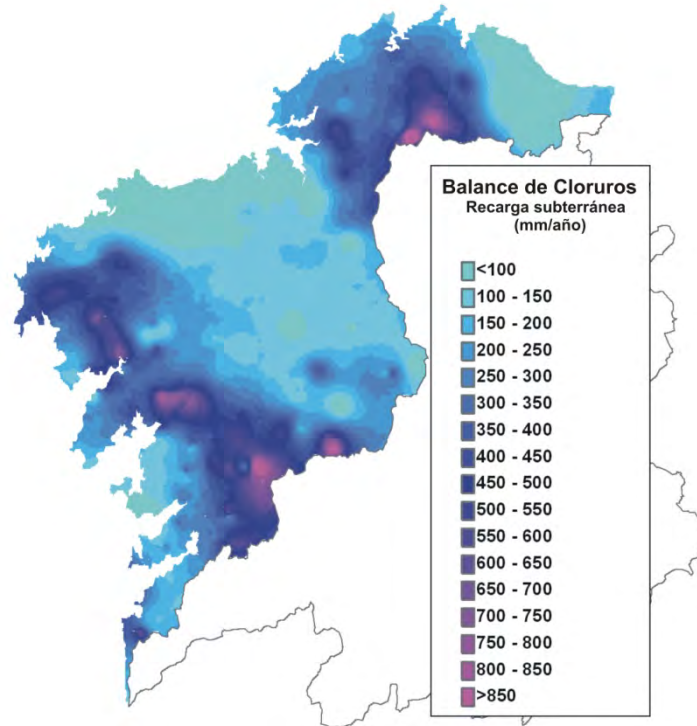


Figura 11. Mapa de distribución de la recarga subterránea calculado por CMB

Es preciso no olvidar que la estimación de la recarga contiene varias fuentes potenciales de incertidumbre, relacionadas con limitaciones de la propia metodología usada, con la estimación de los parámetros necesarios o bien con el proceso de escalado y extrapolación. La combinación y comparación de métodos permite conocer las desviaciones en las estimaciones proporcionadas por las diferentes técnicas aplicadas (Flint et al., 2002). En este estudio, las diferencias observadas entre estimaciones puntuales de la recarga mediante MBH y CMB son menores del 7,7%.

Las incertidumbres asociadas con los parámetros del modelo fueron evaluadas mediante un criterio de sensibilidad relativa AS/CP (Eq. 6), tal y como lo define Jiménez-Martínez et al. (2010)

$$Sensibilidad_Relativa: \frac{AS}{CP} = \frac{|C_s - C_b| \times 100 / C_b}{|P_s - P_b| \times 100 / P_b} \quad (6)$$

donde CP es el cambio relativo de una determinada variable o parámetro y AS es el cambio relativo del valor de salida (recarga), P_s y P_b son los valores de la variable en

la pasada de sensibilidad y pasada base calibrada respectivamente, y C_s y C_b son los datos de salida (recarga) calculados en la pasada base calibrada y la pasada de sensibilidad respectivamente. Cuando los rangos de tolerancia del parámetro lo permiten, la magnitud de la perturbación del parámetro (CP) se fijó en -50% a +100% con respecto al dato original. La Figura 12 muestra sensibilidad de la recarga estimada en una serie de simulaciones donde cada uno de los parámetros fue modificado siguiendo una perturbación fija mientras todos los demás parámetros permanecían en sus valores base. Por razones de claridad, solamente se muestran en la figura los ocho parámetros más sensibles; de ellos los más sensibles a la recarga son los coeficientes de agotamiento de la percolación y del flujo hipodérmico, el número de curva y la capacidad de campo. El criterio de sensibilidad AS/CP es menor de 0,35 para los restantes parámetros del modelo.

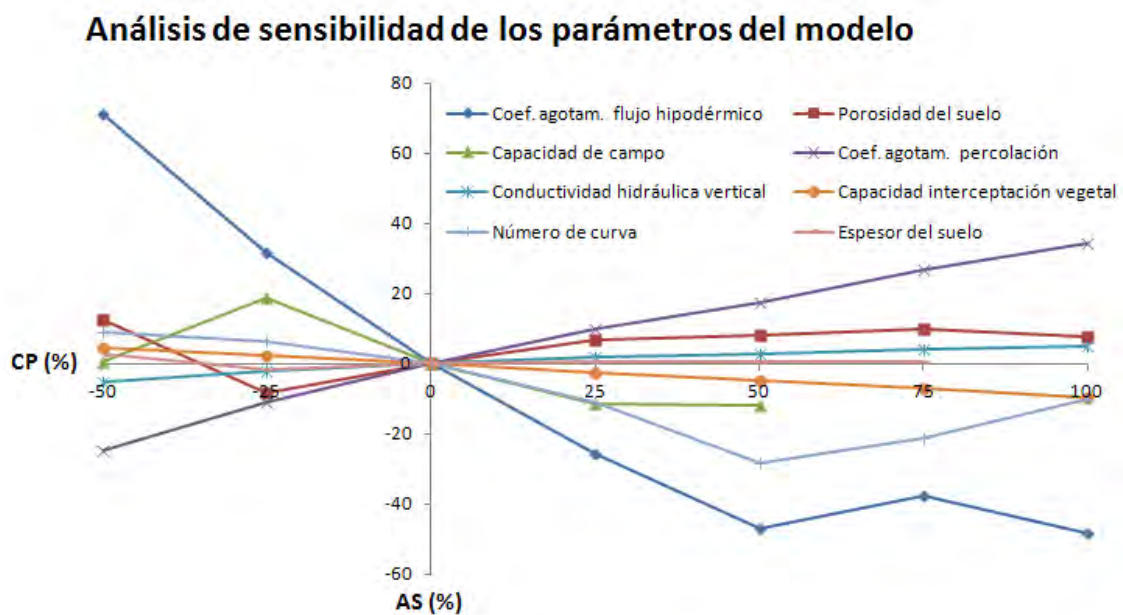


Figura 12. Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo sobre la recarga estimada: resultados promedios para las nueve cuencas piloto (solo se muestran los ocho parámetros más sensibles). CP es el cambio relativo de una variable o parámetro dado y AS es el cambio relativo en el valor de recarga.

La principal fuente de incertidumbre en la estimación de la recarga mediante CMB es la falta de datos de concentración de cloruro en la escorrentía superficial y la asunción de un factor de concentración (F_c) único para la totalidad de Galicia Costa. El análisis de sensibilidad de F_c sobre la estimación de la recarga se llevó a cabo mediante

la variación del valor de F_c a lo largo del rango de valores observado en el norte de España, entre 1 y 1,5 (Alcalá, 2005), dando como resultado una gran sensibilidad con una variación media de la estimación de la recarga del -16.67% al 32.35% con respecto al valor base obtenido con $F_c=1.17$.

Como conclusiones, indicar que el empleo de MBH ha permitido la cuantificación de la recarga subterránea en nueve cuencas piloto de Galicia Costa. Partiendo de las tasas de recarga estimadas en distintos sitios de estudio en Galicia Costa y el norte de Portugal, se ha establecido una novedosa relación recarga-precipitación siguiendo una curva logística para las dos principales litologías existentes en Galicia Costa. Mediante la extrapolación con una herramienta de GIS de las tasas de recarga obtenidas con los MBH, se han estimado los recursos renovables de aguas subterráneas de la Demarcación de Galicia Costa en $4.427 \text{ Hm}^3/\text{año}$.

5. Artículo II: Evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la construcción de un túnel usando modelos de balance hídrico (Raposo et al., 2010)

Entre septiembre de 2004 y abril de 2007 se excavó mediante una TBM (Tunnel Boring Machine) un túnel de 3 m de diámetro y más de 7 km de longitud en un macizo granítico fracturado próximo a la ciudad de Ferrol. La profundidad del túnel respecto de la superficie osciló entre los 30 m en las proximidades de los emboquilles del túnel, hasta 220 m de profundidad en el tramo central del túnel. Su objetivo fue la construcción de un emisario subterráneo para el transporte de las aguas residuales urbanas desde una estación de bombeo en la ciudad hasta la EDAR de Cabo Prioriño y su posterior emisión a mar abierto (Figura 3). La realización de estas obras fueron aprovechadas para poner en práctica una metodología basada en MBH para la evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la construcción de un túnel. Al tratarse de un área periurbana con abundante población residente en viviendas dispersas, muchas de las cuales sin conexión a las redes municipales de agua y que emplean pozos privados como única fuente de abastecimiento, un posible impacto en los acuíferos locales plantea una especial problemática. Los acuíferos desarrollados en macizos rocosos fracturados presentan habitualmente bajas capacidades de almacenamiento, lo que implica que el drenaje de pequeñas cantidades de agua subterránea por parte de un túnel pueda provocar importantes descensos del nivel freático y afectar a las captaciones de agua subterránea empleadas para abastecimiento de la población. La detección precoz de estos impactos es imprescindible para poder tomar medidas paliativas, y su correcta identificación y cuantificación, son necesarias para que los usuarios afectados puedan reclamar las compensaciones pertinentes. Igualmente una adecuada evaluación puede ser útil para distinguir los impactos directamente vinculados a la construcción del túnel de cualquier otra afección no relacionada con esta obra.

Con ese fin se procedió a caracterizar los acuíferos existentes en las proximidades de la traza del túnel mediante modelos de balance hídrico, de igual manera que en el capítulo anterior. En este caso, el estudio se centró en 6 pequeñas

Artículo II: Evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la construcción de un túnel usando modelos de balance hídrico

cuenca piloto atravesadas por el túnel (Figura 3), que fueron calibradas con las series de datos de campo recogidas durante el monitoreo previo a la llegada de la excavación a cada una de ellas. La extensión de estas series de datos varía por tanto en función de la localización de cada cuenca y del momento en que fueron alcanzadas por las obras, siendo de 9 meses para la más cercana al inicio del túnel y de más de 2 años para las más alejadas.

La Tabla 5 muestra los valores obtenidos por calibración de los parámetros más sensibles del modelo, partiendo de mediciones realizadas en campo o de los valores empleados en la modelización de cuencas graníticas de similares características (Samper et al., 1997 y 1999; Soriano y Samper, 2000).

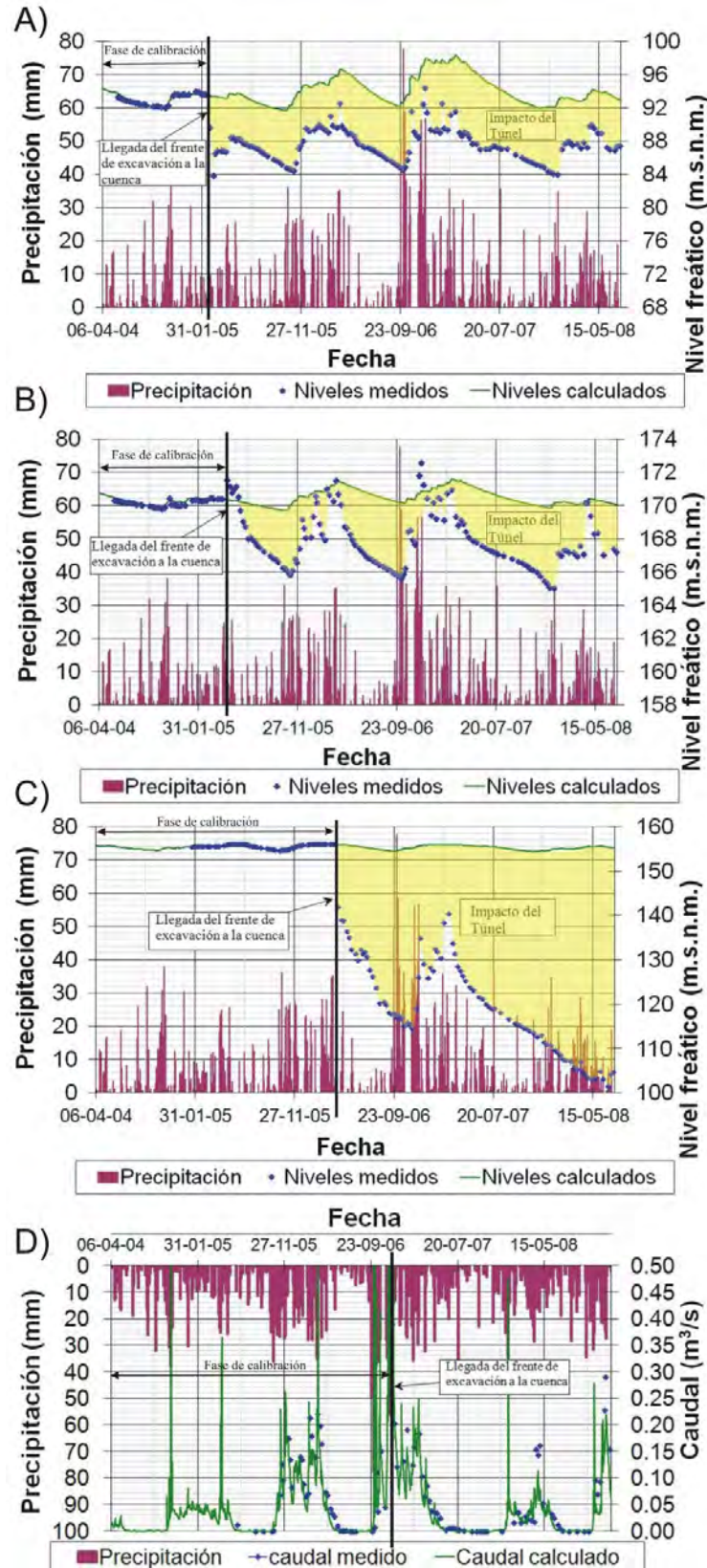
Tabla 5. Principales parámetros del MBH modificados durante el proceso de calibración en las 6 cuencas piloto de Ferrol.

Cuenca	Profundidad suelo (m)	Coefic. agotamiento percolación (1/día)	Coefic. agotamiento hipodérmico (1/día)	Coefic. agotamiento acuífero (1/día)	Coefic. almacenamiento acuífero	Número de Curva
Ferrol I	0,4	0,24	0,53	0,0074	0,012	60
Ferrol II	0,4	0,64	0,65	0,0041	0,068	78,8
Ferrol III	0,67	0,89	0,53	0,17	0,004	62,8
Ferrol IV	1,61	0,04	0,29	0,0775	0,0027	60,3
Ferrol V	1,5	0,69	0,63	0,0866	0,0028	56
Ferrol VI	0,53	0,11	0,56	0,0024	0,039	60

Las Figuras 13 y 7A muestran a modo de ejemplo el ajuste obtenido antes del momento de impacto del túnel entre los caudales y niveles freáticos medidos frente a los modelados en algunas de las cuencas estudiadas. Como criterio de medida de la bondad del ajuste se usó el coeficiente de determinación (R^2), que según la cuenca varió entre 0,68 y 0,90.

Artículo II: Evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la construcción de un túnel usando modelos de balance hídrico

Figura 13. Ajuste alcanzado de niveles freáticos medidos frente a calculados en las cuencas de Ferrol I (A), Ferrol II (B) y Ferrol VI (C) y de caudales medidos frente a calculados en la cuenca de Ferrol III (D)



La tasa de recarga y demás resultados obtenidos por los MBH están recogidos en la Tabla 6: La recarga del acuífero estimada en todas las cuencas estudiadas se sitúa entre el 10 % y 16 % de la precipitación total, si bien el flujo subterráneo está dominado por la componente hipodérmica, representando de media el 35% de la precipitación total. Estos resultados de balance hídrico son similares a los obtenidos en otras cuencas graníticas gallegas (Samper et al., 1997 y 1999; Soriano y Samper, 2000). La escorrentía superficial representa en general menos del 7% de la precipitación total, excepto en las cuencas II y VI, donde es sensiblemente superior debido a las mayores pendientes o la proximidad del nivel freático a la superficie.

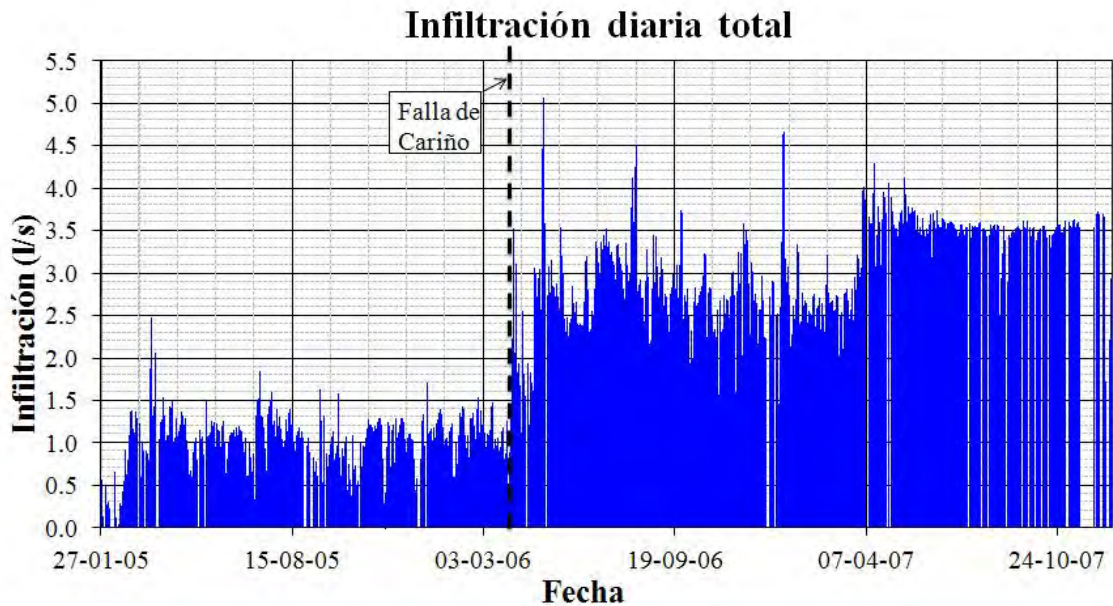
Tabla 6. Resultados de los modelos expresados como porcentaje de la precipitación anual correspondiente a cada componente del balance hídrico.

Cuenca	ET ₀	Recarga subterránea	Escorrentía superficial	Flujo hipodérmico	Intercepción vegetal
Ferrol I	30,1	10,8	4,6	47,8	6,8
Ferrol II	32,2	11,7	14,7	34,7	6,7
Ferrol III	52,8	15,6	5,2	19,8	6,7
Ferrol IV	37,5	15,0	6,7	31,6	9,1
Ferrol V	31,7	16,1	5,9	39,6	6,7
Ferrol VI	25,9	10,8	23,1	36,7	3,4
Media	34,5	13,3	10,0	35,0	6,6

El volumen de agua subterránea infiltrado en el túnel fue medido mediante un vertedero triangular instalado a la salida del canal de drenaje de la excavación (Figura 14). Durante los 35 meses de duración del estudio, se infiltraron a través del túnel más de 200.000 m³ de agua procedente de los acuíferos rocosos fracturados circundantes. La infiltración media anual fue de 70.000 m³/año, alcanzándose los 85.700 m³/año en el último tramo del estudio cuando la excavación ya se había completado en toda su longitud. Asumiendo una precipitación media de 980 mm/año en los 8,66 km² de superficie que ocupan las cuencas afectadas y aceptando una estimación de la tasa recarga subterránea media del 13,3% de la precipitación total (Tabla 6), el volumen de

agua subterránea recargada en los acuíferos se calcula en $1.128.744 \text{ m}^3/\text{año}$. Por tanto, el volumen máximo anual de agua infiltrada a través del túnel representa apenas el 7,6% de la recarga subterránea media en las cuencas afectadas

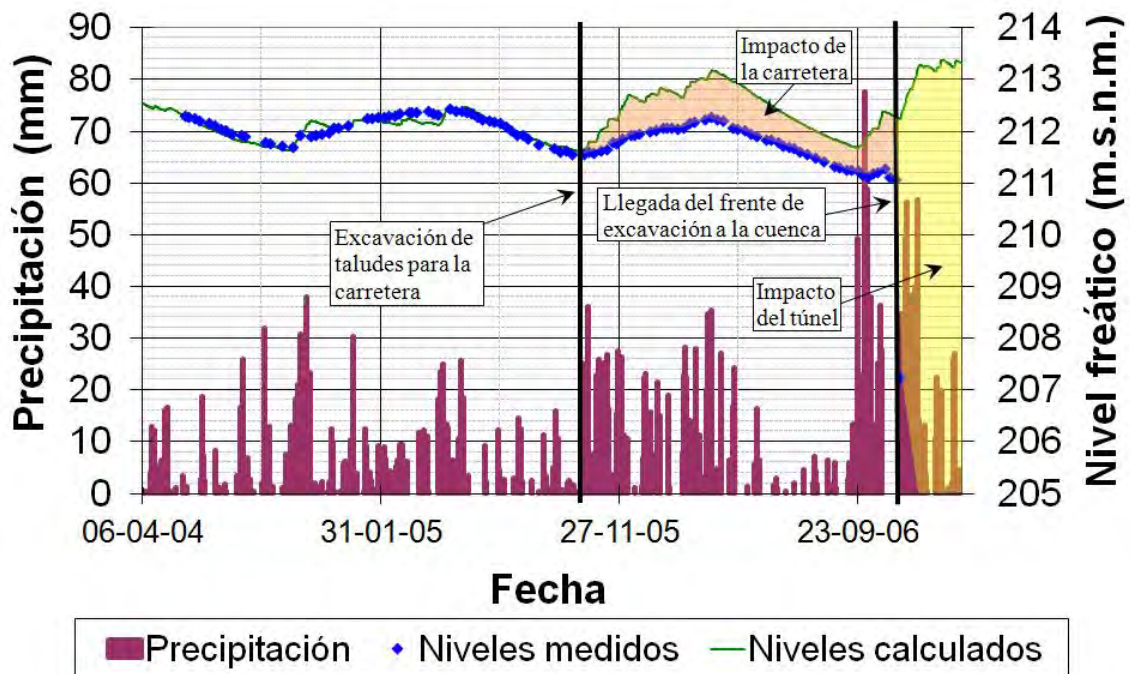
Figura 14. Caudal diario infiltrado en el túnel medido con un vertedero triangular a la salida del canal de drenaje de la excavación



En los primeros 3 km de la excavación del túnel, las infiltraciones de agua subterránea se mantuvieron bajas (en torno a 1,0-1,5 l/s). En ese primer tramo, la excavación atravesó las cuencas I y II, donde gracias a la aplicación de la metodología de evaluación de impactos por MBH se detectó un descenso máximo del nivel freático debido al túnel de 9 y 5 m respectivamente (Figura 13A y 13B). Sin embargo este impacto fue muy restringido al entorno de la excavación, al no detectarse ya afección alguna en puntos de observación situados a menos de 200 m de la traza del túnel. A partir del momento en que la excavación alcanza la Falla de Cariño, el caudal infiltrado en el túnel se incrementa considerablemente (Figura 14). En esta localización el MBH de la cuenca VI cuantificó un descenso del nivel freático de más de 50 m en un sondeo (Figura 13C). El mayor impacto causado por la excavación del túnel fue detectado en la cuenca III, donde se produjo un descenso del nivel freático de 96 m. En base a estos resultados, los descensos del nivel freático debido a afecciones del túnel son más importantes en áreas con mayor gradiente hidráulico (tramos con mayor cobertura del macizo sobre el túnel) y mayor permeabilidad (zonas de falla y fracturadas) (Yang et al., 2009).

La metodología propuesta a base de MBH permite la identificación de impactos con diversos orígenes. En la cuenca III, este mismo procedimiento, al tiempo que se empleó para cuantificar el importante impacto causado por el túnel, también sirvió para cuantificar un descenso del nivel freático mucho más sutil previamente causado por los desmontes para la construcción de taludes de la cercana carretera de acceso al puerto exterior de Ferrol (Figura 15).

Figura 15. Ajuste alcanzado de niveles freáticos medidos frente a calculados en la cuenca de Ferrol III durante la fase de calibración del modelo, y cuantificación de impactos por la construcción de una carretera y el túnel durante la fase de predicción del modelo

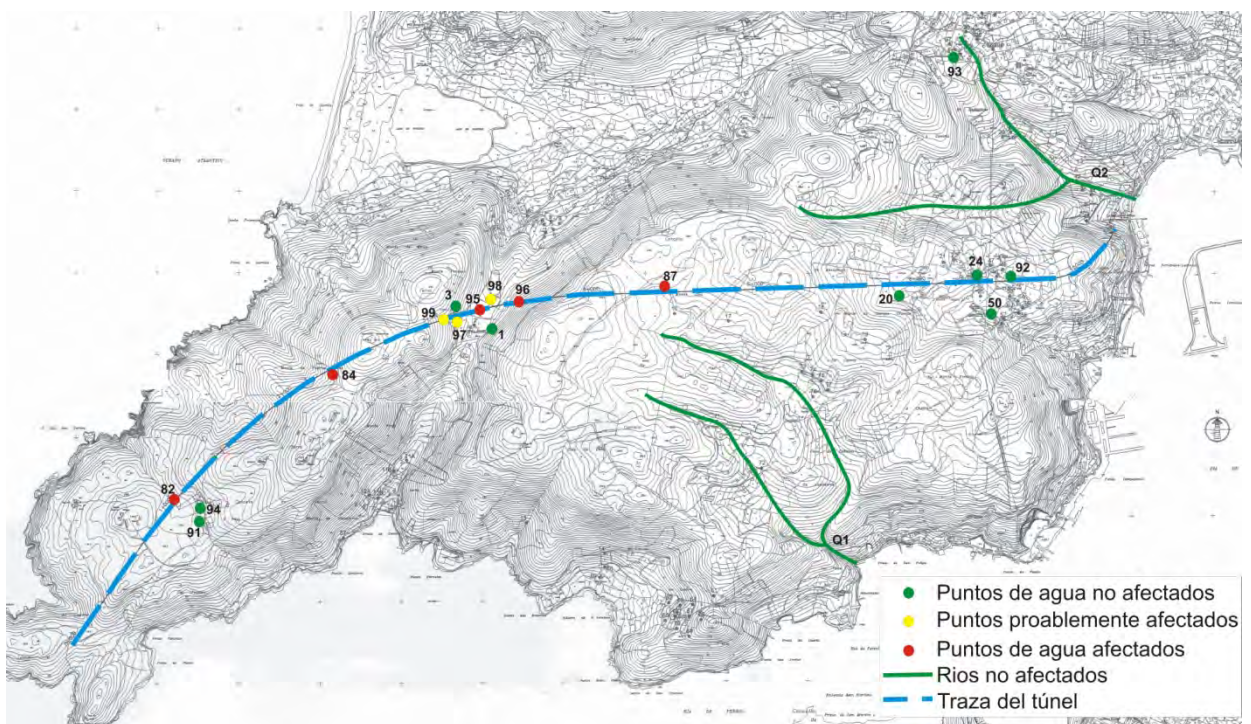


Los únicos pozos afectados por la excavación del túnel fueron aquellos de mayor profundidad de exploración (>50 m), excavados en el macizo rocoso fracturado; mientras que las captaciones más someras que se nutren principalmente del acuífero desarrollado en el manto de alteración superficial de la roca (pozos artesanales, manantiales y arroyos) no sufrieron impacto alguno (Figura 16). Se identificaron 5 sondeos profundos afectados por el túnel, mientras que en otros 3 pozos se detectó un impacto pero no está confirmada su vinculación con la excavación del túnel, pudiendo estar causados más probablemente por las obras de una carretera cercana. Igualmente, tras la llegada del frente de la excavación a la cuenca III, durante el siguiente año

Artículo II: Evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la construcción de un túnel usando modelos de balance hídrico

hidrológico 2007/2008 se produjo una considerable disminución del caudal del río Q₁ que drena la cuenca (Figura 13D). Este hecho podría hacer pensar en una afección de la excavación a esta masa de agua superficial debido a un aumento del drenaje en profundidad hacia el túnel; sin embargo esta hipótesis queda descartada gracias a la predicción del MBH que perfectamente explica el descenso del caudal principalmente debido a las condiciones meteorológicas (escasez de lluvias) que se dieron durante ese período.

Figura 16. Localización de los puntos de observación impactados por el túnel (rojo), los no impactados (en verde) y aquellos posiblemente impactados (amarillo).

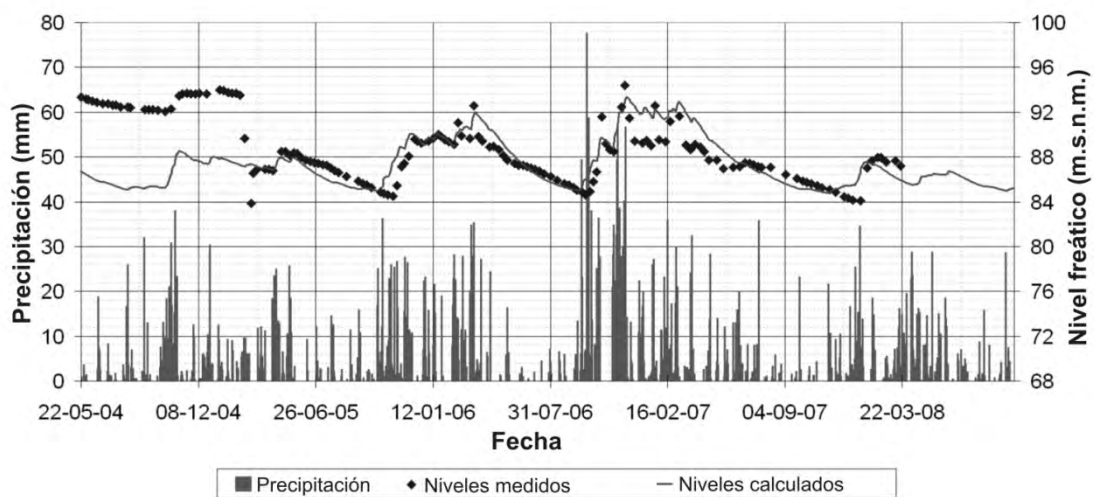


Por último, se ha observado que tras la afección de las cuencas por parte del túnel, y el consiguiente drenado de las aguas subterráneas y descenso del nivel freático, el comportamiento de los acuíferos se vió modificado, amplificándose sus reacciones a las condiciones meteorológicas: el ascenso del nivel freático tras los eventos pluviosos es más brusco e igualmente el posterior descenso del nivel freático tras un período sin precipitaciones es menos tendido (Figura 13A-C). Ello es una consecuencia del incremento del gradiente hidráulico debido al descenso de la capa freática; este descenso deja un importante volumen de huecos en el suelo y la roca fracturada que antes estaban saturados y ahora quedan disponibles para almacenamiento de agua; de esta manera, volúmenes de agua que en otro caso se perderían al verse forzados a fluir

lateralmente como escorrentía superficial o flujo hipodérmica, ahora se ve favorecida su percolación vertical. Este fenómeno (disminución de la escorrentía superficial, incremento de la recarga subterránea y aumento de las fluctuaciones del nivel freático) ha sido observado y cuantificado en pequeñas cuencas piloto sobre rocas cristalinas fracturadas cubiertas por suelos de poco espesor que fueron impactadas por la excavación de un túnel (Mossmark et al., 2008).

Partiendo de las calibraciones realizadas para las cuencas I y II bajo las condiciones inalteradas, los modelos fueron recalibrados para que sean capaces de reproducir el nuevo comportamiento del acuífero observado en los pozos afectados tras el impacto del túnel (Figura 17). El efecto delante del túnel fue simulado mediante el aumento de los valores de los parámetros del modelo correspondientes al medio subterráneo, esto es, los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico, de la percolación y del acuífero (Tabla 7).

Figura 17. Series temporales de niveles freáticos medidos tras la afección del túnel en la cuenca I frente a los niveles freáticos calculados por el modelo recalibrado bajo las condiciones hidrogeológicas alteradas



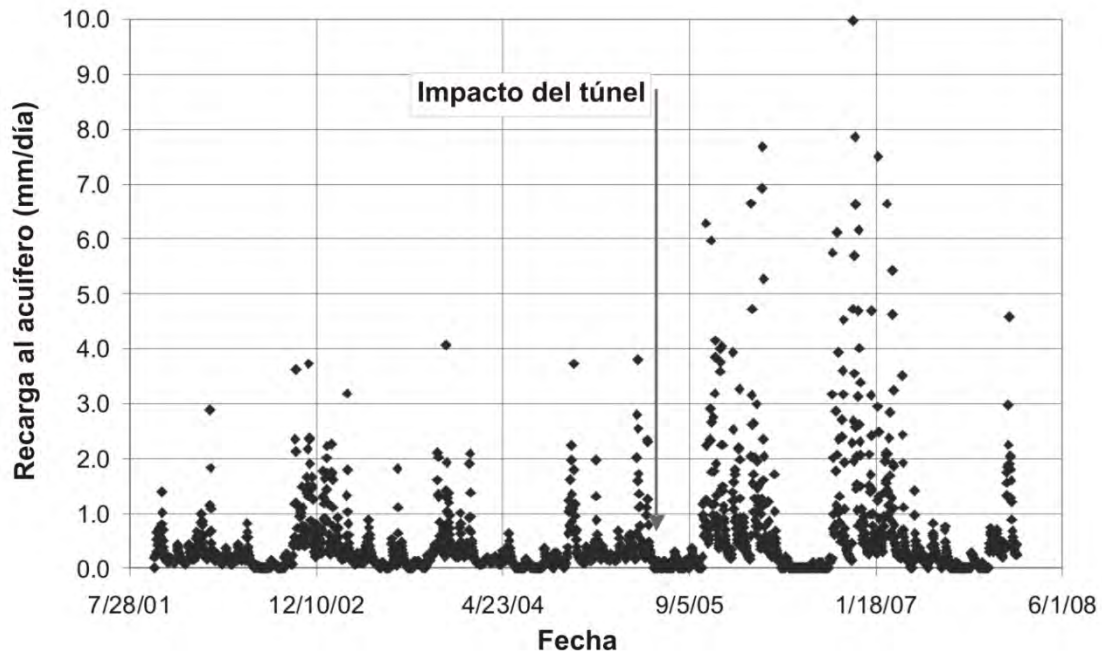
Artículo II: Evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la construcción de un túnel usando modelos de balance hídrico

Tabla 7. Coeficientes característicos del medio subterráneo modificados para ajustar el modelo calibrado para la cuenca I a los datos medidos después del impacto del túnel.

Coeficiente	Antes impacto	Después impacto
Coef. Agotamiento Flujo Hipodérmico (día^{-1})	0.5332	0.6037
Coef. Agotamiento Percolación (día^{-1})	0.240	0.701
Coef. Agotamiento Acuífero (día^{-1})	0.0074	0.0139

El efecto magnificador de la recarga subterránea se ve claramente en la Figura 18, que muestra la recarga diaria al acuífero calculada para la cuenca I, donde los valores de recarga hasta el día de impacto del túnel fueron tomados del modelo en condiciones inalteradas (Figura 13A) y los posteriores al impacto del túnel fueron tomados del modelos recalibrado para condiciones alteradas (Figura 17). El volumen de agua recargada al acuífero tras el impacto del túnel es un 75% superior que la recarga estimada por el modelo en condiciones inalteradas en ese mismo período. Así, resulta imprescindible tener en cuenta este fenómeno de magnificación de la recarga para desarrollar un plan adecuado de acciones paliativas para la recuperación de las condiciones ambientales iniciales previas a la construcción del túnel, ya que el tiempo de recuperación será significativamente inferior que si no se tuviera en cuenta este proceso.

Figura 18. Recarga subterránea calculada por el MBH en la cuenca I; volumen de agua infiltrado al acuífero en mm/día según el modelos Visual Balan.



A modo de recopilación de los principales resultados y conclusiones del estudio, indicar que se propuso y se llevó a la práctica un nuevo procedimiento de evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico debido a la construcción de un túnel basado en MBH. La capacidad de modelos como Visual Balan de reproducir y predecir, una vez calibrados, series de niveles freáticos y de caudales, fue aprovechada para la cuantificación de impactos mediante la comparación de las series de datos hidrogeológicos reales medidos tras la afección, frente a las predichas por el modelo calibrado en condiciones inalteradas. La aplicación de este método es fácil y barata, y proporciona un resultado bastante preciso, llegando a distinguir entre oscilaciones naturales del estado de los acuíferos e impactos antrópicos. Los acuíferos en macizos rocosos fracturados son particularmente sensibles a impactos hidrogeológicos como los causados por túneles, ya que debido a su baja capacidad de almacenamiento, pequeños caudales drenados (de menos de 5 l/s) pueden causar grandes descensos del nivel freático (de más de 85 m), y de esta manera afectar a las captaciones y sistemas de abastecimiento de agua subterránea existentes en la zona. La magnitud del descenso freático dependerá principalmente de la altura de macizo rocoso existente por encima del túnel y de su grado de fracturación. Todos los pozos afectados son sondeos

Artículo II: Evaluación cuantitativa del impacto hidrogeológico producido por la construcción de un túnel usando modelos de balance hídrico

profundos perforados en el macizo rocoso, mientras que los pozos artesanales y las aguas superficiales quedan fuera del alcance del impacto del túnel. Al mismo tiempo que el acuífero está siendo drenado por el túnel, este está induciendo una magnificación de la recarga subterránea en las zonas afectadas. Esta puede verse incrementada hasta un 75% respecto de la tasa de recarga previa a la construcción del túnel, debido principalmente al incremento del gradiente hidráulico tras el descenso del nivel freático. Este efecto magnificador resulta relevante de cara a la predicción del tiempo de recuperación necesario tras el sellado del túnel para alcanzar el estado natural del acuífero previo a la afección.

6. Artículo III: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hidrogeológicos renovables de Galicia Costa (Raposo et al, 2012b).

El cambio climático puede modificar los procesos hidrológicos de una cuenca e inducir serios problemas para garantizar el abastecimiento futuro de agua potable a importantes sectores de la población. Los resultados del proyecto PRUDENCE FP5 (Christensen et al., 2007) sugieren cambios importantes en la temperatura y las precipitaciones en Europa. Este proyecto proporciona un conjunto de experimentos usando distintos Modelos Climáticos Regionales (RCMs), diversos Modelos de Circulación Global (GCMs) y varios escenarios de emisiones de gases para la región europea. Los datos suministrados por este proyecto permanecen todavía poco explotados para la evaluación de impactos. Basándose en esos datos, la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) elaboró la proyección regional de cambio climático para España (AEMet, 2009).

Los modelos hidrológicos pueden ser usados con el fin de interconectar los estudios de cambio climático y estudios de evaluación de impactos hidrológicos, de tal manera que los datos climáticos futuros generados por escalado de GCMs puedan servir de inputs a los modelos hidrológicos para producir escenarios de los efectos potenciales del cambio climático sobre los recursos hídricos mediante la simulación de los principales procesos hidrológicos a nivel de cuenca (Flicklin et al., 2009). Cada paso en el proceso de modelización climática (GCM, RCM, downscaling, etc.) introduce una cierta incertidumbre asociada que se van sumando y afectan al resultado final de la proyección climática (Quintana Seguí et al., 2010), por ello para evaluar la incertidumbre asociada y obtener resultados creíbles, es recomendable la realización de conjuntos de pasadas del modelo a modo de “ensembles” utilizando múltiples GCMs y RCMs (Leung et al., 2003).

A priori, se prevé que los acuíferos rocosos fracturados existentes en Galicia Costa sean muy sensibles al cambio climático, debido a su relativamente baja capacidad de almacenamiento y los cortos tiempos de residencia del agua subterránea en los acuíferos, que hacen de ellos que sean fuertemente dependientes del régimen de lluvias,

vulnerables a la variabilidad climática y muy sensibles a largos períodos de sequía (Raposo et al., 2012a; Ayraud et al., 2008). Aparte de la disminución de las precipitaciones anuales, simplemente el hecho de que se produzcan cambios en la distribución temporal, frecuencia e intensidad de las lluvias, esto ya puede tener implicaciones importantes sobre la recarga subterránea (Green et al., 2007). Por su parte, una disminución de la recarga subterránea y el consecuente descenso del nivel freático puede afectar a las captaciones subterráneas y los sistemas de abastecimiento de agua potable de un cuarto de la población de Galicia Costa (Romay y Gañete, 2007). A ello se suma la baja profundidad de captación de la mayoría de los pozos existentes en Galicia, lo que los hace vulnerables incluso a pequeños descensos del nivel freático (Raposo et al., 2010), de hecho es habitual que muchas fuentes y pozos artesanales se lleguen a secar tras períodos de varios meses con bajas precipitaciones, especialmente durante el verano. Las predicciones de cambio climático para Galicia muestran una disminución del volumen total de precipitaciones así como una concentración de las lluvias durante el invierno y en un menor número de eventos (AEMet, 2009), lo que intensificaría las ya frecuentes sequías estivales. Por tanto resulta necesaria una correcta predicción y cuantificación de esos impactos para poder planear y desarrollar las medidas paliativas necesarias para garantizar el abastecimiento de agua presente y futuro para la totalidad de la población.

En este trabajo se usa el modelo hidrológico SWAT (Arnold et al., 1998) para evaluar los efectos del cambio climático en la demarcación hidrográfica de Galicia Costa, centrándose especialmente en los impactos en la recarga subterránea, que determina el volumen de recurso hidrogeológico renovable. Para ello se usaron proyecciones climáticas procedentes de ocho RCMs anidados en dos GCMs y se evaluaron dos posibles escenarios de emisiones (A2 y B2).

Los objetivos del estudio consisten en la modelización de 4 cuencas piloto de Galicia Costa de dimensiones medias (entre 102.2 - 544.7 Km²) y su calibración y validación frente a las series de caudal medido en ríos usando datos climáticos históricos. Estos modelos hidrológicos fueron usados para estimar variaciones anuales y estacionales en la recarga como respuesta a los diferentes escenarios de cambio climático propuestos. También se realizó un análisis de las incertidumbres debidas al uso de diferentes GCMs, RCMs y escenarios de emisiones.

La parametrización de los modelos se realizó por medio de la interfaz de GIS de SWAT (Di Luzio et al., 2001). El área umbral de acumulación de flujo requerida para la generación automática de la red hídrica fue seleccionada dependiendo del tamaño de cada cuenca y del nivel de detalle deseado, así se tomó un área umbral de 3 km² para la cuenca mayor (Deza) y la mitad, 1,5 km², para la más pequeña (Mera). Respecto a los usos del suelo en las áreas de estudio, partiendo de datos del proyecto CORINE Land Cover 2000 versión 9/2007 (European Environmental Agency, 2007), se obtuvo que el 36,8% de la superficie modelada está cubierta por bosques, el 38,8% por cultivo (incluidos prados), el 23,7% por terreno de matorral (tanto arbustivo como herbáceo) y solo el 0,7% corresponde a áreas residenciales e industriales. Igualmente, en lo referente a tipos de suelos, partiendo del mapa digital elaborado por el Joint Research Centre (2006) para toda Europa con resolución espacial de 1 km, se obtuvo que el 59,0% del área modelada corresponde a Regosoles, el 37,0% a Leptosoles y el 4% a Histosoles y Podzoles. Estos porcentajes son similares a los existentes en la totalidad de Galicia Costa, por lo que el área modelada puede considerarse representativa de toda la demarcación. Finalmente, fueron considerados tres grupos de pendiente para la definición de las HRUs: menos de 10%, entre 10-20%, y más del 20%. El valor del número de curva asignado a cada uso del suelo fue modificado según el rango de pendiente de cada HRU siguiendo la ecuación desarrollada por Williams (1995). De esta manera, el área total modelada fue dividida en 134 subcuencas y 1525 HRUs (Anllóns: 47 subcuencas y 507 HRU; Landro: 20 subcuencas y 270 HRU; Deza: 37 subcuencas y 406 HRU; Mera: 30 subcuencas y 342 HRU).

El proceso de calibración se centró en un esfuerzo por incrementar la capacidad de los modelos para predecir los caudales en ríos y ajustar los valores medidos y modelados. El período de calibración varía entre las distintas cuencas entre 2 y 6 años, dependiendo de la disponibilidad de datos climáticos y de caudales para cada estación de aforo. Posteriormente se realizó una validación de los modelos durante el año 2010. Todos los modelos tienen un período de “calentamiento” (warm-up) para echar a rodar el modelo y alcanzar valores iniciales de ciertas variables y que por tanto no fue incluido en el análisis de resultados (Tabla 8).

Artículo III: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hidrogeológicos renovables de Galicia Costa

Tabla 8. Períodos de calibración y validación, y evaluación de la bondad del ajuste en las subcuencas estudiadas.

	Cuencas	Río Landro		Río Deza		Río Anllóns		Río Mera
	Estación aforo	Muras	Landro	Abeleda	Deza	Carballo	Anllóns	Mera
	"Warm-up"	3-31-05/	3-31-05/	10-1-01/	10-1-01/	9-1-06/	9-1-06/	5-26-06/
		6-30-05	10-25-06	2-9-07	31-1-2004	1-31-09	10-31-06	3-31-07
Calibración	Período calibración	7-1-05/	10-26-06/	2-10-07/	2-1-04/	2-1-09/	11-1-06/	4-1-07/
		12-31-09	12-31-09	12-31-09	12-31-09	12-31-10	12-31-09	12-31-09
	Coeff. R ²	0.78	0.81	0.82	0.76	0.81	0.85	0.78
	Nash-Sutcliffe	0.73	0.79	0.82	0.76	0.74	0.77	0.71
	Nash-Sutcliffe Relativo	0.89	0.84	0.91	0.89	0.79	0.85	0.90
	Ratio Medido/Modelado	0.91	1.11	0.99	0.93	0.85	0.82	0.86
	Validación	Período validación	1-1-10/	1-1-10/	1-1-10/	1-1-10/	---	1-1-10/
12-3-11			12-31-10	12-31-10	12-31-10	---	12-31-10	12-31-10
Coeff. R ²		0.80	0.74	0.83	0.80	---	0.82	0.68
Nash-Sutcliffe		0.77	0.71	0.78	0.73	---	0.82	0.65
Nash-Sutcliffe Relativo		0.89	0.83	0.85	0.86	---	0.83	0.78
Ratio Medido/Modelado		1.02	0.87	1.11	0.86	---	0.98	0.88

La Tabla 9 muestra el valor calibrado final de los principales parámetros que fueron modificados durante el proceso de calibración partiendo de los valores que ofrece por defecto SWAT. Estos parámetros son: Factor de compensación de la evaporación del suelo (ESCO), número de Manning para los cauces de afluentes (Ch_N1), longitud promedio de la pendiente (SLSUBBSN), Grado de la pendiente media (HRU_SLP), número de Manning para el flujo por la superficie del terreno (OV_N), Tiempo de tránsito del flujo lateral (Lat_Time), Capacidad máxima de interceptación vegetal (Canmx), número de Manning para el cauce principal (Ch_N2), Tiempo de retraso del flujo subterráneo (GW_delay), Factor alfa o coeficiente de agotamiento del flujo base (α_{Bf}), Profundidad umbral del nivel freático necesaria para que se produzca flujo de retorno (Gwqmn), Profundidad umbral del nivel freático necesaria para que se produzca "revaporación" (Revapmn), y Factor de percolación al acuífero profundo (Rechrg_DP). Todos estos parámetros están minuciosamente descritos en el manual del programa (Neitsch et al., 2004). La modificación de los

Artículo III: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hidrogeológicos renovables de Galicia Costa

valores de estos parámetros tiene una explicación física: el valor de SLSUBBSN fue reducido con el objetivo de aumentar la generación de flujo lateral, tal y como se observa que ocurre en la mayoría de las cuencas de Galicia Costa; los altos valores del número de Manning se explican por la abundante vegetación existente en Galicia, tanto en los cauces de los ríos como en sobre el terreno; el bajo valor de GW_Delay es coherente con la forma de los hidrogramas típicos en Galicia Costa con respuestas muy rápidas a las precipitaciones, mientras que los valores relativamente bajos de α_{Bf} se explican por el descenso tendido de los niveles freáticos tras un período seco. Los valores calibrados de α_{Bf} son consistentes con los obtenidos por otros modelos hidrológicos para las mismas cuencas o otras similares (Raposo et al., 2012a). Finalmente Rechrq_DP fue fijado cero al no considerarse la existencia de ningún acuífero confinado profundo en la Demarcación.

Tabla 9. Parámetros modificados respecto de los valores por defecto durante el proceso de calibración.

Cuencas	Río Landro		Río Deza		Río Anllóns		Río Mera	
Estación aforo	Muras	Landro	Abeleda	Deza	Carballo	Anllóns	Mera	
ESCO	0.95	0.75	0.674	0.674	0.755	0.755	0.95	
CH_N1	0.04	0.04	0.17	0.17	0.17	0.17	0.1	
SLSUBBSN	10	10	10	10	10	10	10	
HRU_SLP*	<10%	0.061/	0.058/	0.065/	0.065/	0.03/	0.03/	0.054/
	10%-20%	0.151/	0.146/	0.2/	0.2/	0.1/	0.1/	0.15/
	>20%	0.355	0.302	0.35	0.35	0.25	0.25	0.32
OV_N	0.4	0.4	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	
Lat_Time (días)	3	3	6	6	4	4	5	
Canmx (mm)	1.2	2	1	1.29	1.29	1.29	1.29	
CH_N2	0.075	0.075	0.17	0.17	0.014	0.014	0.05	
GW_Delay (días)	5	5	5	5	2	2	2	
α_{Bf}	0.018	0.01	0.04	0.01	0.015	0.015	0.03	
Gwqmn (mm)	10	10	0	0	0	0	10	
Revapmn (mm)	10	10	80	80	1	1	1	
Rechrq_DP	0	0	0	0	0	0	0	

*valor del parámetro HRU_SLP para cada rango de pendiente.

El proceso de calibración consistió en un primer análisis de sensibilidad que sirvió para identificar los parámetros más sensibles para la generación de flujo. Los parámetros así seleccionados fueron ajustados automáticamente mediante la herramienta de autocalibración que incluye SWAT (Van Griensven, 2005) con lo que se obtuvo un rango de valores que proporcionaban un buen ajuste. Finalmente, se realizó un último ajuste manual basado en el conocimiento del comportamiento hidrogeológico de los acuíferos gallegos. Los criterios estadísticos usados para evaluar la bondad del ajuste hidrológico fueron el coeficiente de determinación (R^2) y el coeficiente Nash-Sutcliffe o de eficiencia (E) (Nash y Sutcliffe, 1970). Ambos coeficientes están fuertemente afectados por la bondad del ajuste de los datos de mayor valor. Por eso, para una evaluación más sensible a los períodos de agua bajas, se empleó también el criterio Nash-Sutcliffe de eficiencia relativo (E_{rel}) (Krause et al., 2005), dado que el principal objetivo de este estudio es evaluar la recarga subterránea responsable del flujo base de los ríos. Las Figuras 19 a 22 muestran el ajuste obtenido de los caudales modelados frente a los medidos en las diferentes cuencas estudiadas tanto durante el período de calibración como en la validación. El modelo reproduce razonablemente bien los caudales medidos durante los períodos de aguas bajas, mientras que se aprecia un cierto desajuste en muchos de los picos de caudal. Ello puede ser debido a que las curvas de aforo desarrolladas por Augas de Galicia sobrestimen los caudales para niveles altos de agua en el río; dos factores sugieren esta posibilidad: la escasez de mediciones de caudal durante las crecidas de los ríos usadas para calibrar las curvas de aforo, y la alta relación entre el caudal anual de los ríos respecto de la precipitación anual total en sus correspondientes cuencas. Por ello se considera que durante los picos de caudal, los valores modelados por SWAT pueden ser incluso más realistas que los medidos por Augas de Galicia. El coeficiente R^2 de correlación entre caudales diarios medidos y modelados durante el período de calibración oscila entre 0,76 y 0,85 según la cuenca. El coeficiente de eficiencia del modelo E varía entre 0,71 y 0,82. Mientras que el mejor ajuste del modelo se obtiene para condiciones de flujo base, con un criterio de eficiencia relativo E_{rel} entre 0,79 y 0,91 (Tabla 9). El último año de la serie de caudales de cada río fue usado para llevar a cabo una validación de la capacidad predictiva del modelo. Para ese período el coeficiente R^2 en las cuatro cuencas varió entre 0,68 y 0,83, el coeficiente de eficiencia E fue de 0,65 a 0,82, mientras que el coeficiente E_{rel} osciló entre 0,78 y 0,89 (Tabla 9).

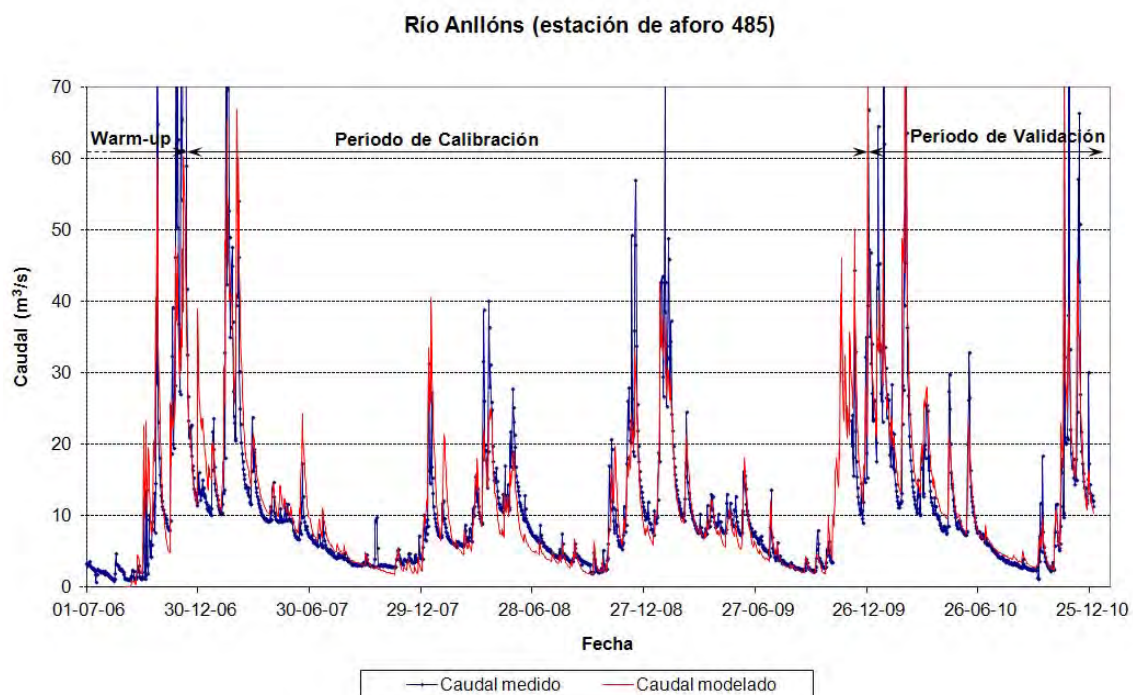


Figura 19. Caudal modelado frente al medido en el río Anllóns (estación de aforo 485) durante el período de calibración y posterior validación

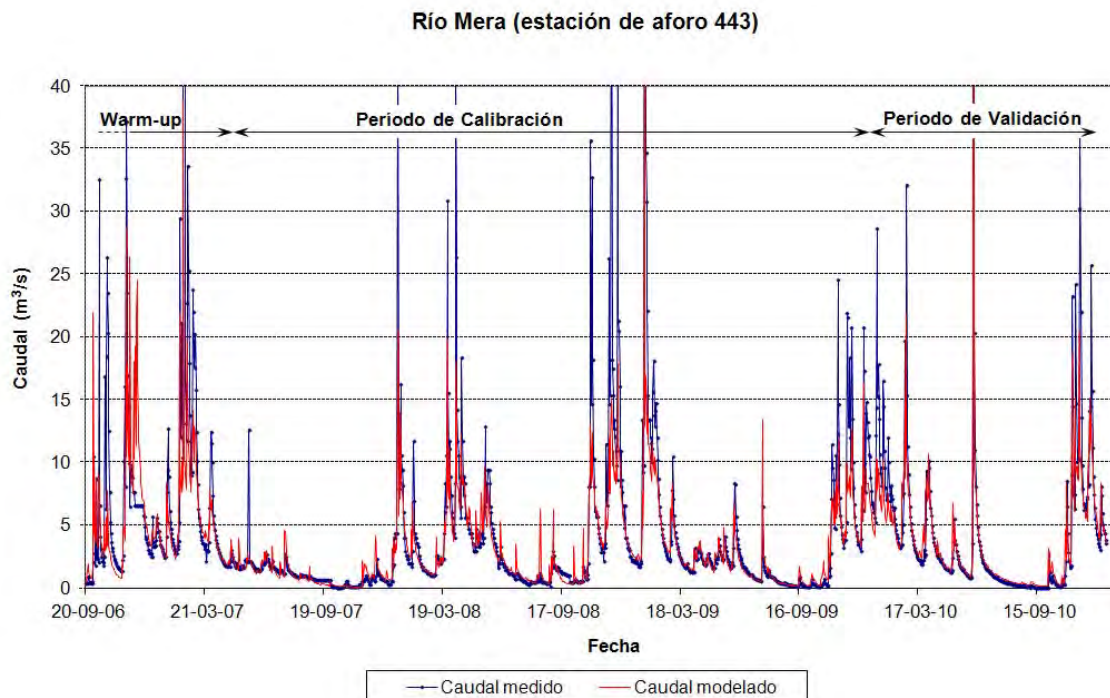


Figura 20. Caudal modelado frente al medido en el río Mera (estación de aforo 443) durante el período de calibración y posterior validación

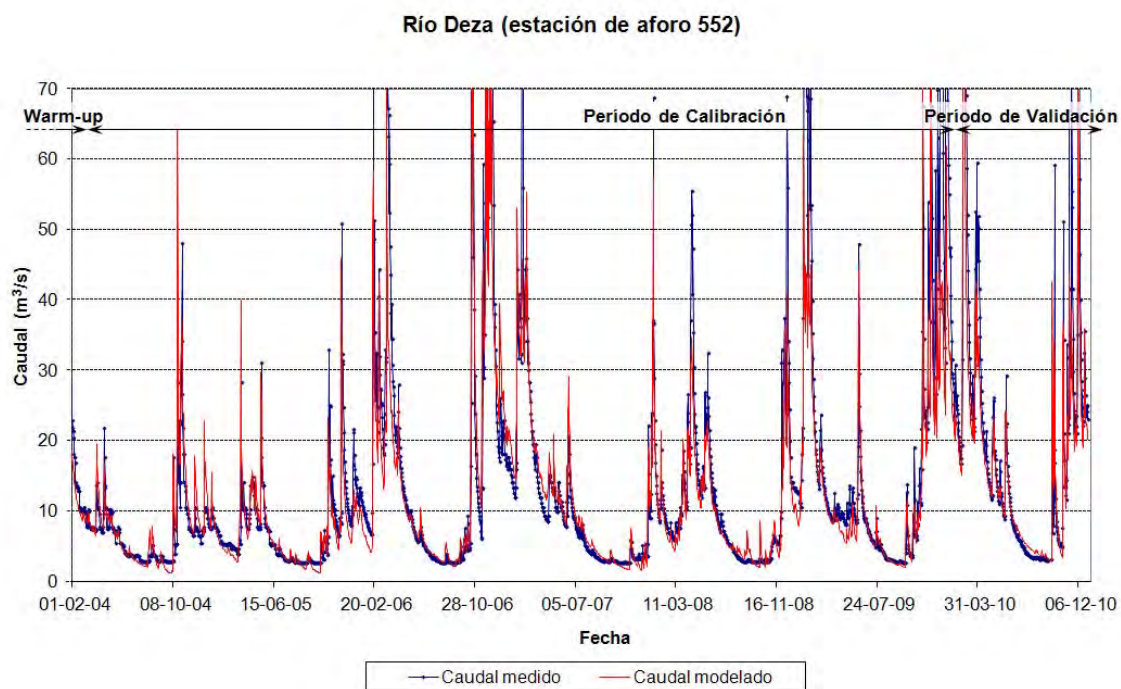


Figura 21. Caudal modelado frente al medido en el río Deza (estación de aforo 552) durante el período de calibración y posterior validación

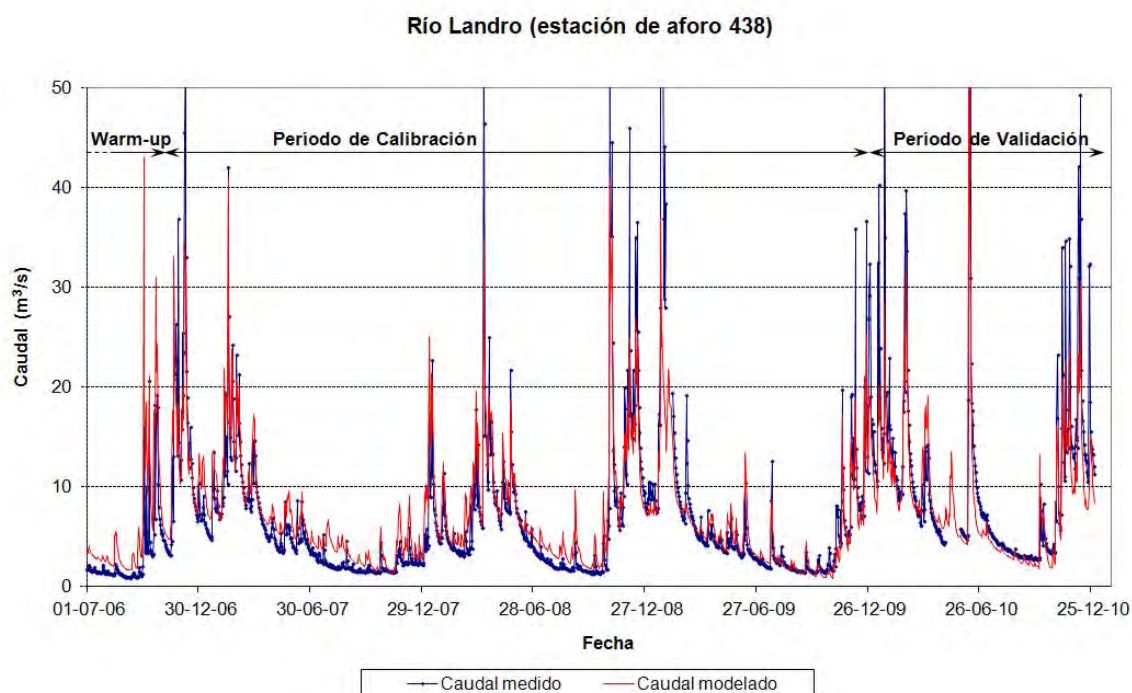


Figura 22. Caudal modelado frente al medido en el río Landro (estación de aforo 438) durante el período de calibración y posterior validación

Al ser SWAT un modelo semi-distribuido, este no fue inicialmente desarrollado para poder reproducir de manera precisa los hidrogramas de aguas subterráneas observados en un pozo específico. Aún más, los niveles piezométricos no son ni siquiera una salida del modelo, por lo que no es posible utilizar series de niveles freáticos para calibrarlo. Sin embargo, las ecuaciones usadas para el cálculo de la oscilación de la altura de la capa freática están incluidas en SWAT, con lo que el nivel freático puede ser calculado y actualizado externamente día a día utilizando la siguiente ecuación 7:

$$h_i = (h_{i-1} \times e^{-\alpha_{Bf} \times \Delta t}) + \frac{w \times (1 - e^{-\alpha_{Bf} \times \Delta t})}{800 \times \mu \times \alpha_{Bf}} \quad (\text{Eq.7})$$

donde h_i y h_{i-1} son la altura de agua subterránea sobre el nivel de descarga en los días i y $i-1$ respectivamente (m); α_{Bf} es la constante de recesión del flujo base; Δt es el intervalo de tiempo del modelo (1 día); w es la cantidad de agua de recarga que entra en el acuífero somero en el día i (mm de agua); y μ es el coeficiente de almacenamiento específico del acuífero somero (m/m).

Una vez que la serie de niveles freáticos ha sido calculada, esta puede ser usada para una validación extraordinaria del modelo frente a hidrogramas de pozos existentes en la cuenca. La Figura 23 muestra el ajuste obtenido entre los niveles freáticos modelados por SWAT y los medidos en un pozo localizado en la cuenca del Deza que había sido monitoreado durante el período 2007-2009. El coeficiente de almacenamiento del acuífero somero fue calibrado igual a 0,03 y la constante de recesión del flujo base se tomó igual a 0,04, tal y como había sido previamente calibrada en SWAT para la correspondiente subcuenca donde el pozo monitoreado se localiza. El coeficiente R^2 obtenido es 0,68, lo que puede ser considerado un buen ajuste teniendo en cuenta las limitaciones intrínsecas del modelo para la predicción de niveles freáticos.

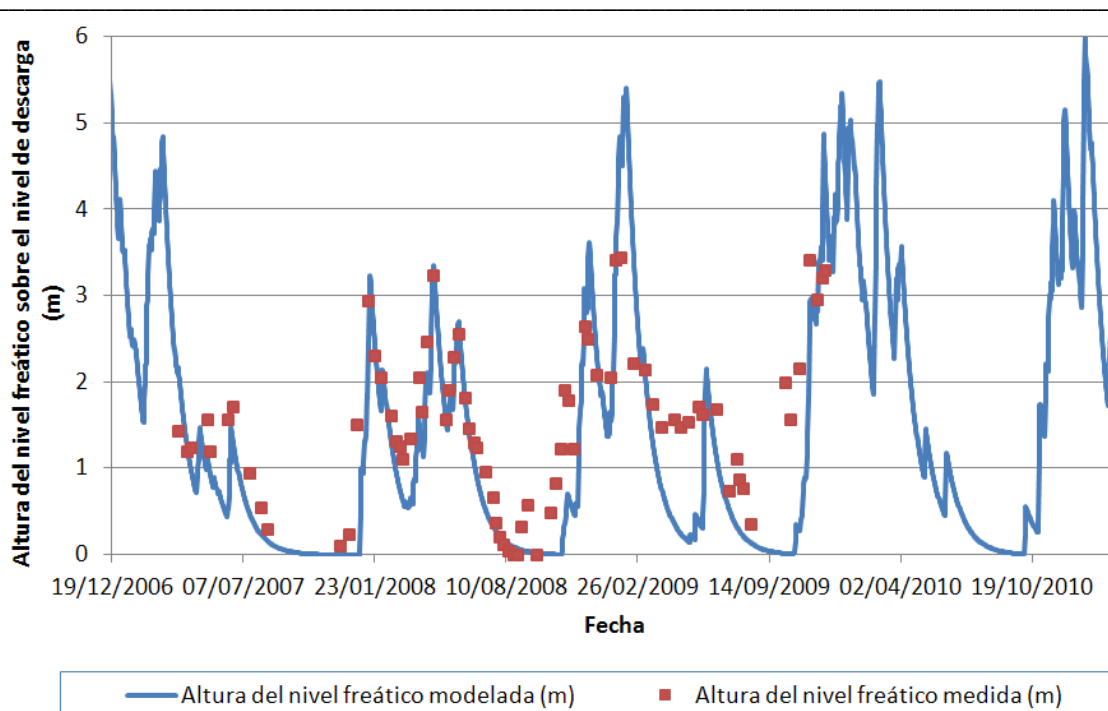


Figura 23. Niveles freáticos modelados frente a los medido en pozo monitoreado en la cuenca del Deza, usado para la validación del modelo

Asumiendo la capacidad de SWAT para realizar estimaciones precisas de las componentes del ciclo hidrológico una vez calibrado, este puede ser usado a continuación para evaluar el impacto del cambio climático y de la concentración de CO₂ atmosférico en la recarga subterránea. Partiendo de las pasadas base calibradas para cada cuenca, se corrieron tres veces más los modelos para obtener simulaciones de un escenario de control entre 1961-1990 y dos escenarios de calentamiento climático (A2 y B2) entre 2071-2100. Los datos climáticos usados en estos tres escenarios proceden las proyecciones regionales elaboradas por la AEMet (2009). El escenario de control considera una concentración de CO₂ de 330 ppm, similar a la actual; mientras que los escenarios de calentamiento A2 y B2 se asume una concentración media de 635 ppm y 531 ppm respectivamente.

Es importante que los modelos para evaluación de impactos climáticos hayan sido calibrados a lo larga de un amplio rango de observaciones históricas y bajo diversas condiciones climáticas para así incrementar la robustez del modelo de cara a predecir condiciones climáticas futuras distintas de las actuales (Holman et al., 2011). Dadas las relativamente cortas series de datos diarios disponibles, estas se complementaron con series históricas de caudales mensuales disponibles desde 1970, lo

Artículo III: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hidrogeológicos renovables de Galicia Costa

que permitió una evaluación complementaria de la robustez del modelo y de las proyecciones climáticas. Esta comparación fue hecha usando valores de caudal medios mensuales, dado que los resultados procedentes de los RCMs no reproducen condiciones meteorológicas concretas sino valores medios (Figura 24).

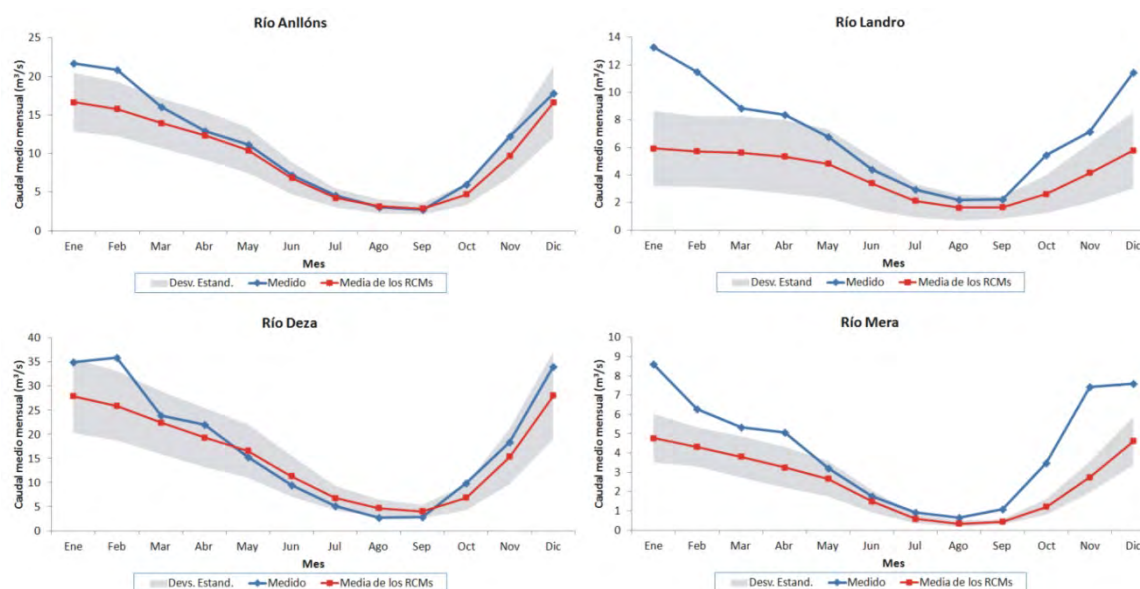


Figura 24. Caudal mensual medio medido en los cuatro ríos estudiados durante el período de control frente a la media del caudal simulado con 9 modelos distintos para esos mismos ríos y período.

De acuerdo con lo propuesto por Leung et al. (2003b), la incertidumbre introducida en la respuesta hidrológica al cambio climático debido el uso de simulaciones procedentes de un determinado RCM fue tomada en cuenta y se pudo analizar mediante el uso del conjunto de resultados del proyecto PRUDENCE a modo de “ensembles”. En general, las condiciones climáticas de las cuencas atlánticas fueron bien predichas por los distintos RCMs usados, lográndose un criterio de eficiencia Nash-Sutcliffe entre 0,57-0,95 para la mayoría de los RCMs (Tabla 10). Sin embargo, la predicción de las condiciones climáticas de las cuencas Cantábricas es bastante más pobre, especialmente durante el invierno, y por tanto los caudales medidos en los ríos no pueden ser reproducidos con precisión; solamente los resultados de los modelos HIRHAM, HadRM3H y CLM presentan un ajuste aceptable. También cabe destacar el hecho de que para un mismo RCM, las simulaciones del modelo RCAO anidado en el GCM HadAM3H producen mejores resultados que las de ese mismo modelo anidado en

Artículo III: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hidrogeológicos renovables de Galicia Costa

el GCM ECHAM4. En esta dirección, Räisänen et al. (2004) ya describió una mayor desviación en la simulación de las precipitaciones en el sur de Europa por parte del GCM ECHAM4.

Tabla 10. Evaluación de la eficiencia de los modelos para predecir los caudales de los ríos durante el período de Control con el criterio Nash-Sutcliffe.

Modelos	Ríos			
	Anllóns	Deza	Landro	Mera
ARPEGE/IFS	0.77	0.63	-0.47	-0.31
HIRHAM-HadAM3H	0.59	-0.39	0.64	0.72
PROMES-HadAM3H	0.79	0.95	-2.95	-0.15
RCAO-HadAM3H	0.57	0.89	-0.52	-0.06
RCAO-ECHAM4	0.01	0.57	-0.98	-0.37
HadRM3H-HadAM3H	0.83	0.93	0.71	0.62
CLM-HadAM3H	0.90	0.69	0.74	0.49
REMO-HadAM3H	0.85	0.82	-0.26	0.50
RACMO2-HadAM3H	0.94	0.95	-0.06	0.53
Media de los RCMs	0.87	0.87	-0.04	0.31

Debido a la gran cantidad de datos procedentes de la modelización de las cuatro cuencas estudiadas con predicciones climáticas de nueve modelos diferentes y bajo tres escenarios de emisiones, los resultados fueron resumidos en la Tabla 11, expresados como la variación media de los dos escenarios de calentamiento frente al escenario de control. Para una mayor claridad sin una pérdida de información esta variación se expresa tanto en términos relativos como en absolutos. Se muestra también la desviación estándar como muestra de la variabilidad en los resultados en función de los GCMs y RCMs usados, lo que aporta un rango de confianza a las predicciones de los modelos. La Figura 25 muestra a modo de ejemplo los cambios esperados en el hidrograma del río Anllóns bajo los escenarios A2 y B2 respecto a su comportamiento actual. El caudal del río se reduce sensiblemente, especialmente en primavera y otoño debido principalmente a la reducción de precipitaciones predicha en estas estaciones. El caudal base durante el verano también decrece debido a la reducción de la recarga

Artículo III: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos
hidrogeológicos renovables de Galicia Costa

subterránea. En cambio, no se esperan cambios de caudal significativos durante el invierno, estación en la que se prevé que se concentrarán la mayoría de las precipitaciones en el futuro.

Tabla 11. Resultados de los dos escenarios de cambio climático expresados como la variación media relativa frente al escenario de control (en %). Entre paréntesis se presenta esa misma variación en términos absolutos (expresada en mm/año o días/año). Se ofrece la misma información para la desviación estándar de cada resultado

Variación vs. Escenario Control	Cuenca del Landro		Cuenca del Deza		Cuenca de Anllóns		Cuenca del Mera	
	Media	Des. es.	Media	Des. es.	Media	Des. es.	Media	Des. es.
Δ Precipitación en A2	-13.35 (-150)	5.52 (61)	-15.68 (-225)	5.51 (77)	-11.38 (-139)	5.10 (54)	-12.50 (-153)	5.19 (55)
Δ Precipitación en B2	-8.08 (-78)	4.44 (48)	-9.72 (-120)	3.07 (19)	-6.69 (-75)	2.54 (32)	-7.51 (-84)	3.95 (42)
Δ ET ₀ en A2	-15.71 (-79)	3.68 (25)	-14.62 (-74)	5.28 (29)	-17.03 (-90)	3.83 (28)	-14.14 (-75)	4.68 (29)
Δ ET ₀ en B2	-10.94 (-53)	3.11 (18)	-14.06 (-71)	4.00 (23)	-11.90 (-64)	3.03 (20)	-9.48 (-50)	3.70 (22)
Δ Recarga en A2	-10.06 (-37)	11.97 (40)	-17.43 (-93)	7.55 (42)	-11.62 (-39)	9.38 (27)	-11.59 (-35)	9.43 (25)
Δ Recarga en B2	-4.90 (-13)	12.66 (36)	-8.50 (-36)	5.98 (28)	-4.67 (-14)	4.72 (15)	-6.07 (-15)	10.80 (26)
Δ Escorrentía superficial en A2	1.56 (-1)	25.02 (2)	-8.91 (-13)	16.24 (14)	150.44 (26)	161.33 (30)	-8.14 (-7)	8.09 (6)
Δ Escorrentía superficial en B2	25.78 (1)	51.57 (1)	5.81 (7)	13.92 (8)	192.42 (14)	239.78 (17)	3.40 (1)	13.31 (6)
Δ Flujo hipodérmico en A2	-11.64 (-33)	7.79 (23)	-15.45 (-46)	6.55 (20)	-11.01 (-37)	7.63 (23)	-11.80 (-37)	7.59 (21)
Δ Flujo hipodérmico en B2	-6.05 (-14)	7.89 (20)	-8.23 (-20)	4.39 (11)	-4.22 (-12)	3.29 (10)	-6.95 (-19)	7.88 (20)
Δ máx. período anual sin recarga en A2	37.78 (65)	18.96 (47)	20.19 (39)	11.93 (26)	23.16 (36)	10.68 (15)	35.27 (55)	15.27 (19)
Δ máx. período anual sin recarga en B2	17.89 (34)	10.49 (12)	12.14 (22)	10.42 (17)	13.09 (22)	7.39 (11)	23.06 (38)	15.71 (21)
Δ días/año sin recarga en A2	5.05 (13)	7.85 (9)	6.55 (18)	3.03 (8)	17.80 (29)	6.62 (12)	9.62 (22)	3.48 (9)
Δ días/año sin recarga en B2	3.39 (9)	3.87 (10)	3.94 (11)	3.88 (10)	12.37 (22)	6.54 (12)	6.48 (15)	4.03 (10)

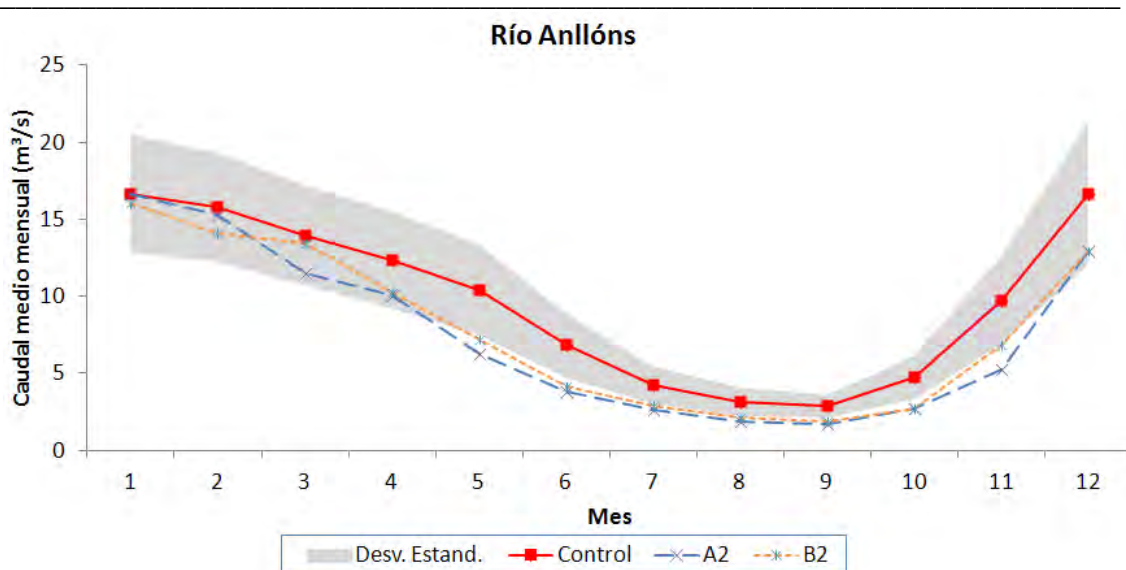


Figura 25. Caudal medio mensual del río Anllóns calculado durante el período de Control frente a los escenarios de emisiones A2 y B2 (con el fin de poder comparar ambos escenarios, el caudal calculado A2 solo promedia los resultados de los RCMs ARPEGE, HIRHAM, RCAO y PROMES). La zona sombreada de gris muestra el rango de variabilidad de las estimaciones de caudal de Control.

Debido a la menor entrada de agua en el sistema a causa del descenso de la precipitación anual predicha por todos los RCMs usados (que varía entre un -3.84% y un -27.49% para el escenario A2 y de -0.80% a -13.05% para el escenario B2) se espera que se produzca un consecuente descenso en todas las componentes del balance hídrico, excepto en la escorrentía superficial, la cual se incrementará ligeramente debido a la concentración de las precipitaciones en un menor número de eventos más intensos durante el invierno (Tabla 11). Sin embargo, se espera que cada componente presente un cambio relativo diferente. Así, el descenso de la recarga subterránea es menor que el descenso en la precipitación. Esto es consecuencia de cambios indirectos en la evapotranspiración inducidos por el cambio climático, como el cierre parcial de los estomas en las hojas de las plantas como respuesta al incremento de la concentración de CO₂ (Field et al., 1995). Para poder confirmar esta afirmación se realizaron pasadas adicionales de los modelos en las que no se consideró un efecto del CO₂ en las plantas y ambos resultados (con y sin efecto del CO₂) fueron comparados. Sin considerar el efecto del CO₂, la tasa de recarga media se estima que se reduce un 13,25% para el escenario A2 y un 8,66% para el escenario B2; comparado con un leve aumento de la tasa de recarga de entre el 0,40% y el 1,99% (para los escenarios A2 y B2 respectivamente)

cuando se considera una mayor eficiencia de las plantas debida al CO₂. Este incremento relativo de la tasa de recarga se compensa en el balance hídrico con una reducción de las pérdidas de agua por evapotranspiración (13.69% y 8.43% menos para los escenarios A2 y B2 que cuando no se tienen en cuenta los efectos del CO₂ en las plantas). En definitiva, la comparación de los resultados indica que entre el 11.92 y 9.82% de la recarga subterránea en Galicia Costa durante el período 2070-2100 puede ser atribuida a una mayor eficiencia de las plantas debido a la elevada concentración de CO₂. Dada su importancia y magnitud, este efecto debería ser siempre considerado en cualquier evaluación de impactos del cambio climático

En un análisis a escala anual, se prevé una moderada disminución de la recarga de -12,68% a -6,03% dependiendo del escenario para el período 2071-2100 con respecto al período de control. Esta disminución es comparable a la estimada en otros estudios en el norte de España (Candela et al., 2009; Samper et al., 2007; Samper et al., 2009a; Younger et al., 2002) pero significativamente menor que la estimada en regiones del sur de España (Aguilera y Murillo, 2009; Guardiola-Albert y Jackson, 2011; Hiscock et al., 2012).

Respecto a la incertidumbre en los resultados ligada a las proyecciones climáticas, esta sigue siendo elevada, especialmente en lo referente a cambios en los patrones de precipitaciones; y por ello, dado que la reducción de precipitaciones es la principal causa de la disminución de la recarga, estos resultados deben ser interpretados con precaución, especialmente en el área Cantábrica. A pesar de haber grandes incertidumbres acerca de la magnitud exacta de la variación de la recarga, como muestra la alta desviación estándar en los resultados de los distintos modelos, sin embargo, la dirección del cambio hacia un descenso de la recarga es bastante clara (predicha por 50 modelos de un total de 56). De esta manera, Europa puede dividirse en dos regiones según su respuesta hidrogeológica al cambio climático: el norte de Europa, que se prevé que experimente un aumento de la recarga, aunque esta se concentrará principalmente en invierno; y el sur de Europa, donde se espera que se produzca un evidente descenso de la recarga subterránea (Hiscock et al., 2012). En este contexto, la demarcación de Galicia Costa puede considerarse como una región fronteriza entre estos dos bloques.

Mientras que las variaciones de la recarga anual podrían considerarse simplemente leves, en cambio, las modificaciones de su distribución temporal podrían

ser más relevantes; así la recarga subterránea disminuye dramáticamente durante las estaciones de primavera y otoño, mientras que se incrementa en el invierno (Figura 26). Se prevé un descenso del número total de días al año en los que se produce recarga, y lo que es más significativo, debido a la mayor concentración de las precipitaciones en invierno, aumenta el período de días continuados en los que no se registra recarga subterránea, esto es, se alarga la estación seca. Estos resultados son consistentes con los obtenidos en distintos acuíferos en Europa (Candela et al., 2009; Herrera-Pantoja y Hiscock, 2007; Jackson et al., 2011; Neukum y Azzam, 2012; Hiscock et al., 2012). El aumento de la duración de las sequías es el efecto del cambio climático que se apreciará con más claridad en Galicia Costa, con incrementos medios del 29,10% para el escenario A2 y del 16,54% para el escenario B2. La estación seca podría prolongarse desde Junio a Octubre, en contraste con los solo 3 meses con recarga menor de 3 mm (de Julio a Septiembre) modelados en el período de Control. Esta tendencia se observa en 55 de los 56 modelos realizados, y es significativamente mayor en las cuencas Cantábricas que en las Atlánticas. Teniendo en cuenta los bajos coeficientes de almacenamiento de los acuíferos fracturados gallegos, esta prolongación de la sequía estival puede resultar en el secado más frecuente y persistente de manantiales y pozos someros que son utilizados para el abastecimiento de agua potable a muchos núcleos rurales. En general, resulta bastante probable que el patrón temporal de precipitaciones se vea alterado, con una tendencia a episodios extremos tales como sequías persistentes y frecuentes inundaciones. Esto podría tener implicaciones, además de en el abastecimiento de agua en verano, en la producción agrícola, en la conservación de ecosistemas dependientes de aguas subterráneas, en el manejo y operación de las presas y en la producción hidroeléctrica.

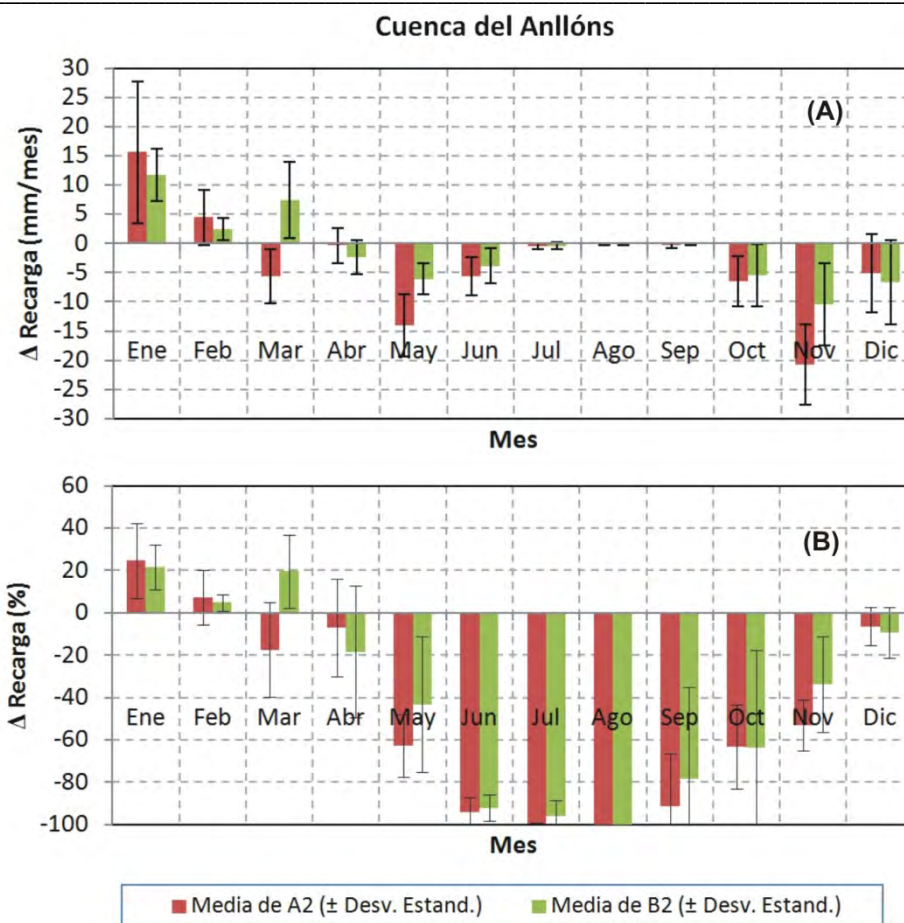


Figura 26. Variación mensual media de la recarga subterránea para los escenarios A2 y B2 con respecto del escenario de Control en la cuenca del Anllóns, expresados como cambios absolutos (A) y cambios relativos (B)

Si los cambios en la recarga subterránea anual no son tan severos, tal y como predicen los modelos, podría mantenerse el actual sistema de abastecimiento de agua de muchos núcleos rurales, ya que las actuales extracciones representan un mínimo porcentaje de la recarga anual (Raposo et al., 2012a). Sin embargo, será preciso tomar medidas técnicas que permitan solventar los cada vez más frecuentes y persistentes problemas de abastecimiento de agua durante la estación seca. Los actuales pozos someros de construcción artesanal, que bombean principalmente agua de recarga en la zona de oscilación del nivel freático, no serán suficientes para garantizar el suministro de agua en verano, por lo que será preciso que sean paulatinamente sustituidos por nuevos pozos más profundos, perforados en el macizo rocoso fracturado, y que extraigan agua del acuífero profundo menos vulnerable.

7. Artículo IV: Aguas subterráneas y abastecimiento en Galicia Costa
(Raposo, 2012)

El interés sobre el uso de aguas subterráneas para el abastecimiento de la población ha aumentado de forma notable en Galicia, especialmente debido a las recientes sequías, a la preocupación por el cambio climático, así como por la necesidad de aplicación de las directrices marcadas por Europa. Dentro de los recursos hídricos disponibles en Galicia Costa, las aguas subterráneas constituyen un volumen considerable, si bien la atención que despertaron en la administración hasta el momento ha sido escasa. Frente al marco europeo donde las aguas subterráneas representan mayoritariamente el principal recurso utilizado para el abastecimiento humano, en Galicia se sigue priorizando el uso de aguas superficiales. En el presente artículo se hace una recopilación de los estudios existentes en materia de cantidad y calidad de las aguas subterráneas en Galicia Costa de cara a evaluar su potencialidad como fuente de agua potable para la población.

En condiciones naturales inalteradas, las aguas subterráneas tanto de acuíferos rocosos cristalinos como de aluviales cuaternarios, que corresponden a la gran mayoría de la superficie de Galicia Costa, se definen por su baja conductividad, pH ácido, escasa mineralización y por presentar un carácter clorurado-sódico (Molinero et al., 1998; Xunta de Galicia, 2011). En menor medida también existen en la demarcación aguas subterráneas bicarbonatadas-cloruradas, bicarbonatadas-sódicas, bicarbonatadas-cálcicas y sulfatadas-cálcicas (Xunta de Galicia, 2011).

Prueba de la calidad de las aguas subterráneas gallegas para el consumo humano es la existencia de numerosas empresas que explotan este recurso para su comercialización embotellada.

Por norma general, las aguas subterráneas presentan mayor calidad, tanto química, como bacteriológica y organoléptica, que las aguas superficiales. Esto se debe a la capacidad filtrante y depuradora del suelo y la zona no saturada, así como su acción como barrera de protección de los acuíferos, frente a una mayor exposición de las aguas superficiales a los contaminantes. Así, el nuevo Plan Hidrológico de Galicia Costa

(PHGC) recientemente aprobado (Xunta de Galicia, 2011) recoge la existencia de 34 masas de agua superficial (entre ríos, embalses y aguas de transición) que no alcanzan el buen estado químico debido a la presencia de sustancias contaminantes; frente a la totalidad de las masas de agua subterránea en las que se asume un buen estado químico. Sin embargo, diversos estudios a nivel de cuencas piloto y de toda Galicia muestran la existencia de un cierto grado de contaminación por nitratos debido a actividades ganaderas y fosas sépticas (Tabla 12).

Tabla 12. Porcentaje de captaciones subterráneas con presencia de aguas contaminadas, según distintos estudios.

Zona	Referencia	Nº muestras	% muestras NO ₃ ⁻ >25 mg/l	% muestras NO ₃ ⁻ >50 mg/l	Contaminación bacteriológica
Toda Galicia	ITGE, 1991	70	22,9	7,1	-
Toda Galicia	SGMOPT, 1992	51	0	0	-
Terra Cha	López Peirago et al., 1994	65	33,9	10,8	58,5
Santiago	González et al., 1995; Varela et al., 1995	23	21,7	0	93,3
Valiñas	Soriano Hoyelos y Samper Calvete 2000	51	43	16	98
Ferrol	Molinero y Raposo, 2008	14	21	0	-
Xinzo	López Mateo, 2007	28	0	0	-
Terra Cha	López Mosquera et al., 2000	20	15	10	-
Cuenca con 3,5 U.G./ha	Díaz Fierros y Núñez, 1996	14	0	0	80
Toda Galicia	Araujo et al., 1993	439	-	-	77
Galicia Costa	Red de control de aguas subterráneas (set. 2007-mar. 2008)	41	7,3	0	87,8

El análisis pormenorizado de estos estudios y de la procedencia de las muestras analizadas muestra una relación entre la presencia de contaminación en las aguas subterráneas y la tipología de la captación así como su proximidad a focos de contaminación (fosas sépticas, aéreas de aplicación de purines, etc.). Así, el análisis indiferenciado de la práctica totalidad de las captaciones subterráneas en un área

determinada tiende a dar altas porcentajes de muestras contaminadas o con indicios de contaminación por nitratos (López Peirago et al., 1994; González et al., 1995; Varela et al., 1995; Soriano Hoyuelos y Samper Calvete, 2000). En estos estudios se incluye un elevado número de pozos antiguos y/o en desuso, excavados artesanalmente con poca profundidad y sin sellado sanitario, y frecuentemente situados en las proximidades de núcleos de población o explotaciones agropecuarias. Son precisamente esta tipología de captaciones subterráneas las que tienden a presentar un mayor grado de contaminación (Soriano Hoyuelos y Samper Calvete, 2000). Sin embargo, cuando se analiza específicamente aquellas captaciones que están siendo actualmente utilizadas para el abastecimiento de poblaciones, y por tanto realizadas siguiendo un criterio hidrogeológico y con características constructivas acordes con las exigencias sanitarias vigentes, los indicios de contaminación por nitratos prácticamente desaparecen (SGMOPT, 1992). Algunos criterios básicos a seguir para garantizar la calidad de las aguas subterráneas son: el empleo de técnicas de excavación por rotoperusión que permiten alcanzar profundidades de extracción más elevadas; el sellado sanitario del tramo superior del sondeo que evite la extracción de agua del acuífero somero más susceptible de sufrir contaminación; la localización de las captaciones en zonas con cota superior a áreas antropizadas y con potenciales focos de contaminación (fosas sépticas, cultivos abonados, explotaciones agropecuarias, industrias...); y la creación de perímetros de protección entorno a las captaciones que limiten las actividades potencialmente peligrosas.

La problemática vinculada a la contaminación bacteriológica de las aguas subterráneas es más extensa (Tabla 12), si bien los criterios antes citados reducirían considerablemente su magnitud. En aquellos casos en que resultase necesario, esta problemática se resuelve fácil y económicamente con el tratamiento y potabilización de las aguas con cloro.

En lo referente a la cantidad de recursos hidrogeológicos renovables existentes en Galicia Costa, ya se ha tratado en profundidad en el capítulo 4 de esta tesis, y a modo de resumen indicar que las estimaciones más recientes elevan estos recursos a 4.427 Hm³/año (Raposo et al., 2012a). Cabe resaltar que todas las estimaciones hechas hasta el momento plantean la existencia de un elevado volumen de recursos hidrogeológicos renovables, en cualquier caso superior a la capacidad total de embalse de aguas

superficiales en Galicia Costa, que es aproximadamente de 678 Hm³ (Xunta de Galicia 2011).

La principal limitación que presentan las aguas subterráneas gallegas es su corto tiempo de residencia. El valor medio del tiempo de semiagotamiento de la descarga subterránea estimado en nueve cuencas piloto fue de 22,85 días (Raposo et al., 2012a). Al presentar los acuíferos reducidas capacidades de almacenamiento de agua, esto hace que este recurso sea fuertemente dependiente del régimen de lluvias y sea especialmente sensible a períodos sin precipitaciones muy prolongados y que presente una importante variabilidad temporal a lo largo del año.

La explotación tradicional de las aguas subterráneas en Galicia se ha caracterizado por el predominio del minifundismo (al igual que en otros aspectos económicos, sociales y poblacionales), con pequeñas captaciones subterráneas en un elevado número de propiedades. Esto es debido en parte a las propias características hidrogeológicas de los acuíferos gallegos, pero también al hecho de que la iniciativa de esta explotación ha sido principalmente privada, y sometida a un mínimo control y gestión por parte de la administración. Prueba de ello es el bajo grado de legalización de las captaciones, con apenas 10.000 concesiones y autorizaciones de aguas subterráneas en Galicia Costa (D. Romay, comunicación personal, 2007) frente a los 300.000 pozos estimados en toda Galicia.

Las captaciones existentes son principalmente manantiales o pozos artesanales poco profundos, que no aportan grandes caudales (productividades de 0,3 a 1 l/s según la geología) y son muy dependientes de la recarga natural por infiltración de agua de lluvia, pudiendo llegar a secar en verano. Con relativa frecuencia, periodos prolongados sin precipitaciones provocan problemas de escasez de agua en pequeños núcleos de población que se abastecen con este tipo de captaciones rudimentarias. Al mismo tiempo, estas captaciones son vulnerables a la contaminación al presentar una barrera geológica muy reducida (explotan acuíferos someros, con una zona no saturada muy pequeña) lo que reduce su capacidad autodepuradora. Además, generalmente los pozos y fuentes tradicionales se localizan en las proximidades de núcleos de población, a escasa distancia de fosas sépticas o explotaciones agropecuarias, lo que acrecienta su vulnerabilidad a la contaminación.

Sin embargo, paralelamente a este escenario hidrogeológico aparentemente limitado, existen numerosos casos que demuestran que el potencial de los recursos hidrogeológicos gallegos puede llegar a ser mucho mayor. En el inventario de pozos del primer estudio de recursos de agua subterránea de Galicia (Xunta de Galicia, 1991) se indica la existencia de captaciones en depósitos aluviales cuaternarios que aportan productividades de 11,1 l/s (aluvial del río Umia), 27 l/s (aluvial del Ulla) y hasta 40 l/s (cuenca del Bertamiráns). Asimismo, la existencia de galerías y minas de agua excavadas en macizos rocosos fracturados para el abastecimiento de villas y ciudades que aportan importantes caudales, demuestra el gran potencial y capacidad productiva de estos acuíferos cuando se realizan las prospecciones y captaciones adecuadas: 10,3 l/s (manantial Lourido, en Cariño), 15 l/s (manantial de San Cebrán, en Vigo), 13,9-27,8 l/s (abastecimiento de Marín), 27,8 l/s (manantiales de Bueu), 40 l/s (antiguo abastecimiento de Santiago) (Xunta de Galicia, 1991).

Si bien antiguamente las aguas subterráneas era el principal recurso empleado para abastecer ciudades como Vigo, Pontevedra o Santiago, en la actualidad, con el aumento de la población urbana y las dotaciones por habitante, la explotación de este recurso a gran escala para el abastecimiento de las grandes ciudades resulta dificultosa e insuficiente, debido al corto tiempo de residencia de las aguas subterráneas gallegas, la gran variabilidad temporal del recurso a lo largo del año, la reducida entidad de la mayoría de los acuíferos rocosos fracturados y las relativamente bajas productividades obtenidas. Por el contrario, la distribución espacial de los recursos hidrogeológicos los hace especialmente idóneos para el abastecimiento de agua a pequeños núcleos y población rural dispersa. Con una población en Galicia Costa de 1.011.122 residentes en núcleos de menos de 2.000 habitantes y un consumo medio per cápita de 272 litros/día (Romay y Gañete 2007), el consumo total de agua subterránea alcanzaría un total de 100,38 Hm³/año, lo que representa solo el 2,27% de los recursos renovables estimados (Raposo et al. 2012a), por lo que cabe esperar que los impactos ambientales derivados de este uso sean mínimos. Con la dotación indicada y un depósito de regulación adecuado, un núcleo de 2.000 habitantes necesita una captación con un caudal de explotación de 6,3 l/s, objetivo que a la vista de los ejemplos enumerados resulta factible bien mediante la construcción de campos de bombeo con varios pozos o la captación de manantiales. Por ello, la explotación racional y equilibrada de los recursos hidrogeológicos disponibles para satisfacer las demandas actuales y futuras puede ser un planteamiento

ecológicamente más sostenible que las tradicionales soluciones basadas en el embalsado de aguas superficiales.

Un ejemplo de éxito en la explotación de los recursos hidrogeológicos son las comunidades vecinales de usuarios de agua que existen en múltiples pueblos de Galicia, que además de lograr el objetivo de abastecer a sus comuneros con agua de calidad y a bajo coste, son ejemplo del logro de dos de los objetivos impuestos por la DMA: la recuperación de costes del agua y la participación pública. Siguiendo su ejemplo, de cara al cumplimiento de los objetivos del Plan Auga (Xunta de Galicia, 2010) que pretende garantizar el abastecimiento de agua potable a todos los núcleos de población superior a 50 habitantes de Galicia, el uso de aguas subterráneas se perfila como la opción más económica. Debido a la gran dispersión poblacional, la construcción de redes de distribución representa el 72% del gasto en las nuevas infraestructuras previstas (Xunta de Galicia, 2010). El uso de un recurso geográficamente distribuido como son las aguas subterráneas permite localizar captaciones de agua lo más próximas a cada centro de consumo, reduciendo el gasto en la red de distribución. A esto se suma el menor coste de las obras de captación de las aguas subterráneas frente a las superficiales y el menor coste de bombeo, al situarse preferentemente las captaciones subterráneas a cotas más elevadas que los núcleos de consumo, frente a los ríos que fluyen a cotas menores. En cuanto al coste de potabilización, si bien el uso de aguas subterráneas implicaría la necesidad de un mayor número de plantas potabilizadoras, el coste de cada una de ellas sería sensiblemente inferior al tratarse de aguas de mucha mejor calidad.

En el Plan Auga se opta de manera preferente por el uso de aguas superficiales para el abastecimiento de sistemas de más de 500 habitantes, mientras que en aquellos de menos de 500 habitantes propone captaciones superficiales o subterráneas en función de la disponibilidad del recurso y de otros factores limitantes (Xunta de Galicia, 2010). Frente a la actual política seguida por la administración y a la vista de la cantidad y calidad de los recursos hidrogeológicos gallegos, así como de sus cualidades y potencialidades indicadas en este artículo, se propone el abastecimiento con aguas subterráneas de todos los núcleos de menos de 500 habitantes, y su uso preferente en los sistemas de más de 500 habitantes cuando la abundancia del recurso lo permita, limitando el uso exclusivo de aguas superficiales únicamente a lo que el Plan Auga define como “grandes sistemas de abastecimiento” que dan servicio a más de 30.000 habitantes.

Para que se pueda llegar a realizar un uso adecuado, sostenible y generalizado de las aguas subterráneas en Galicia es necesario que la administración inicie las siguientes tareas:

- Mejora del conocimiento hidrogeológico local de los acuíferos existentes, con especial atención a los desarrollados en macizos cristalinos fracturados, que representan la mayor superficie de la comunidad.
- Realización de estudios de detalle en sitios específicos de cara a la evaluación precisa del potencial hidrogeológico de aquellos acuíferos próximos a los principales sistemas de abastecimiento que presenten las mayores necesidades de agua.
- Integrar definitivamente las aguas subterráneas en la gestión pública como un recurso más que debe ser considerado, tanto en los planes hídricos como en los planes de abastecimiento. Para ello es preciso dotar a los organismos gestores de un mayor número de personal con formación hidrogeológica.
- Fijar criterios de protección realistas y que puedan llegar a ponerse en práctica en un marco en el que se presupone que todo el territorio es una masa de agua subterránea continua; tales como la protección diferencial (Sahuquillo, 1994), poniendo más énfasis en preservar de la contaminación aquellos acuíferos identificados con mayor potencial en cuanto a producción y calidad de las agua, y que estén siendo utilizados para el abastecimiento de población, y el estableciendo perímetros de protección (Samper, 2011).

Se concluye que los recursos hidrogeológicos gallegos son abundantes y con características óptimas como para poder abastecer con agua de calidad y barata a la mitad de la población de Galicia Costa, residente en núcleos de menos de 2.000 habitantes. Se recomienda un cambio en la política hídrica actual, tanto a nivel de planes hidrológicos como de abastecimiento, que dé una mayor relevancia a la gestión de las aguas subterráneas frente a una simple planificación de obras hidráulicas.

8. Discusión general y conclusiones

Los estudios realizados en el marco de esta tesis han permitido aumentar el conocimiento hidrogeológico de los acuíferos existentes en Galicia Costa de cara a su posible gestión, conservación y uso como fuente de abastecimiento de agua potable a la población. En esa línea, una correcta estimación de la tasa de recarga subterránea y la precisa cuantificación de los recursos hidrogeológicos renovables existentes en la demarcación representan el primer paso a dar.

Se ha definido una relación entre recarga subterránea y precipitación de acuerdo con una función logística para cada una de las principales tipologías geológicas presentes en Galicia Costa (rocas graníticas y metasedimentarias). Estas funciones logísticas reproducen satisfactoriamente los valores de recarga estimados mediante modelos de balance hídrico en diversas cuencas piloto en toda el área de estudio y durante diferentes años hidrológicos, que incluyen un amplio rango de condiciones climáticas. Se han observado notables diferencias en el comportamiento hidrogeológico de las rocas graníticas y metasedimentarias, a pesar de que ambas sean rocas cristalinas fracturadas. Para precipitaciones bajas, la recarga es mayor en esquistos que en granitos. Sin embargo, los esquistos presentan una menor capacidad de almacenamiento que se convierte en un limitante de la recarga subterránea cuando las precipitaciones son mayores, mientras que en los granitos la recarga puede seguir incrementándose sin limitaciones hasta un nivel mayor. De esta manera, las formaciones graníticas resultan más interesantes desde un punto de vista hidrogeológico en regiones que presenten altas precipitaciones. Cabe remarcar que precipitaciones por encima de los 1.800-2.000 mm/año contribuyen escasamente a un incremento de la recarga subterránea, ya que para esos niveles de precipitación la capacidad de almacenamiento de agua en ambos tipos de rocas normalmente llega a un grado de saturación completo y el exceso de agua es forzado a fluir lateralmente como escorrentía superficial o flujo hipodérmico.

Los recursos hidrogeológicos renovables existentes en Galicia Costa fueron estimados en 4.427 Hm³/año, una cantidad significativamente superior que en los estudios precedentes. Las principales incertidumbres de esta cuantificación están asociadas al gran número de parámetros en los modelos de balance hídrico para la

estimación de la recarga subterránea; sin embargo, de todos ellos, solo unos pocos parámetros presentan una alta sensibilidad a la estimación de la recarga (coeficientes de agotamiento de la percolación y del flujo hipodérmico, número de curva y capacidad de campo del suelo). Dado que el caudal de descarga del acuífero y la oscilación del nivel freático dependen igualmente de estos parámetros, la incertidumbre de la estimación se reduce principalmente con una correcta estimación de estos parámetros sensibles por medio de una calibración precisa del balance hídrico a escala diaria frente a esas dos series de datos medidos en campo (caudales y niveles freáticos diarios del acuífero).

Las estimaciones obtenidas mediante modelos de balance hidrológicos fueron posteriormente validadas mediante la comparación con estimaciones obtenidas con una metodología independiente como es el balance de cloruros. Debido a la carencia de mediciones disponibles de manera distribuida por toda la demarcación de la concentración de cloruro en las aguas de escorrentía, la estimación de la recarga mediante esta técnica presenta una alta incertidumbre ligada a la asunción de un valor fijo de factor de concentración (F_c). Por ello, las estimaciones de recarga obtenidas mediante este procedimiento solo deben ser consideradas como orientativas, si bien sirven para reforzar la validez de la estimación obtenida mediante balances hídricos, al coincidir con esta tanto en orden de magnitud como en su distribución espacial.

La recarga subterránea presenta una desigual distribución espacial a lo largo de toda la demarcación de Galicia Costa, dependiendo principalmente de factores climáticos y geológicos. Los valores máximos de recarga se alcanzan en las zonas montañosas del interior de la provincia de Pontevedra donde coinciden las mayores precipitaciones anuales y la presencia de rocas graníticas intensamente fracturadas. Por el contrario, los menores valores de recarga se obtienen en la Mariña lucense oriental y el área ocupada por el Complejo de Ordes, bien por las bajas precipitaciones anuales registradas, bien por factores geológicos limitantes.

De igual manera, existe una gran variabilidad temporal de la recarga subterránea, ligada principalmente a la variabilidad temporal de las precipitaciones. Durante la primera mitad del año hidrológico (otoño e invierno) se concentran tres cuartas partes de la recarga anual, mientras que en los tres meses de verano solo se produce el 6,7% de la recarga. Este hecho conjuntamente con la reducida capacidad de almacenamiento y las pequeñas dimensiones de la mayoría de los acuíferos rocosos fracturados existentes

en Galicia Costa y los cortos tiempos de residencia de las aguas subterráneas gallegas han constituido el principal limitante de la utilización a gran escala de este recurso para el abastecimiento de agua a la población. Por este motivo es habitual que aquellas captaciones de agua subterránea que explotan los acuíferos someros desarrollados en el manto de alteración de la roca, puedan presentar problemas de falta de agua durante el período estival. Esta problemática podría ser fácilmente solventada ampliando la profundidad de exploración de las captaciones existentes, de manera que durante el período de estiaje se puedan extraer las reservas de agua subterránea almacenadas en el macizo cristalino fracturado, que podrían representar hasta el 80% de las reservas hidrogeológicas.

Una vez estimados los recursos hidrogeológicos, se han estudiado dos posibles fuentes de impacto cuantitativo de distintas características sobre estos recursos: (1) la construcción de túneles y (2) el cambio climático. El primero de los impactos es de carácter puntual, localizado en el espacio, y es causa de afecciones en los acuíferos en la actualidad. El segundo impacto se desarrolla en un horizonte temporal futuro y plantea una afección generalizada a todo el territorio.

La excavación de un túnel implica la posible afección sobre las aguas subterráneas circundantes. Se aplicó una metodología basada en modelos de balance hídrico para la cuantificación de los impactos hidrogeológicos inducidos por la construcción de túneles. Se constató la gran sensibilidad de los acuíferos rocosos fracturados a esta clase de impactos, debido a su baja capacidad de almacenamiento de agua. Pequeñas filtraciones de aguas subterráneas drenadas por un túnel (de menos de 5 l/s) pueden llegar a provocar grandes descensos del nivel freático (de más de 85 m) y secar por completo captaciones para el abastecimiento de agua potable que se encuentren en el contorno de la traza del túnel. Se observó una relativa desconexión entre el acuífero somero desarrollado en el regolito y el acuífero profundo en el macizo rocoso fracturado, que permite que las aguas superficiales y captaciones subterráneas más someras no se vean afectadas por el túnel, mientras que los sondeos más profundos sí sufren descensos del nivel piezométrico. Como aspecto positivo, tras la afección del túnel se observó un incremento de la tasa de recarga en la zona en más de un 75% respecto al estado inalterado del acuífero, debido al incremento del gradiente hidráulico y que el descenso del nivel freático reduce las pérdidas por escorrentía superficial. Esta

magnificación de la recarga es relevante de cara a una más rápida recuperación del estado inalterado del acuífero tras la finalización de la excavación y el sellado del túnel.

La reducción de precipitaciones debido al cambio climático se plantea como uno de los principales impactos a los que se someterán los recursos hídricos en el futuro. De acuerdo con los GCMs y RCMs usados, el descenso medio de precipitaciones anuales en Galicia Costa podría ser del 13,23% para el escenario más desfavorable A2 y del 8,0% para el escenario menos desfavorable B2. Sin embargo, se prevé que el impacto sobre la recarga subterránea sea más moderado, con descensos medios de la recarga anual del 12,68% para el escenario A2 y del 6,03% para el escenario B2. Ello se debe en parte a la mayor eficiencia estomática de las plantas en respuesta al incremento de la concentración atmosférica de CO₂. Se constata la relevancia de la consideración del efecto de la concentración de CO₂ sobre la transpiración de las plantas en el proceso de modelización del cambio climático, que en caso de ser despreciado puede inducir una sobreestimación de la reducción de la recarga del 9,82-11,92% según el escenario. Sin embargo, en este estudio no se ha tenido en cuenta el efecto de fertilización carbónica consecuencia del aumento de la concentración atmosférica de CO₂ y que implica un mayor desarrollo vegetal y por tanto un aumento de la transpiración. Con todo, la principal incertidumbre existente es ligada a las diferentes proyecciones climáticas usadas como entradas del modelo hidrológico.

A pesar del descenso de la recarga anual, el principal impacto del cambio climático sobre los recursos hidrogeológicos de Galicia Costa es la modificación del patrón temporal de la recarga, con una mayor concentración de la misma durante el período invernal y un descenso importante durante la primavera y otoño. Como resultado, el período en que no se produce ningún día con recarga (la estación seca) se prevé que se incremente de media en un 29,10% para el escenario de emisiones A2 y un 16,54% para el escenario B2. Este incremento es significativamente mayor en las cuencas Cantábricas que en las Atlánticas. Este efecto es especialmente relevante en el caso de acuíferos rocosos fracturados con baja capacidad de almacenamiento y cortos períodos de residencia del agua, y se espera que agrave el ya frecuente secado durante el verano de múltiples manantiales y captaciones someras que abastecen de agua potable a pequeños núcleos rurales. De cara a paliar esta problemática de carácter estacional, se recomienda la construcción de pozos de emergencia profundos, menos vulnerables a los descensos del nivel freático, que complementen las actuales captaciones existentes y

permitan la extracción de las reservas hidrogeológicas del macizo rocoso fracturado durante el período estival y su recuperación durante la estación de lluvias.

Dadas las conclusiones anteriores, los recursos hidrogeológicos renovables representan un volumen sensiblemente superior que la capacidad total de embalse de aguas superficiales en Galicia Costa, en las que se basa principalmente el sistema de abastecimiento de agua de la demarcación hidrográfica, y en el peor de los escenarios considerados rondarían los 4.000 Hm³/año hacia el final del siglo. Las aguas subterráneas se prevé que sean menos vulnerables a los efectos del cambio climático que los recursos superficiales no solo en términos cuantitativos, sino también cualitativos. Al extremarse el régimen de lluvias y aumentar la duración de la estación seca, serán necesarios mayores tiempos de permanencia del agua en los embalses, lo que sumado al aumento de temperaturas previsto favorecerá la aparición de problemas por proliferación de algas. La concentración de la precipitación en un menor número de episodios más intensos aumentará también el arrastre de sedimentos por la escorrentía superficial y un aumento de la turbidez de las aguas superficiales.

De cara a la utilización de los recursos hidrogeológicos de Galicia Costa para el abastecimiento a la población, la principal limitación existente consiste en la relativamente baja productividad lograda en captaciones en macizos rocosos fracturados, generalmente de menos de 1l/s, si bien hay diversos ejemplos de cómo cuando se construyen captaciones adecuadas los caudales obtenidos pueden ser superiores a 10l/s. Ello excluye la utilización de las aguas subterráneas como fuente principal de abastecimiento a las grandes ciudades, pero las hace especialmente adecuadas dada su localización dispersa por todo el territorio para abastecer pequeños pueblos y villas (de menos de 2000 habitantes), así como a la población dispersa, que en su conjunto representa el 40% del total de Galicia Costa. Este objetivo podría lograrse empleando menos del 1% del total de los recursos hidrogeológicos renovables cuantificados, con un previsible impacto ambiental mínimo. En lo referente a la calidad y potabilidad de las aguas subterráneas gallegas, si bien existe un problema de contaminación orgánica difusa (a partir de fosas sépticas y de aplicación de purines), se considera que es posible solventarlo con un adecuado diseño y construcción de los pozos y captaciones (sellado sanitario, perímetros de protección, localización adecuada...).

Por último, se plantea la necesidad de una continua mejora del actual conocimiento hidrogeológico de los acuíferos rocosos fracturados, que incluya estudios de detalle en los sitios con especial interés bien por la abundancia y calidad de las aguas subterráneas, bien por la existencia de mayores presiones y demandas hídricas. La gestión integrada de las aguas subterráneas y superficiales es imperante para poder hacer frente de manera sostenible a mayores demandas hídricas en escenarios futuros de restricción de los recursos.

9. Bibliografía general

Abbaspour, K.C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., Zobrist, J., Srinivasan, R.: Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *J. Hydrol.* 333, 413–430, 2007.

Agencia Estatal de Meteorología (AEMet): Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2009. Disponible en <http://escenarios.inm.es> Último acceso en Noviembre de 2010.

Aguilera, H., Murillo, J.M.: The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. *Environ Geol* 57, 963–974, 2009.

Alcalá, F.J., Custodio, E.: Atmospheric chloride deposition in continental Spain, *Hydrol. Process.* 22, 3636-3650, 2008a.

Alcalá, F.J., Custodio, E.: Flujo de cloruro por la escorrentía directa en España. *Ingeniería del agua* 15, 2008b. Disponible en: <http://upcommons.upc.edu/revistes/bitstream/2099/10708/1/I%20-%20V15N1.pdf> Último acceso en Noviembre de 2012.

Alcalá, F.J.: Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, 2005. Disponible en: <http://www.tdx.cat/handle/10803/6240;jsessionid=A4C27AD702E6C20580EED864246D3A1C.tdx2> Último acceso en Septiembre de 2012.

Alencoão, A., Pacheco, F. and Ferreira, M. P.: A bacia hidrográfica do rio Corgo (NE Portugal): escoamento subterrâneo e parâmetros influentes, en: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L. and Ribeiro, L. (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*. IGME, Madrid, 173-182, 2000.

Ali, R., McFarlane, D., Varma, S., Dawes, W., Emelyanova, I., Hodgson, G.: Potential climate change impacts on the water balance of regional unconfined aquifer systems in South-Western Australia. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 9, 6367–6408, 2012.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M.: Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56, FAO, Rome, 1998.

Allen, D.M., Cannon, A.J., Toews, M.W., Scibek, J.: Variability in simulated recharge using different GCMs. *Water Resour. Res.* 46, W00F03, 2010. Doi:10.1029/2009WR008932.

Allison, G.B., Hughes, M.W.: The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region, *J. Hydrol.* 60, 157-173, 1983.

Araujo, M.: Salubridad del agua en Galicia. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela, 1993.

Arnold, J.G., Allen, P.M.: Estimating Hydrologic Budgets for Three Illinois Watersheds. *J. Hydrol.* 176, 57-77, 1996.

Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R.: Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *J. Am. Water Resour. As.* 34 (1), 73-89, 1998.

Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Allen, P.M.: Continental Scale Simulation of the Hydrologic Balance. *J. Am. Water Resour. As.* 35(5), 1037-1051, 1999.

Attanayake, P.M., Waterman, M.K.: Identifying environmental impacts of underground construction. *Hydrogeol. J.* 14, 1160-1170, 2006.

Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., Pauwels, H., Molenat, J., Pierson-Wickmann, A.C., Durand, V., Bour, O., Tarits, C., Le Corre, P., Fourre, E., Merot, P., Davy, Ph.: Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Appl. Geochem.* 23, 2686-2707, 2008.

Band, L., Mackay, D., Creed, I., Semkin, R., Jeffries, D.: Ecosystem processes at the watershed scale: sensitivity to potential climate change. *Limnol. Oceanogr.* 41(5), 928-938, 1996.

Bande-Castro, M.J., Argamentería, A., Campo, L., Mangado Urdániz, J. M., Martínez-Martínez, A., Martínez-Fernández, A., De La Roza, B., Moreno-González, J.: Cultivo experimental de maíz forrajero en la Cornisa Cantábrica. *Vida Rural* 303, 24-29, 2010.

Banks, D., Gundersen, P., Gustafson, G., Mäkelä, J. and Morland, G.: Regional similarities in the distributions of well yield from crystalline rocks in Fennoscandia, Norg. *Geol. Unders. B.* 450, 33–47, 2010.

Barthel, R., Reichenau, T.G., Krimly, T., Dabbert, S., Schneider, K., Mauser, W.: Integrated modeling of global change impacts on agriculture and groundwater resources. *Water. Resour. Manage.* 26, 1929–1951, 2012.

Bear, J., Zaslavsky, D., Irmay, S.: *Hydraulics of wells. Physical Principles of Water Percolation and Seepage.* UNESCO, Paris, 395– 434, Chap. 13, 1968.

Berkowitz, B.: Modeling flow and contaminant transport in fractured media. In: M.Y. Corapcioglu, Editor, *Advances in Porous Media*, Elsevier, Amsterdam, 397–451 Chap. 6, 1994.

Bouraoui, F., Grizzetti, B., Granlund, K., Rekolainen, S., Bidoglio, G.: Impact of climate change on the water cycle and nutrient losses in a Finnish catchment. *Climatic Change* 66 (1-2), 109–126, 2004.

Bradford, R., Ragab, R., Crooks, S., Bouraoui, F. and Peters, E.: Simplicity versus complexity in modelling groundwater recharge in Chalk catchments, *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 6, 927-937, 2002.

Candela, L., von Igel, W., Javier Elorza, F. and Aronica, G.: Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (Majorca, Spain), *J. Hydrol* 376, 510-527, 2009.

Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E. and Ucieda, F.: *Bioclimatología de Galicia.* Fundación Pedro Barrié de la Maza, A Coruña, 1983.

Carpenter, S., Fisher, S., Grimm, N., Kitchell, J.F.: Global change and freshwater ecosystems. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 23, 119–137, 1992.

Castañeda, C. and García-Vera, M. A.: Water balance in the playa-lakes of an arid environment, Monegros, NE Spain, *Hydrogeol. J.* 16, 2008.

Castro, M., Fernández, C., Gaertner, M.A.: Description of a meso-scale atmospheric numerical model. In: Díaz, J.I., Lions, J.L. (Eds.) Mathematics, Climate and Environment. Masson, París, 1993.

Chang, H., Evans, B., Easterling, D.: Effects of climate change on stream flow and nutrient loading. *J. Am. Water Resour. As.* 37(4), 973–986, 2001.

Chaplot, V.: Water and soil resources response to rising levels of atmospheric CO₂ concentration and to changes in precipitation and air temperature. *J. Hydrol.* 337 (1–2), 159–171, 2007.

Chen, Z., Grasby, S.E., Osadetz, K.G.: Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model. *J. Hydrol.* 260, 102-117, 2002.

CHESS: Climate, hydrochemistry and economics of surface-water systems. EC Environment and Climate Research Programme (Contract no. ENV4-CT-97-0440), 2001. Disponible en: www.nwl.ac.uk/ih/www/research/images/chessreport.pdf Último acceso en Marzo de 2012.

Christensen, J.H., Christensen, O.B., López, P., Van Meijgaard, E., Botzet, M.: The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, DMI Technical Report 96-4, 1996. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen.

Christensen, J.H., Carter, T.R., Rummukainen, M., Amanatidis, G.: Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change* 81 (Supplement), 1–6, 2007.

Comisión Europea: Protección de las aguas subterráneas en Europa. La nueva directiva sobre las aguas subterráneas – Consolidación del marco normativo de la UE. Office for Official Publications of the European Communities. Luxemburgo. 35 pp, 2008. Available at <http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/groundwater/brochure/es.pdf> Accessed in May 2012.

Control y Geología S.A.: Estudio de caracterización de las masas de agua subterránea y el diseño de una red de control de las aguas subterráneas. Expediente: EC01404AT, Santiago de Compostela, 2005.

Cook, P., Böhlke, J.: Determining timescales for groundwater flow and solute transport. In: Cook, P., Herczeg, A.L. (Ed.) *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Boston, pp. 1-30, 2000.

Crosbie, R.S., McCallum, J.L., Walker, G.R., Chiew, F.H.S.: Modelling climate-change impacts on groundwater recharge in the Murray-Darling Basin, Australia. *Hydrogeol. J.* 18, 1639–1656, 2010.

Custodio, E.: Hidráulica de captaciones de agua subterránea. En: Custodio, E., Llamas, M.R. (Eds.) *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega, Barcelona, pp. 614– 695, 1983.

Custodio, E.: Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: Custodio, E., Llamas, M.R., Samper, J. (Eds.) *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. IGME, Las Palmas de Gran Canaria-Madrid, pp. 83-110, 1997.

Custodio, E., Manzano, M., Escaler, I.: Aquifer recharge and global change: application to Doñana. En: Sousa A., García-Barrón L., Jurado V. (Eds.) *El cambio climático en Andalucía: evolución y consecuencias medioambientales*. Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía), pp. 121-140, 2007.

Dafonte, J., Raposo, J.R.: Estudio del potencial hidrogeológico de las fincas de Bosques Naturales en Arzúa y Boimorto para el potencial aprovechamiento de las aguas subterráneas. Informe técnico, Lugo, 2009.

Da Silva Lima, A., Oliveira da Silva, M.: Estimativa da recarga em terrenos graníticos: uma discussão. En: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L. and Ribeiro, L. (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*. IGME, Madrid, pp. 183-190, 2000.

Defourny, P., Hecquet, G., Philippart, T.: Digital Terrain Modeling: Accuracy Assessment and Hydrological Simulation Sensitivity. In: Lowell K, Jaton A (Eds.), *Spatial Accuracy Assessment: Land information Uncertainty in Natural Resources*, Ann Arbor Press, Chelsea, Michigan, 323 pp, 1999.

de Vries, J.J., Simmers, I.: Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.* 10, 5-17, 2002.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S.: A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol.* 330, 260–284, 2006.

Díaz-Fierros, F., Núñez, A.: La Contaminación de las aguas subterráneas en España con origen en actividades ganaderas. En: *Prácticas agrarias compatibles con el medio natural*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid, 1995.

Di Luzio, M., Srinivasan, R., Arnold, J.G., Neitsch, S.: *ArcView Interface for SWAT 2000 User's Guide*. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, Temple, Texas, 2002. Disponible en: <http://www.brc.tamus.edu/swat/downloads/doc/swatav2000.pdf> Último acceso en Diciembre de 2011.

Döscher, R., Willén, U., Jones, C.G., Rutgersson, A., Meier, H., Hansson, E., Graham, M.: The development of the coupled regional ocean atmosphere model RCAO. *Boreal Environ. Res.* 7, 183-192, 2002.

Durand, V., Deffontaines, B., Leonardi, V., Guerin, R., Wyns, R., de Marsily, G., Bonjour, J.L.: A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard-rock aquifers. Application to the PLancoet migmatite aquifer (NE Brittany, W France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 177, 227–236, 2006.

Eckhardt, K., Ulbrich, U.: Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *J. Hydrol.* 284, 244–252, 2003.

Environment Agency: *The North Cornwall Catchment Abstraction Management Strategy*, 2005.

Eriksson, E., Khunakasem, V.: Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain, *J. Hydrol.* 7, 178-197, 1969.

Estrela, T., Cabezas Calvo-Rubio, F., Estrada Lorenzo, F.: La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. *Ingeniería del agua* 6 (2), 1999.

European Environment Agency: Groundwater quality and quantity in Europe. Office for Official Publications of the European Communities. Luxemburgo. 123pp, 1999. Disponible en: http://www.eea.europa.eu/publications/groundwater07012000/at_download/file Último acceso en 2012.

European Environment Agency : CORINE Land Cover 2000 Project version 9/2007, 2007. Disponible en: <http://www.eea.europa.eu> Último acceso en Febrero de 2011.

Evans, B., Lehning, D., Corradini, K., Petersen, G., Nizeyimana, E., Hamlett, J., Robillard, P., Day, R.: A comprehensive GIS-based modeling approach for predicting nutrient loads in watersheds. *J. Spatial Hydrol.* 2(2), 1–18, 2003.

Fernández, M., Macías Vázquez, F.: Contribución a la caracterización químico-mineralógica de los esquistos del " Complejo de Ordes". *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 9, 469-494, 1985.

Fernández-Sanjurjo, M.J., Vega, V.F., García-Rodeja, E.: Atmospheric deposition and ionic concentration in soils under pine and deciduous forests in the river Sor catchment (Galicia, NW Spain), *Sci. Total Environ.* 204, 125-134, 1997.

Ferrer Julia, M., Estrela, M.T., Sanchez, J.A., Garcia, M.: Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. *Geoderma* 123 (3–4), 257–277, 2004.

Ficklin, D.L., Luo, Y., Luedeling, E., Zhang, M.: Climate change sensitivity assessment of a highly agricultural watershed using SWAT. *J. Hydrol.* 374, 16–29, 2009.

Flint, A.L., Flint, L.E., Kwicklis, E.M., Fabryka-Martin, J.T., Bodvarsson, G.S.: Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods, *Hydrogeol. J.* 10, 180-204, 2002.

Fornés, J.M., de la Hera, Á., Llamas, M.R.: The silent revolution in groundwater intensive use and its influence in Spain. *Water Policy* 7, 253-268, 2005.

Franco Bastianelli, S.: Estudio sobre las posibles causas de los daños en las edificaciones de un área del casco urbano de Ponteceso. Informe técnico,

INGEBAIRES, Vigo, 2010. Disponible en: <http://www.ponteceso.net/informe/informefinal.pdf>, Último acceso en Marzo de 2012.

García-Corona, R., Benito, E., de Blas, E., Varela, M.E.: Effects of heating on some soil physical properties related to its hydrological behavior in two north-western Spanish soils. *Int. J. Wildland Fire* 13(2), 195–199, 2004.

García-Rodeja, E., Fernández-Sanjurjo, M.J., Fernández-Vega, V.: Input-output ion fluxes in the River Sor catchment (Galicia, NW Spain). *Chemosphere* 36, 1107-1112, 1998.

Gassman, P.W., Reyes, M.R., Green, C.H., Arnold, J.G.: The Soil and Water Assessment Tool: Historical development, applications, and future research directions. *Trans. ASABE*. 50, 1211-1250, 2007.

Gibelin, A.L., Déqué, M.: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dynam.* 20, 327-339, 2003.

Gómez Rey, M., De Anta, C., María, R.: Datos para el desarrollo de una red integrada de seguimiento de la calidad de los suelos en Galicia (N. O de España): Balances geoquímicos en suelos forestales (*Pinus radiata*). 1. Aportes de elementos por disposición atmosférica y hojarasca. *Edafología* 9, 181-196, 2002.

González, M.S., Cruz, P., Amezaga, A., Sueiro, R.A., Araujo, M., Garrido, M.J.: Salubridad bacteriológica del agua subterránea en un área con claros indicios de contaminación difusa. En: Sánchez Morcillo, J., Sánchez-Raya, A.J. (Eds.) *Farmacia y sanidad ambiental*. Consejo general de Colegios Oficiales de Farmacéuticos. Granada, 1995.

González-Arias, A., Amezaga, I., Echeandía, A. and Onaindia, M.: Buffering capacity through cation leaching of *Pinus radiata* D. Don canopy. *Plant. Ecol.* 149, 23-42, 2000.

González-Prieto, S.J., Villar, M.C., Carballas, M., Carballas, T.: Nitrogen mineralization and its controlling factors in various kinds of temperate humid-zone soils. *Plant Soil* 144, 31- 44, 1992.

- Goderniaux, P., Brouyère, S., Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, P., Dassargues, A.: Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *J. Hydrol.* 373, 122–138, 2009.
- Green, T.R., Bates, B.C., Charles, S.P., Fleming, P.M.: Physically based simulation of potential effects of carbon dioxide-altered climates on groundwater recharge. *Vadose Zone J.* 63, 597–609, 2007.
- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooic, H., Gurdak, J.J., Allene, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., Aureli, A.: Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *J. Hydrol.* 405, 532–560, 2011.
- Guan, H., Love, A., Simmons, C., Makhnin, O., Kayaalp, A.: Factors influencing chloride deposition in a coastal hilly area and application to chloride deposition mapping, *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 14, 801-813, 2010.
- Guardiola-Albert, C., Jackson, C.R.: Potential impacts of climate change on groundwater supplies to the Doñana wetland, Spain. *Wetlands* 31, 907–920, 2011.
- Gustafson, G., Krásný, J.: Crystalline Rock Aquifers: Their occurrence, use and importance. *Hydrogeol. J.* 2 (2), 64-75, 1994.
- Hernández Urroz, J., Divar Rodríguez, J., Díez Balda, M.A., Martínez Catalán, J.R.: Mapa Geológico Nacional de España, Hoja 70, Órdenes, 1:50000, 1981.
- Hernandez-Mora, N., Llamas, M., Martínez Cortina, L.: Misconceptions in aquifer overexploitation: implications for water policy in Southern Europe. En: Dosi, C. (Ed.) *Agricultural use of groundwater. Towards integration between agricultural policy and water resources management.* Kluwer Academic Publishers, pp. 107-125, 2001.
- Herrera-Pantoja, M., Hiscock, K.M.: The effects of climate change on potential groundwater recharge in Great Britain. *Hydrol. Process.* 22, 73–86, 2008.
- Hiscock, K.M., Sparkes, R., Hodgins, A.: Evaluation of future climate change impacts on European groundwater resources. In: Treidel H, Martin-Bordes JJ, Gurdak JJ (Eds.). *Climate change effects on groundwater resources: A global synthesis of findings and recommendations.* International Association of Hydrogeologists (IAH) - International Contributions to Hydrogeology, Taylor & Francis publishing. Pp 351-366, 2012.

Holman, I.P., Allen, D.M., Cuthbert, M.O., Goderniaux, P.: Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. *Hydrogeol. J.* 20, 1-4, 2011.

Horton, R. E.: Rainfall interception, *Mon. Weather Rev.* 47, 603–623, 1919.

Hsu, K.C., Wang, C.H., Chen, K.C., Chen, C.T., Ma, K.W.: Climate-induced hydrological impacts on the groundwater system of the Pingtung Plain, Taiwan. *Hydrogeol. J.* 15, 903–913, 2007.

Hudson, D.A., Jones, R.G.: Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa, Hadley Centre Technical Note No. 39, Met Office, Exeter, UK. IPCC: 2001, *Climate Change. The scientific basis*, Cambridge Univ. Press, 881 pp, 2002.

IGME: Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid. Hoja 21, 5-4 correspondiente a A Coruña, 1975.

IGME: Cartografía Geológica Continua Digital de España (GEODE) 1:50000, 2004.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 2001.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

I.T.G.E.: Estudio de recursos de agua subterránea de Galicia. COTOP. Xunta de Galicia. Santiago, 1991.

Jackson, C.R., Meister, R., Prudhomme, C.: Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. *J. Hydrol.* 399, 12–28, 2011.

Jacob, D.: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.* 77, 61-73, 2001.

Jha, M., Arnold, J.G., Gassman, P.W., Gu, R.: Climate Change Sensitivity Assessment on Upper Mississippi River Basin Streamflows Using SWAT. *J. Am. Water Resour. As.* 42(4), 997-1016, 2006.

Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J. and Tamoh, K.: Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. *Hydrogeol. J.* 18, 1811–1824, 2010.

Joint Research Centre: European Soil Database v2 Raster version - 1kmx1km, 2006. Disponible en: http://eu-soils.jrc.it/ESDB_Archive/ESDB_data_1k_raster_intro/ESDBv2_1K_rasters.htm Último acceso en 2011.

Knutsson, G.: Hydrogeology in the Nordic countries. *Episodes* 31, 1–7, 2008.

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F.: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.* 15(3), 259-263, 2006.

Krásný, J., Hrkal, Z.: Preface. In: Krasny, J., Hrkal, Z., Bruthans, J. (Eds), *Proc. Internat. Conf. Groundwater in Fractured Rocks*. Unesco, Prague, Czech Republic, 15–19 September, 2003, pp. V–VI.

Krause, P., Boyle, D., Bäse, F.: Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, *Adv. Geosci.* 5, 89-97, 2005.

Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J.F., Le Strat, P.: Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water* 39, 568–581, 2001.

Leirós, M.C., Trasar-Cepeda, C., Seoane, S., Gil-Sotres, F.: Biochemical properties of acid soils under climax vegetation (Atlantic oakwood) in an area of the European temperate-humid zone (Galicia, NW Spain): general parameters. *Soil Biol. Biochem.* 32, 733-745, 2000.

Lenderink, G., Van Den Hurk, B., Van Meijgaard, E., Van Ulden, A., Cuijpers, H.: Simulation of present day climate in RACMO2: first results and model developments, KNMI Technical Report 252, 24 pp, 2003.

Leung, L.R., Qian, Y., Bian, X., Hunt, A.: Hydroclimate of the western United States based on observations and regional climate simulation of 1981–2000. Part II: mesoscale ENSO anomalies. *J. Climate* 16, 1912–1928, 2003.

Lima, A.S., Silva, M.O.: Estudo hidrogeológico dos granitóides da região de Braga (NW de Portugal). En: Borges, F.S., Marques, M.M. (Eds.) Memórias nº 4. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto, Portugal, 461-465, 1995.

Llamas, M.R., Martínez-Santos, P.: Intensive groundwater use: Silent revolution and potential source of social conflicts, *J. Water Resour. Plann. Manage.* 131, 337-341, 2005.

López, A., Blázquez, R., Torres, M.M., Alvarez, A., Vidal, M., Roquero, C.: Efecto del riego con soluciones de productos enclantes sobre la conductividad hidraulica de suelos acidos de reducida permeabilidad. 16th World Congress of Soil Science, Montpellier, France, 1998.

López Mateo, C.: Efectos agronómicos y ambientales de la fertilización en el cultivo de patata en A Limia (Ourense). Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela, 2007.

López Mosquera, M.B., Paz González, A., Dafonte Dafonte, J., Neira Seijo, X.: Variabilidad espacial y temporal de la calidad de aguas superficiales y subterráneas en Terra Cha (Lugo). En: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L. and Ribeiro, L. (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*. IGME, Madrid, 317-322, 2000.

López Periago, E., Núñez Delgado, A., Díaz-Fierros, F.: Contaminación biótica y abiótica de pozos en una zona ganadera. En: Rebollo, L.F. (Ed.) *Análisis y Evolución de la contaminación de las aguas subterráneas*. AIH-GE, 379-392, 1994.

Manzano, M., Custodio, E., Cardoso da Silva, G., Lambán, J.: Modelación del efecto del cambio climático sobre la recarga en dos acuíferos carbonatados del área mediterránea. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Montevideo, Uruguay. *ALHSUD* 1, 322–333, 1998.

Maréchal, J.C., Dewandel, B., Subrahmanyam, K.: Contribution of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fissured layer of a hard rock aquifers. *Water Resour. Res.* 40, W11508, 2004.

Marshall, E., Randhir, T.: Effect of climate change on watershed system: a regional analysis. *Climatic Change* 89, 263–280, 2008.

Martins Carbalho, J., Plasência, N., Chaminé, H. I., Rodrigues, B. C., Guerner Dias, A. and Antunes da Silva, M.: Recursos hídricos subterráneos em formações cristalinas do norte de Portugal. En: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L. and Ribeiro, L. (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*. IGME, Madrid, 163-172, 2000.

Memon, B.: Quantitative analysis of springs, *Environ. Geol.* 26, 111-120, 1995.

MMA: Libro blanco del agua en España. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. 637 pp, 2000.

Molinero Huguet, J., Soriano Hoyuelos, G., Samper Calvete, J.: Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en Galicia: situación actual y estudio de detalle en la cuenca del Valiñas. En: Samper, J., Sahuquillo, A., Capilla, J.E., Gómez Hernández, J.J. (Eds.), *Jornadas sobre la contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente*. AIH-GE, Valencia, 255-260, 1998.

Molinero, J., Raposo, J.R.: Estudio de las filtraciones de agua y del impacto hidrogeológico producido por la construcción del túnel para el emisario terrestre A Malata-Cabo Prioriño. Informe técnico. USC. Lugo, 2008.

Morison, J.I.L., Gifford, R.M.: Stomatal sensitivity to carbon dioxide and humidity. *Plant. Physiol.* 71, 789–796, 1983.

Mossmark, F., Hultberg, H., Ericsson, L.O.: Recovery from groundwater extraction in a small catchment area with crystalline bedrock and thin soil cover in Sweden. *Science of the Total Environment* 404 (2-3), 253-261, 2008.

Murphy, E.M., Ginn, T.R., Phillips, J.L.: Geochemical estimates of paleorecharge in the Pasco Basin: Evaluation of the chloride mass balance technique. *Water Resour. Res.* 32, 2853-2868, 1996.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.: River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282-290, 1970.

Navarro Alvargonzález, A., Fernández Uría, A., Doblas Domínguez, J.G.: Las aguas subterráneas en España: Estudio de síntesis. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 1993.

Neal, C., Kirchner, J.W.: Sodium and chloride levels in rainfall, mist, streamwater and groundwater at the Plynlimon catchments, mid-Wales: inferences on hydrological and chemical controls. *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 4, 295-310, 2000.

Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J.R., King, K.W.: Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, Version 2000. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, Temple, Texas, 2002. Disponible en: <http://www.brc.tamus.edu/swat/downloads/doc/swat2000theory.pdf>. Último acceso en Junio de 2010.

Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R.: Soil and Water Assessment Tool. Input/Output file documentation. Version 2005. Center, Texas Agricultural Experiment Station, Temple, Texas, 2004. Disponible en: <http://swatmodel.tamu.edu/media/1291/swat2005io.pdf> Último acceso en Diciembre de 2011.

Neukum, C., Azzam, R.: Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany. *Hydrogeol. J.* 20, 547-560, 2012.

Obuobie, E., Diekkrüger, B.: Using SWAT to Evaluate Climate Change Impact on Water Resources in the White Volta River Basin, West Africa. In: Tropentag 2008: Conference on International Research on Food Security, Natural Resource Management and Rural Development. Stuttgart, October 7-9, 2008.

Oenema, O., Van Liere, L., Schoumans, O.: Effects of lowering nitrogen and phosphorus surpluses in agriculture on the quality of groundwater and surface water in the Netherlands. *J. Hydrol.* 304, 289-301, 2004.

Paz González, A., Taboada Castro, M.T., Gómez Suarez, M.J.: Relación entre textura, pH, materia orgánica y complejo de cambio en el horizonte superior de un suelo sobre serpentinas. *Caderno Lab. Xeolóxico Laxe* 22, 5-14, 1997.

Paz González, A., Díaz-Fierros Viqueira, F., Soto González, B., López Periago, E.: Uso de un modelo basado en eventos para evaluar la conductividad hidráulica en una cuenca de pequeñas dimensiones. En: Álvarez-Benedí, J., Marinero, P. (Eds.) Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Actas de las VI jornadas sobre investigación de la zona no saturada del suelo. Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, 313-318, 2003.

Paz-González, A., Thonon, I., Bertolani, F.C., Taboada-Castro, M.M., Vidal-Vázquez, E., Dafonte, J.: Variabilidad espacial de la infiltración en una ladera determinada con permeámetro de Guelph e infiltrómetro de tensión. En: López Rodríguez, J.J., Quemada Saéz-Badillos, M. (Eds.) Temas de investigación en la zona no saturada. Universidad Pública de Navarra, Pamplona, 51-60, 2001.

Pereira, M.R.: Quantificação da recarga subterrânea em rochas fracturadas da bacia hidrográfica do Tua. En: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L. and Ribeiro, L. (Eds.) Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica. IGME, Madrid, 155-162, 2000.

Prada-Sanchez, J., Garcia-Jurado, I., Gonzalez-Manteiga, W., Fiestras-Janeiro, M., Espada-Rios, M., Lucas-Dominguez, T.: Multivariate statistical analysis of precipitation chemistry in northwestern Spain. *Water Air Soil Poll.* 69, 37-55, 1993.

Press, W., Flannery, B., Teukolsky, S., Vetterling, W.: *Numerical Recipes in Pascal* Cambridge, 1989.

Prych, E.A.: Using chloride and chlorine-36 as soil-water tracers to estimate deep percolation at selected locations on the US Department of Energy Hanford Site, Washington, US Geological Survey, 1998.

Quintana Seguí, P., Ribes, A., Martín, E., Habets, F., Boé, J.: Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *J. Hydrol.* 383, 111–124, 2010.

Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L.P., Jones, C., Meier, M., Samuelsson, P., Willén, U.: European climate in the late 21st century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dyn.* 22, 13-31, 2004.

Raposo, J.R., Molinero, J., Dafonte, J.: Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models. *Eng. Geol.* 116, 323-332, 2010.

Raposo, J.R., Molinero, J., Dafonte, J.: Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 1667–1683, 2012a.

Raposo, J.R., Dafonte, J., Molinero, J.: Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia Costa. *Hydrogeol. J.* DOI: 10.1007/s10040-012-0922-7, 2012b

Robins, N.: Regional hydrogeological assessment of Wales. En: Bassett, M.G., Boulton, H., Nicol, D. (Eds.) *Urban geology in Wales*. National Museum of Wales, Cardiff, Wales, 141-150, 2009.

Rodríguez Blanco, M., Taboada Castro, M.M., Taboada Castro, M.T.: Caracterización hidroquímica de un pequeño manantial del macizo granítico de A Coruña (NW España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 28, 285-300, 2003.

Romay, D., Gañete, M.: Las comunidades de usuarios de agua como ejemplo de autoabastecimiento en las cuencas de Galicia-Costa. En: Molinero, J., Ortuño, F., Valverde, M., Lambán, L.J. (Eds.) *Las aguas subterráneas en España ante las directivas europeas: Retos y perspectivas*. IGME, Madrid, 239-245, 2007.

Rosenthal, E.: Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. *J. Hydrol.* 89, 329-352, 1987.

Rosenthal, W.D., Srinivasan, R., Arnold, J.G.: Alternative River Management Using a Linked GIS-Hydrology Model. *T. ASAE* 38(3), 783-790, 1995.

Saleh, A., Arnold, J.G., Gassman, P.W., Hauck, L.M., Rosenthal, W.D., Williams, J.R., McFarland, A.M.S.: Application of SWAT for the Upper North Bosque River Watershed. *T. ASAE* 43(5), 1077-1087, 2000.

Sami, K., Hughes, D.: A comparison of recharge estimates to a fractured sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model. *J. Hydrol.* 179, 111-136, 1996.

Samper, J., Soriano, G., Molinero, J.: Las aguas subterráneas en Galicia: resultados en la cuenca piloto del río Valiñas. En: Yélamos, J., Villarroya, F. (Eds.) Hydrogeology of hard rocks, Some experiences from Iberian Peninsula and Bohemian Massif. AIH-GE, Madrid, 149-158, 1997.

Samper, J., Huguet, L., Ares, J., García-Vera, M.: Modelos interactivos de balance hidrológico. En: Muñoz Carpena, R., Ritter, A., Tascón, C. (Eds.) Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. ICIA, Tenerife, 187-193, 1999.

Samper, J.: Aguas subterráneas y medio ambiente en Galicia. En: Casares, J.J. (Ed.) Reflexiones sobre el medio ambiente en Galicia. Consellería de Medio Ambiente, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 231-249, 2003.

Samper, J., Huguet, L., Ares, J., García-Vera, M.A.: Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V. 2.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. ENRESA, Escuela de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de A Coruña, 2005.

Samper, J., Bonilla, M., Zheng, L., Yang, C.: Evaluación del impacto de los túneles en el territorio y el medio ambiente en Galicia. En: Actas del III Congreso de ingeniería civil, territorio y medio ambiente: “Agua, Biodiversidad e Ingeniería”, Zaragoza, 25-27 Octubre, 2006.

Samper, J., Alvares, D., Pisani, B., García, M.A.: Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos en la cuenca hidrográfica del Ebro con GIS-Balan. En: Giráldez Cervera J.V., Jiménez Hornero F.J. (Eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VIII, 347-353, 2007.

Samper, J., Bonilla, M., Carvalho, J.M.: Evaluación del efecto de un túnel para aprovechamiento hidroeléctrico sobre el manantial termal de Baños de Brea en Galicia mediante un modelo numérico de flujo y transporte de calor. En: El agua y las infraestructuras en el medio subterráneo. Barcelona. AIH-GE. IGME, 2008.

Samper, J., Li, Y., Pisani, B., Ribeiro, L., Fakir, Y., Stigter, T.: Evaluación de los impactos del cambio climático en los acuíferos de la Plana de la Galera y del aluvial de Tortosa. En: Martínez Fernández J, Sánchez Martín N (Eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. X, 359-364, 2009a.

Samper, J., Pisani, B., Espinha Marques, J.: Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña. En: Martínez Fernández J., Sánchez Martín N. (Eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. X, 365-370, 2009b.

Samper, J.: Protección de fuentes y manantiales: La experiencia del proyecto Aqua Plann. VI Mesa del Agua: Abastecimiento Rural. Abegondo (A Coruña), 2011. Disponible en: http://aqua-plann.eu/fileadmin/user_upload/Aqua_Plann/Mesas_del_Agua/06/08_1_Protecci%C3%B3n_de_fuentes_y_manantiales_La_experiencia_Aqua_Plann.pdf Último acceso en Mayo de 2012.

Sanford, W.: Recharge and groundwater models: an overview. Hydrogeol. J. 10, 110-120, 2002.

Santhi, C., Arnold, J.G., Williams, J.R., Dugas, W.A., Srinivasan, R., Hauck, L.M.: Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. J. Am. Water Resour. As. 37(5), 1169-1188, 2001.

Sauquillo, A.: La contaminación de las aguas subterráneas: Situación en España. Ingeniería del Agua 1(3), 31-40, 1994.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G.: Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeol. J. 10, 18-39, 2002.

School, J., Abbaspour, K.C., Srinivasan, R., Yang, H.: Estimation of freshwater availability in the West African sub-continent using the SWAT hydrologic model. J. Hydrol. 352 (1-2), 30-49, 2008.

Serrat-Capdevila, A., Valdés, J.B., González Pérez, J., Baird, K., Mata, L.J., Maddock III, T.: Modeling climate change impacts – and uncertainty – on the hydrology of a riparian system: The San Pedro Basin (Arizona/Sonora). J. Hydrol. 347, 48-66, 2007.

SGMOPT: Estudio de la evaluación de la contaminación por compuestos nitrogenados en abastecimientos urbanos servidos con aguas subterráneas en la Comunidad Autónoma de Galicia. Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas y Transportes. Madrid, 1992.

Silva, B., Rivas, T., García-Rodeja, E., Prieto, B.: Distribution of ions of marine origin in Galicia (NW Spain) as a function of distance from the sea. *Atmos. Environ.* 41, 4396-4407, 2007.

SITGA: Digital Elevation Model 50 m of Galicia, 2010. Disponible en: http://sitga.xunta.es/cartografia/index.asp?ididioma=3&id_prod=8 Último acceso en Febrero de 2011.

Sophocleous, M.A.: Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. *J. Hydrol.* 124, 229-241, 1991.

Soriano, G., Samper, J.: Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos: Cuenca del Valiñas (A Coruña). En: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., Ribeiro, L. (Eds.). *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, IGME, Madrid, 73-82, 2000.

Soriano Hoyuelos, G., Samper Calvete, J.: Calidad de las aguas subterráneas y su contaminación por aguas residuales y residuos ganaderos: Resultados de la cuenca del Valiñas (A Coruña, España). En: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., Ribeiro, L. (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, IGME, 173-182, 2000.

Soriano, G., Samper, J.: Monitoring and modelling water quantity and quality in a pilot catchment in North-western Spain. En: Verhoest N, Hudson J, Hoeben R, De Troch F. (Eds.) *Proceedings of "Monitoring and Modelling Catchment Water Quantity and Quality"*. IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, No. 66. UNESCO, Paris, 2003.

Soto, B., Rodríguez, J.A., Pérez, R., Brea, M.A., Díaz-Fierros, F.: Cuantificación de la importancia del flujo procedente de la zona no saturada en el caudal de una pequeña cuenca forestal. En: Samper Calvete, F.J., Paz González, A. (Eds.) *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, Vol VII, 333-336, 2005.

Srinivasan, R., Ramanarayanan, T.S., Arnold, J.G., Bednarz, S.T.: Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part II: Model Application. *J. Am. Water Resour. As.* 34(1), 73-89, 1998.

Steppeler, J., Doms, G., Schättler, U., Bitzer, H.W., Gassmann, A., Damrath, U., Gregoric, G.: Mesogamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. Meteorol. Atmos. Phys. 82, 75-96, 2003.

Stockle, C.O., Williams, J.R., Rosenberg, N.J., Jones, C.A.: A method for estimating the direct and climatic effects of rising atmospheric carbon dioxide on growth and yield of crops: part 1: modification of the EPIC model for climate change analysis. Agr. Syst. 38, 225–238, 1992.

Stoll, S., Hendricks Franssen, H.J., Butts, M., Kinzelbach, W.: Analysis of the impact of climate change on groundwater related hydrological fluxes: a multi-model approach including different downscaling methods. Hydrol. Earth Syst. Sci. 15, 21–38, 2011.

Struckmeier, W.F., Gilbrich, W.H., Richts, A., Zaepe, M.: Groundwater resources of the world at the scale 1: 50M. Whymap – Unesco, CGMW and BGR, 2004.

Tietje, O., Hennings, V.: Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. Geoderma 69 (71-84), 71-84, 1997.

Tilman, D., Cassman, K.G., Matson, P.A., Naylor, R., Polasky, S.: Agricultural sustainability and intensive production practices. Nature 418, 671–677, 2002.

Van Griensven, A.: Sensitivity, auto-calibration, uncertainty and model evaluation in SWAT2005. Unpublished report, 2005. Available in: http://biomath.ugent.be/~ann/swat_manuals/SWAT2005_manual_sens_cal_unc.pdf

Varela, C., López, E., Díaz-Fierros, F.: Calidad química del agua ligada al flujo basal y actividad ganadera. En: Sánchez Morcillo, J., Sánchez-Raya, A.J. (Eds.) Farmacia y sanidad ambiental. Consejo general de Colegios Oficiales de Farmacéuticos. Granada, 1995.

Vázquez, A., Costoya, M., Peña, R.M., García, S., Herrero, C.: A rainwater quality monitoring network: a preliminary study of the composition of rainwater in Galicia (NW Spain). Chemosphere 51, 375-386, 2003.

Verbeeten, E., Barendregt, A.: Assessing the Impact of Climate Change on the Water Balance in Semi-Arid West Africa: a SWAT Application. In: Probst, F., Keßler, C.

(Eds.). GI-Days 2007 - Young Researchers Forum proceedings of the 5th Geographic Information Days, 10 - 12. September 2007. Pp. 309-312, 2007.

Williams, J.R.: Chapter 25: The EPIC model. pp. 909-1000. In Singh, V.P. (ed). Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 1995.

Wendland, F., Blum, A., Coetsiers, M., Gorova, R., Griffioen, J., Grima, J., Hinsby, K., Kunkel, R., Marandi, A., Melo, T., Panagopoulos, A., Pauwels, H., Ruisi, M., Traversa, P., Vermooten, J.S.A., Walraevens, K.: European aquifer typology: a practical framework for an overview of major groundwater composition at European scale. *Environ. Geol.* 55, 77–85, 2008.

Wegehenkel, M., Kersebaum, K.C.: An assessment of the impact of climate change on evapotranspiration, groundwater recharge, and low-flow conditions in a mesoscale catchment in Northeast Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 172, 737–744, 2009.

Wood, W.W., Sanford, W.E.: Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment. *Ground Water* 33, 458-468, 1995.

World Meteorological Organization: Manual on stream gauging, Operational Hydrology, WMO N°519, Geneve, 1980.

Wyns, R., Baltassat, J.M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F.: Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 175, 21–34, 2004.

Xunta de Galicia: Estudio de recursos de agua subterránea en Galicia. COTOP. Santiago de Compostela, 1991.

Xunta de Galicia: Plan Hidrológico de Galicia Costa (derogado en 2012). Real Decreto 103/2003 del 24 de enero, 2003.

Xunta de Galicia: Plan de Abastecimiento de Galicia, 2005.

Xunta de Galicia: Plan Auga. 2010. Disponible en: <http://augasdegalicia.xunta.es/gl/pag.htm> Último acceso en Mayo de 2012.

Xunta de Galicia: Plan Hidrológico de Galicia Costa, 2011. Disponible en: <http://www.planhidroloxico.gc.com/web/default/verCategorias> Último acceso en Mayo de 2012.

Yang, F.R., Lee, C.H., Kung, W.J., Yeh, H.F.: The impact of tunneling construction on the hydrogeological environment of “Tseng-Wen Reservoir Transbasin Diversion Project” in Taiwan. *Engineering Geology* 103 (1-2), 39-58, 2009.

Younger, P.L., Teutsh, G., Custodio, E., Elliot, T., Manzano, M., Satuer, M.: Assessments of the sensitivity to climate change of flow and natural water quality in four major carbonate aquifers of Europe. En: Hiscock, K.M., Rivett, M.O., Davison, R.M. (Eds.) *Sustainable groundwater development*. Geological Society Special Publication 193, pp. 303–323, 2002.

- 10. Anexo I. Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain) (Raposo et al., 2012).**
Artículo original publicado en Hydrology and Earth System Sciences



Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain)

J. R. Raposo¹, J. Molinero², and J. Dafonte¹

¹Escola Politécnica Superior, University of Santiago de Compostela, Campus Universitario s/n, 27002 Lugo, Spain

²Amphos XXI, Passeig de Garcia i Faria, 49–51, 1o-1a, 08019 Barcelona, Spain

Correspondence to: J. R. Raposo (juanramon.raposo@usc.es)

Received: 20 January 2012 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 13 February 2012

Revised: 18 May 2012 – Accepted: 22 May 2012 – Published: 15 June 2012

Abstract. Quantifying groundwater recharge in crystalline rocks presents great difficulties due to the high heterogeneity of the underground medium (mainly, due to heterogeneity in fracture network, which determines hydraulic parameters of the bedrock like hydraulic conductivity or effective porosity). Traditionally these rocks have been considered to have very low permeability, and their groundwater resources have usually been neglected; however, they can be of local importance when the bedrock presents a net of well-developed fractures. The current European Water Framework Directive requires an efficient management of all groundwater resources; this begins with a proper knowledge of the aquifer and accurate recharge estimation. In this study, an assessment of groundwater resources in the Spanish hydrologic district of Galicia-Costa, dominated by granitic and metasedimentary rocks, was carried out. A water-balance modeling approach was used for estimating recharge rates in nine pilot catchments representatives of both geologic materials. These results were cross-validated with an independent technique, i.e. the chloride mass balance (CMB). A relation among groundwater recharge and annual precipitation according to two different logistic curves was found for both granites and metasedimentary rocks, thus allowing the parameterization of recharge by means of only a few hydrogeological parameters. Total groundwater resources in Galicia-Costa were estimated to be $4427 \text{ hm}^3 \text{ yr}^{-1}$. An analysis of spatial and temporal variability of recharge was also carried out.

1 Introduction

Groundwater is an important source of potable drinking water. Worldwide 50 % of the municipal water supplies come from groundwater. In general, groundwater is particularly important as a source of drinking water for rural and dispersed populations (Fornés et al., 2005).

Since the 1950s and due to advances in drilling technology, groundwater use has experienced a remarkable growth, primarily as a result of the initiatives taken by thousands of individual users, farmers and small municipalities. The public sector has rarely participated in the planning, administration or control of these developments (Hernandez-Mora et al., 2001). It is significant that, in spite of its importance, groundwater continues to be a largely misunderstood and often neglected resource. In fact, some southern European countries lack good groundwater quality and quantity monitoring systems (Hernandez-Mora et al., 2001). If the prevailing anarchy continues, serious problems may appear in the mid or long-term. Some problems related to water table depletion, groundwater quality degradation, land subsidence, or ecological impacts on aquatic ecosystems are already well documented (Llamas and Martínez-Santos, 2005). Groundwater depletion is especially problematic in shallow aquifers where the drying up of shallow wells can directly occur; this mainly affects the water supply of people with less resources.

Subsequent to the approval of the European Water Framework Directive (WFD), water agencies are required to reach a good quantitative and qualitative state of conservation for all groundwater and surface water bodies (European Commission, 2000). For this aim, an initial characterization and knowledge of actual renewable resources is needed,

including groundwater resources. Quantification of the rate of groundwater recharge is a basic prerequisite for efficient groundwater resource management. However, the rate of aquifer recharge is one of the most difficult components to measure when evaluating ground water resources (Sophocleous, 1991). For this reason, the development of new river basin management plans in accordance with the requirements of the WFD is a challenge for European water agencies.

The hydrologic district of Galicia-Costa is one of the 16 districts in which the Spanish Water Administration is divided. It covers all the watersheds completely located inside the Autonomous Region of Galicia (NW of Spain). In this district more than one quarter of the total population use groundwater resources through private water supply facilities, especially in the rural areas (Romay and Gañete, 2007). This use of groundwater occurs on the fringes of the public water supply by means of individual or communal private wells and spring water collecting. According to the Spanish Geologic Survey (IGME), there are more than 300 000 wells in Galicia (Navarro Alvargonzález et al., 1993). All of these groundwater abstractions contrast with the minimal knowledge and study of the groundwater in Galicia. The granitic and metamorphic rocks that dominate the area of Galicia-Costa have traditionally been considered almost impervious or to have very low permeability, and their groundwater resources have usually been neglected in planning and water management. However, groundwater can become an important and volumetrically significant water store when the weathering and fracturing of the bedrock develop shallow aquifers (Neal and Kirchner, 2000). Several studies using various methodologies (water balance, chloride mass balance, flow hydrograph decomposition) in Northern Portugal (a region geologically and climatically similar to Galicia-Costa) estimate the groundwater recharge range to be 5 % to 31 % of precipitation (Alencão et al., 2000; Lima and Silva, 1995; Martins Carbalho et al., 2000; Pereira, 2000). The few studies carried out in Galicia show that although the groundwater recharge rate is low, it is not negligible, especially taking into account the high precipitation rate in this region (900–2500 mm yr⁻¹). In a site study on granitic terrains the recharge was estimated to be 8.8 % of the annual precipitation using a water balance model (Samper et al., 1997, 1999; Soriano and Samper, 2000). Using the same methodology, Raposo et al. (2010) estimates an average recharge at 13.6 % of annual precipitation in five granitic catchments in Galicia-Costa. This wide range of recharge rates makes it difficult to carry out a regional characterization and quantification of groundwater resources. A new approach is needed to propose a regional recharge rate, different from the classical linear relationship of recharge-precipitation.

Besides in the neighboring North Portugal, aquifers with similar characteristics to Galician ones (developed on fractured crystalline bedrocks) are relatively frequent in Atlantic Europe: they are found in the Armorican and Central Massifs of France, Scotland, Wales and Cornwall (UK), Ireland

and Scandinavia, (Environment Agency, 2005; Wendland et al., 2008; Knutsson, 2008; Robins, 2009; Banks et al., 2010). These regions are generally characterized by high precipitation, temperate-cold climatic conditions and a traditional use of shallow groundwater.

Recharge rate estimations in crystalline rock areas in Britain, Scotland, Wales and the Channel Islands range between 15.4 % and 40 % of the precipitation (Robins and Smedley, 1998; Robins and Misstear, 2000; McCartney and Houghton-Carr, 1998; Robins et al., 2002; Church, 2004; Rouxel et al., 2011). Estimations in the Bohemian Massif are more than 20% of the mean annual precipitation (Krásný, 2002).

Crystalline rock aquifers are also exploited widely in tropical climates (Africa and India). There, however, the hydrogeological conditions are very different. These rocks are deeply weathered and rainfall recharge may be scarce. Granitic-gneissic complexes in southern India have a natural recharge rate of 3–15 % of precipitation, partially because of the adverse hydrometeorological factors (Sukhija et al., 1996; Massuel et al., 2007). Similarly, estimations of groundwater recharge of shallow aquifer on crystalline rocks in West Africa are 5–12 % of precipitation (Martin and van de Giesen, 2005; Fouépé Takounjou et al., 2010).

An accurate characterization of aquifer recharge is crucial for efficient groundwater resource management. In addition, recent droughts in Galicia have highlighted the vulnerability of Galician groundwater resources due to variations in recharge, and have also emphasized the need for reliable estimates of groundwater recharge. The first attempt of a global estimation of groundwater resources in Galicia (Xunta de Galicia, 1991) established a criterion based on theoretical infiltration indexes for different terrains. The total renewable resources were estimated at 2000 hm³ yr⁻¹ for all of Galicia. Using the hydrological model SIMPA, Estrela et al. (1999) elevated this estimation to 2234 hm³ yr⁻¹ in Galicia-Costa only, which represents an average groundwater recharge of 18 % of precipitation. The last study on this topic (Xunta de Galicia, 2011) highlighted the large uncertainty in the process of recharge quantification in Galicia-Costa due to the high heterogeneity of the medium, and used three different methodologies to estimate the renewable resources to be between a range of 3023 and 3689 hm³ yr⁻¹.

Groundwater recharge to shallow unconfined aquifers is complex and is dependent upon the occurrence, intensity, and duration of precipitation, temperature, humidity and wind velocity, as well as the characteristics and thickness of the soil and rock above the water table, the surface topography, vegetation, and land use (Memon, 1995). Groundwater recharge shows significant spatial and temporal variability as a consequence of variations in climatic conditions, land use, irrigation and hydrogeological heterogeneity (Sharma, 1989). The heterogenic hydrogeological characteristics of Galicia-Costa (mainly due to the variable fracturing degree of the bedrock) require a different approach for recharge

quantification and a more comprehensive study to take this variability into account.

Groundwater recharge can be quantified by different methods addressed at different hydrological zones to evaluate different timing of recharge, from potential values in the soil to some-delayed and smoothed net estimates in the saturated zone. Some approaches for recharge calculation are the water-table fluctuation method, seepage meters, lysimeters, isotopes, chloride mass balance (CMB) and different modeling approaches. Each technique has advantages and disadvantages, and choosing the appropriate method for a particular site and study is often difficult. Selection must be made based on different considerations: space/time scale factors, range, and the reliability of recharge estimates based on different techniques (Scanlon et al., 2002). Uncertainties in each approach to estimating recharge underscore the need for the application of multiple techniques to increase the reliability of recharge estimates (Scanlon et al., 2002). Ideally, as many different approaches as possible should be used to estimate recharge.

In this study, two independent methodologies were applied. Firstly, a hydrological model, based on water-table fluctuations and water-budget calculations using both surface-water and groundwater inputs, was used to estimate groundwater recharge to shallow aquifers. This hydrological model was applied to 9 small-size catchments ranged from 0.23 to 26.26 km² representatives of the main geologies and climates existing in the Galicia-Costa district. Subsequently, a tracer technique (CMB) was used in order to cross-validate the results obtained by the principal methodology. The results obtained for these pilot catchments were finally extrapolated to the whole district by means of a GIS tool to assess the groundwater in Galicia-Costa. Extrapolation was carried out according to geological and climatic criteria.

Both water balance models and CMB are proper methods for a watershed or regional approach (Flint et al., 2002). While CMB presents the advantage of being a simple concept with few parameters needed, it also has several limitations such as assumptions not completely valid for fractured rocks or the high variability of Cl⁻ deposition rate with time; these limitations increase the uncertainties of its results, for this reason CMB results are used only to compare with water balance model results. In contrast, limitations of water balance models, as equivalence of shallow infiltration and recharge (Flint et al., 2002), can be easily assumed for shallow aquifers present on fractured bedrock, while strengths as spatial and temporal distributions of recharge are desirable capabilities of the modeling approach. Furthermore, where land uses and soil types are relatively uniform and limited data determines the choice of model, simple models provide a reasonable basis for long-term recharge estimates at the catchment scale compared to complex distributed models (Bradford et al., 2002).

There are two major objectives in this study: first to quantify groundwater recharge in the two main geologies present

in Galicia-Costa (granites and metasedimentary rocks) by using two different techniques, their comparison and the sensitivity and uncertainty analysis of the estimates; secondly, to globally assess the groundwater resources in Galicia-Costa by means of parameterization of recharge and its GIS-supported extrapolation as well as the analysis of the spatial and temporal variability of the resource.

2 Description of the study area

The Galicia-Costa hydrologic district is located on the North West coast of Spain (Fig. 1). It contains all of the watersheds entirely located inside the Autonomous Region of Galicia and extends over 13 072 km², where more than 2 000 000 people are settled. This means 44 % of the Galician territory and 75 % of its population. Due to the existence of many small aquifers developed on fractured and weathered bedrock throughout the district and the difficulty of individually characterizing each separate aquifer, an aggregate approach was required for the study of the Galician hydrogeology. Accordingly, the whole territory was considered as a continuous groundwater body that must be protected. For a management purpose, the Galician Water Administration (Augas de Galicia) defined 18 groundwater bodies following geographic and topographic criteria rather than geologic criteria. The boundaries of each groundwater body coincide with the linked river watershed (Xunta de Galicia, 2003). These groundwater bodies really are the sum of a number of small disconnected aquifers.

The main sources of the high recharge heterogeneity existing in Galicia-Costa are the different geology, the bedrock fracturing degree and the hydroclimatological conditions.

From a geological standpoint, Galicia-Costa can be divided into two main blocks (IGME, 2004): granitic rocks occupy approximately 38 % of the area, and metamorphic rocks (mainly slates, schist and gneisses) occupy 54 % of the total area (the remaining area corresponds to water bodies, quaternary deposits and a minimal area of limestone). Both groups of rocks have traditionally been considered to have very low permeability. However, they are frequently highly fractured and weathered, thus allowing the storage of a considerable volume of water in the secondary porosity. As shown in Fig. 1, the bedrock presents a vast net of faults and fractures. Some areas are especially fractured (e.g. northern quartzites), while other rock units are basically fresh (e.g. the Ordes Complex in central Galicia).

The weathering front in crystalline rocks is not continuous and the thickness of the regolith differs from place to place. Generally, in lowland areas, valleys and highly fractured areas, the weathering depth varies from 5 to 20 m (Molinero Huguet et al., 1998; Wilson, 1998; Sequeira Braga et al., 2002); while in mountain and hilly areas, the superficial weathering cover is very thin (<3 m) (Samper et al., 2006). Similarly, the depth of fracturing crystalline rocks

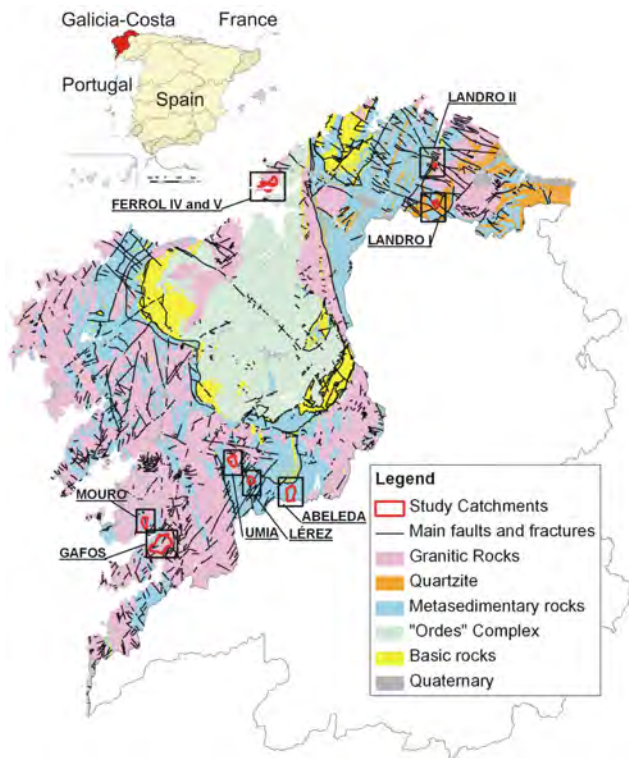


Fig. 1. Location of the hydrologic district of Galicia-Costa in the Spanish hydraulic division, the study catchments and geological map (elaborated from GEODE geological map; IGME, 2004).

varies significantly from site to site depending on the tectonic history of the rock. In a granitic site, Molinero Hugué et al. (1998) limit the rock with a high density of fractures to a depth of lower than 50 m, whereas geophysical surveys in a schistose site reported depths of fractured rock within a range of 30 to 100 m (Dafonte and Raposo, 2009).

From the coast line to the mountainous inland in Galicia-Costa (Galician Dorsal) there is also a high gradient of temperatures, evapotranspiration and precipitation ($900\text{--}2500\text{ mm yr}^{-1}$). Because the Galician aquifers are highly rain-recharge dependent and the residence time of the water in these aquifers is very short (Soriano and Samper, 2000; Samper, 2003; Raposo et al., 2010), climate conditions are relevant in the determination of the amount of recharge.

Land cover in Galicia-Costa is characterized by forest and grassland mixed mosaics, with scattered small cultivation plots. Agriculture is mainly rain fed, therefore effects of irrigation on recharge can be neglected.

In order to characterize the aquifers in Galicia-Costa, nine lumped hydrological models were performed in small-size basins ($0.23\text{--}26.26\text{ km}^2$). The different lumped models cover granitic, quartzite and metasedimentary rocks, in both coastal and inland areas, thus the different recharge rates in each condition can be analyzed.

3 Hydrological model

Visual Balan v2.0 (Samper et al., 2005) is a water balance model for the simultaneous modeling of daily water balances in the soil, in the unsaturated zone and in the aquifer that takes into account the main processes of water flow in underground media. Parameter optimization is conducted by calibrating against multiple targets, such as groundwater levels and stream flow rates. Inclusion of both surface water and groundwater as input data provides a framework that can be used to check continuity and better constrain model parameters and thus provides more reliable results than obtained only from surface-water data.

Visual Balan v2.0 is a lumped model and provides a single recharge estimate for the entire catchment, thus it can only be applied to small catchments and requires upscaling in order to cover an entire hydrologic district. On the other hand, small-scale applications allow more precise methods to be used to measure or estimate individual parameters of the water balance equation (Healy et al., 1989).

Visual Balan has proven reliable and robust when reproducing measured values of prolonged monitoring tasks that were carried out in several catchments of NW Spain (Martínez et al., 2006; Raposo et al., 2010; Samper et al., 1997, 1999; Sena and Molinero, 2009; Soriano and Samper, 2000), and for recharge evaluation in other regions of Spain and Latin America (Candela et al., 2009; Carrica, 2004; Castañeda and García-Vera, 2008; Espinha-Marques et al., 2011; Garcia-Santos and Marzol, 2005; Jiménez-Martínez et al., 2010; Samper and Pisani, 2009; Weinzettel et al., 2002).

This model presents the advantages of using data that can be easily measured or estimated with reasonable accuracy (Jiménez-Martínez et al., 2010). Unknown parameters are calibrated by comparing computed stream flows and/or piezometric heads to measured data. The main input variables are daily temperature, precipitation, wind velocity, sunshine duration, relative humidity, and underground media parameters (i.e., soil thickness, porosity, field capacity, wilting point, hydraulic conductivity, curve number and recession and storage coefficients). The outputs of the model are the water balance components (runoff, interflow, vegetal interception, ET_a and groundwater recharge) and the modeled groundwater levels and/or stream discharge rates.

According to Samper et al. (2005) there are three different regions in underground media: (1) the edaphic soil, where flow is mainly vertical and there is infiltration of rainfall and irrigation water, as well as evaporation and transpiration processes, etc.; (2) the unsaturated or vadose zone, where vertical (percolation) and horizontal flows (interflow) coexist; and (3) the aquifer, or saturated zone, that may have discharge flows such as springs and streams. Figure 2 shows the conceptual model for water flow between these three components.

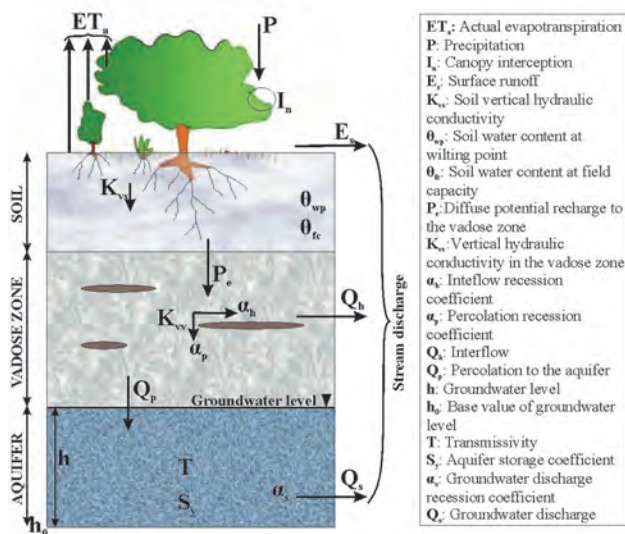


Fig. 2. Main components of water balance considered under the framework of the computer program Visual Balan (Samper et al., 2005).

3.1 Soil water balance component

The water balance in soil is represented by

$$P + I_r - I_n - E_s - ET_a - P_e = \Delta\theta \tag{1}$$

where P represents precipitation, I_r is irrigation, I_n is canopy interception, E_s is runoff, ET_a represents the actual evapotranspiration, P_e is potential recharge to the vadose zone and $\Delta\theta$ is the variation of soil water storage. Each component is expressed as cumulative water volume per surface unit during a time interval Δt (in this study Δt equals one day, and the unit is mm). Because there are no significant irrigated areas, the present study considered daily precipitation as the only inflow of water in the balance. Further, this approach assumes a sequential model simulation for interception, runoff, evapotranspiration and the recharge process.

Canopy interception (I_n) is the fraction of precipitation intercepted by vegetation (e.g. leaves, branches, stems and trunks). It was derived from Horton’s (1919) empirical formula that describes a linear relationship between intercepted volume (I_n) and total precipitation on vegetation (P_d) in a rainfall event:

$$I_n = S_d + \gamma \times P_d \quad \text{if } P_d > \frac{S_d}{1 - \gamma}$$

$$I_n = P_d \quad \text{if } P_d \leq \frac{S_d}{1 - \gamma} \tag{2}$$

where S_d and γ are empirical parameters related to the type of vegetation and plant height.

The surface runoff estimation (E_s) is derived from the curve number method (Soil Conservation Service, 1986),

which is based on the relations between water losses and precipitation. Before runoff occurs, a precipitation threshold (P_0) due to interception, infiltration and superficial storage reduces the precipitation available for runoff to $P - P_0$. P_0 can be empirically obtained as a function of tabulated values of curve number and E_s is calculated according to

$$E_s = \frac{(P - P_0)^2}{P + 4P_0} \tag{3}$$

Potential evapotranspiration (ETP) can be calculated by the hydrological model using different methods. The FAO Penman-Monteith method (Allen et al., 1998) was chosen for this study because it is the method which provides the most reliable estimations in all regions and climates. A relevant step for recharge estimation is an accurate determination of actual evapotranspiration (ET_a), since it can be significantly below ETP for long periods of time during the dry season. The Penman-Grindley method (Samper et al., 2005) was used to relate ET_a with ETP. The relation varies depending on whether the soil water deficit (θ_{swd}) is higher than a threshold value (CRPG):

$$ET_a = W + CEPG \times (ETP - W) \quad \text{if } \theta_{swd} > CRPG$$

$$ET_a = ETP \quad \text{if } \theta_{swd} < CRPG \tag{4}$$

In the above equation, W represents the input water (available water), $\theta_{swd} = \theta_{fc} - \theta$, where θ_{fc} is the soil water content at field capacity and θ the current soil-water content, CEPG is a factor between 0 and 1, and CRPG constitutes the hydric deficit limit value and ranges between 0 and field capacity minus soil water content at wilting point ($\theta_{fc} - \theta_{wp}$). All parameters are expressed as equivalent height of water (mm) during a time interval Δt .

The diffuse potential recharge to the vadose zone (P_e) was computed by the following logistic function (Samper et al., 2005). It assumes that the soil is homogeneous and isotropic and that there is no direct recharge through soil cracks and preferential flow pathways:

$$P_e = \frac{K_{vs}}{1 + \beta e^{-\frac{\theta}{\alpha}}} \tag{5}$$

where K_{vs} is the soil vertical hydraulic conductivity in mm day^{-1} , given that $\alpha = (\Phi_s - \theta_{fc})/4$ and $\beta = e^{(2 + \frac{\theta_{fc}}{\alpha})}$.

3.2 Vadose zone water balance component

Potential recharge (P_e) constitutes the only entry of water to the vadose zone from the edaphic soil zone, while outputs of water can occur horizontally as interflow (Q_h) and vertically as percolation to the aquifer (Q_p), according to the following expressions:

$$Q_h = \alpha_h \times V_h \tag{6}$$

$$Q_p = K_{vv} + \alpha_p \times V_h \quad (7)$$

where V_h is the water volume stored in the vadose zone (in mm), K_{vv} is the vertical hydraulic conductivity in the vadose zone (in mm day⁻¹), α_h and α_p are recession coefficients for interflow and percolation (in day⁻¹). Conceptually, interflow is related to the presence of perched aquifers in the vadose zone and α_h depends on the average terrain slope, the distance traveled by the interflow along the hillside, the horizontal hydraulic conductivity and the drainable porosity in the vadose zone; α_p is related with the distance between the perched level and the regional groundwater level, the vertical hydraulic conductivity and the drainable porosity in the vadose zone. An explicit scheme (Samper et al., 2005) was applied for solving water balance in the vadose zone.

3.3 Aquifer water balance component

As Visual Balan is a lumped model, water balance in the aquifer was solved by considering each catchment as a single cell, where water inputs and outputs determine the oscillation of the groundwater level at each Δt . This simplification can be assumed by taking into account the small size of pilot catchments considered in this study. The only entry of water to the aquifer from the vadose zone (that links both underground media) is the vertical percolation (Q_p), while groundwater discharge (Q_s) represent the only output. The aquifer balance Eq. (8) relates these inputs and outputs with the variation of the stored water volume (ΔV_a):

$$(Q_p - Q_s)\Delta t = \Delta V_a \quad (8)$$

The greater the water volume stored in the aquifer, the greater the groundwater discharge is, proportionally to a discharge recession coefficient (α_s):

$$Q_s = \alpha_s \times \Delta V_a \quad (9)$$

The water volume in the aquifer (V_a) and the groundwater level (h) are referred to as a base value (h_o), which corresponds to a volume V_{ao} . The water volume stored over the base value, $\Delta V_a = (V_a - V_{ao})$, is related to the change of level $\Delta h = (h - h_o)$ through the storage coefficient of the aquifer (S_y):

$$\Delta V_a = S_y \times \Delta h \quad (10)$$

The model calculates on a daily basis the water level and the water stored volume in the aquifer; this allows a comparison between measured and simulated groundwater levels. Similarly, daily measured discharges in streams can be compared to those calculated by the model as the sum of surface runoff (E_s), interflow (Q_h) and groundwater discharge (Q_s).

4 Chloride Mass Balance (CMB)

The climatic component in groundwater chemical composition (Custodio, 1997; Murphy et al., 1996) is a function of the average chemical composition of precipitation. An accurate knowledge of this component allows explaining the presence of some ions in the groundwater and also can be used to estimate the average groundwater recharge by means of the mass balance of chemical components with a rainfall origin (Allison and Hughes, 1983; Rosenthal, 1987).

The chloride ion (Cl^-) is ideal to perform chemical balances because it remains inert during the recharge process (there is no significant long-term exchange with the environment) and, unlike water, it remains in the soil after evapotranspiration processes. It is also highly soluble and usually has a known marine origin. This technique was widely used, both in the vadose zone and in the saturated-zone (Cook and Böhlke, 2000; Eriksson and Khunakasem, 1969; Sami and Hughes, 1996; Wood and Sanford, 1995). This study uses the CMB approach to evaluate the direct rainfall recharge, using sampling from the saturated-zone. The CMB approach spatially integrates recharge over areas upgradient from the measurement point. However, problems with extrapolating point-source data to determine spatial variability of recharge remain. For that reason the specific results obtained by this technique will be mainly used for comparison with the hydrological model results.

The mass of Cl^- deposition into the system is the sum of wet deposition dissolved with precipitation and dry fallout, while runoff and groundwater recharge constitute the system outputs:

$$P \times C_p = R \times C_{aq} + I \times C_i \quad (11)$$

where R is the average net recharge (mm yr⁻¹); P represents average annual precipitation (mm yr⁻¹); I is the average runoff (overland and interflow); C_p is the effective average Cl^- concentration in precipitation (mg l⁻¹), including the contribution from dry fallout; C_{aq} is the measured Cl^- concentration in groundwater (mg l⁻¹); and C_i is the average Cl^- concentration in runoff and interflow (mg l⁻¹).

A zero surface runoff assumption is usually made for arid and semiarid climates, which simplifies the Eq. (11). However, although substantial surface runoff does not often occur in Galicia due to the high permeability of sandy soils, runoff can concentrate in washes or flows laterally along the soil/bedrock interface at the base of side slopes as interflow, which cannot be neglected. In humid climates the overestimation of recharge due to ignoring the chloride contribution by runoff and interflow may reach 50 % of the estimation (Alcalá and Custodio, 2008b).

Due to the lack of chloride concentration data in runoff, a concentration factor (F_c) for calculating the chloride concentration in runoff from chloride concentration in rainfall can be used. According to Prych (1998) F_c is only slightly above 1 in humid climates. In Northern Spain, González-Arias et

al. (2000) calculated an F_c between 1 and 2, while Alcalá (2005) restricted its range to between 1 and 1.5 and provided only one F_c data for Galicia-Costa equal to 1.17. Assuming a homogenous concentration factor for the entire Galicia-Costa, groundwater recharge can be calculated as the following:

$$R = (P - I \times F_c) \times \frac{C_p}{C_{aq}} \quad (12)$$

This method appears to be valid for a first approximation of recharge in Galicia-Costa, as judged by its consistency with most other data sets discussed in this paper.

5 Data compilation and model setup

Model calibration was based on water monitoring data obtained at discharge gauges stations and wells within the study area. There is at least one well or a gauge station at the watershed outlet for each pilot catchment (Fig. 3). Where both water data are available a more accurate calibration can be carried out. Water table data were measured in wells on a weekly basis. The most practical and most commonly used method of measuring the discharge of a stream is the velocity-area method (World Meteorological Organization, 1980). Stream water velocity was measured on a weekly basis using a mini current meter. A stage-discharge relationship was developed for each gauge station. Most of the streams were monitored with automatic water-level pressure sensors that collect data on a 10-min basis in order to calculate continuous stream discharge. Daily average stream discharges were aggregated from 10-min data.

Daily precipitation, average air temperature, daily sunshine duration, relative humidity, wind speed and relationship between diurnal and nocturnal wind are the climate data required by the models. For this study, the historical climate inputs were obtained from 8 weather stations located in or close the studied catchments (Penedo do Galo, Muras, Fraguella, CIS-Ferrol, Pereiro, Mouriscade, Monte Castrove and Lourizan). All of them belong to the weather station network of Meteogalicia (Galician Meteorological Service), with the exception of the Muras weather station belonging to the University of Santiago de Compostela and placed specifically for this study. Missing data in the historical records were filled by linear correlations from the nearest complete weather stations using statistical regressions. The missing data were estimated from the data of the closest complete station, and were adjusted by the ratio of the long-term means for the whole historical series. The map of average precipitation in Galicia-Costa (Fig. 3) was built with the data from the Hydrological Plan of Galicia-Costa using 151 pluviometric stations (Xunta de Galicia, 2003).

An initial value of model parameters was obtained by either field measurements (i.e., soil thickness), bibliography (i.e., hydraulic conductivity, porosity, field capacity and

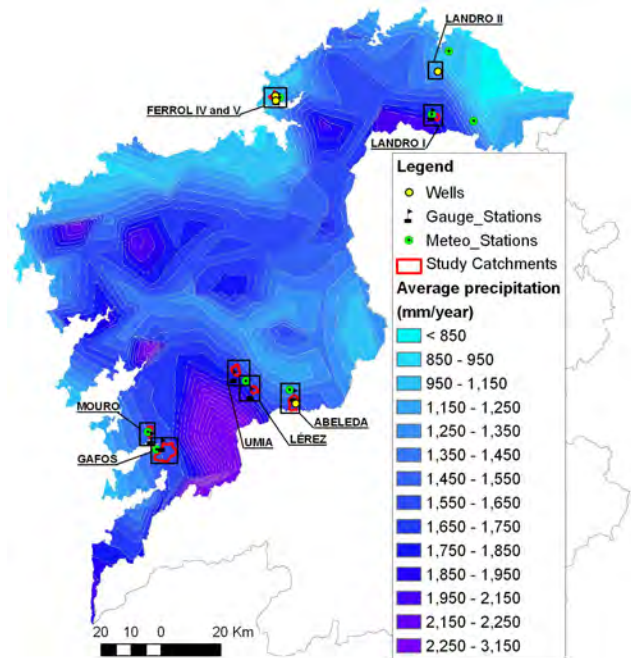


Fig. 3. Location of weather stations, wells and discharge gauge stations used for modeling the study catchments, and average precipitation map for Galicia-Costa built with data from Hydrological Plan of Galicia-Costa (Xunta de Galicia, 2003).

wilting point) (Barral et al., 1998; López et al., 1998; Paz-González et al., 2001, 2003), tabulated data (i.e. curve number) (Soil Conservation Service, 1986) or values used for other close and similar catchments (i.e., recession and storage coefficients) (Samper et al., 1997, 1999; Soriano and Samper, 2000).

6 Model calibration and results

Visual Balan includes an automated calibration procedure based on Powell's method of multidimensional minimization (Press et al., 1989).

The calibration process consists of an initial autocalibration of the most sensible parameters with a starting point of the initial range of values recommended by bibliography or used in similar catchments. Finally, a more accurate manual calibration based on knowledge of the hydrogeological behavior of the catchments was performed.

There is a positive gradient between precipitation and altitude on the Southwest gradient of Galicia due to a rise of precipitation induced by orographic lift, whereas a rain shadow effect is observed from the coastal mountain range to the inland areas (Carballeira et al., 1983). Due to this Foehn effect, Pereiro weather station collects a lower amount of precipitation compared to the Umia catchment, and therefore measured rainfall is not completely representative for the Umia

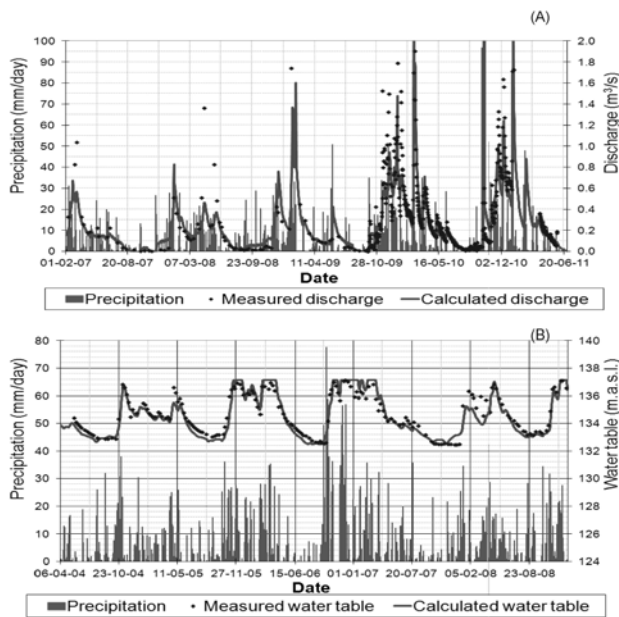


Fig. 4. Modeled versus measured flow rates in Abeleda Catchment (A) and modeled versus measured water table levels in Ferrol V Catchment (B).

model. A correction factor of 1.1 was applied for correcting gauged rainfall, according to the observed precipitation gradient for this location (Fig. 3).

The main parameters changed during the calibration process were: soil thickness, soil hydraulic conductivity, the percolation, interflow and aquifer recession coefficients, curve number and the aquifer storage coefficient (Table 1). However, they still remain in acceptable ranges according to bibliographic values for similar terrains in the region (Soriano and Samper, 2000; Franco Bastianelli, 2010).

Visual Balan models can be calibrated using water table series, discharge series or both types of data. The calibration criterion used in each catchment is shown in Table 2. Aquifer storage coefficient is only used by the model when water table data is available (i.e., Abeleda, Ferrol IV, Ferrol V and Landro II catchments). For the remaining catchments the aquifer storage coefficient cannot be computed, because the groundwater component of the model does not use this parameter for discharge calculations.

Figure 4 shows the accordance obtained for modeled versus measured flow rates and water table levels in two of the study catchments. The water level plateau in Fig. 4b corresponds with the terrain surface. Water table in Ferrol V catchment is usually close to surface. During very rainy winters (like the period from 2005–2007), the water table almost reaches the terrain surface and soil saturation and ponding occurs occasionally. When the water table reaches the terrain surface, infiltration dramatically decreases and the model forces all the new water inputs to flow as run-off.

A validation process was not carried out for two reasons: firstly, a validation is not strictly necessary as no predictions are made with the model and the model is mainly used to derive the relation between recharge and precipitation; and secondly, available historical data series (of water table and discharge rates) for the studied catchments are too short, therefore, they may not be divided into two significant periods (one for calibration and other for validation).

According to Winter (2001), climate, topography and the geologic framework are the three main factors in the hydrologic landscape that control water flow. Rainfall supplies the land surface with water, the soil allows the water to infiltrate into the water table, and the geologic framework provides the permeability necessary for deeper flow. If the climatic and soil conditions allow recharge to reach the water table at a rate greater than the saturated zone can transmit the recharge away, then the permeability of the geologic framework controls the recharge rate. In this situation the underground water storage backs up to the point that excess infiltration is diverted overland, thus leading to a relatively shallow water table. In regions with relatively humid climate or low topographic relief, the geologic framework controls the rate of recharge (Sanford, 2002). These are the conditions present in Galicia, with high average precipitation and thin soils with relatively high permeability, and the groundwater recharge is usually limited by the permeability and storage capacity of deep fractured bedrock. As a result of these conditions, water balance is usually dominated by interflow that flows laterally along the soil/bedrock interface.

In fact, it is not possible to establish a good relationship between groundwater recharge and annual precipitation; the percentage of recharge varies in this study from 13.7 % to 38.6 % depending on the catchment (Table 2). The same conclusion was reached in studies carried out in similar aquifers in northern Portugal, where recharge varied widely from 1 % to 44 % depending on the catchment (Alencão et al., 2000; Da Silva Lima and Oliveira da Silva, 2000; Marques da Costa, 2000; Martins Carbalho et al., 2000; Mendes Oliveira and Lobo Ferreira, 2000; Pereira, 2000). The addition of geological criteria, reflecting the significant influence of the geologic framework on groundwater recharge, is clearly necessary.

The statistical criteria used to evaluate the hydrologic goodness of fit were the coefficient of determination (R^2) and the model efficiency or Nash-Sutcliffe coefficient (E) (Nash and Sutcliffe, 1970). Both coefficients are highly affected by good matching records of high values. Errors in discharge measurement increase substantially during floods. As the main goal of this study is to evaluate the groundwater recharge responsible for the stream base flow, the relative Nash-Sutcliffe efficiency criteria (E_{rel}) was also used for a more sensitive assessment during low flow conditions (Krause et al., 2005). The coefficient of determination for observed versus predicted daily stream flow in the different studied basins ranged from 0.74 to 0.98. The model

Table 1. Main parameters changed during the calibration process of the hydrological model and UTM coordinates of watersheds outlets.

Parameter	Gafos	Lérez	Abeleda	Ferrol IV	Ferrol V	Landro I	Landro II	Umia	Mouro
Soil thickness (m)	1.43	0.65	0.65	1.61	1.50	0.60	1.61	2.02	1.10
Hydraulic conductivity (K_{vs}) (mm h^{-1})	7.20	18.18	6.84	4.41	6.84	10.01	9.49	5.06	3.54
Percolation recession coeff. (α_p) (day^{-1})	0.2476	0.2887	0.071	0.0397	0.6931	0.5915	0.2456	0.6125	0.7461
Interflow recession coeff. (α_h) (day^{-1})	0.4621	0.3151	0.271	0.287	0.6301	0.2175	0.5509	0.3587	0.5776
Aquifer recession coeff. (α_s) (day^{-1})	0.0277	0.062	0.03843	0.07749	0.0866	0.0184	0.009	0.2376	0.04067
Aquifer storage coeff. (S_y)	–	–	0.01302	0.002664	0.00276	–	0.0051	–	–
Curve number	55	55	55.2	60.3	56	55	60	40	44.15
UTM-X*	529 424	557 706	572 784	559 523	554 284	611 800	612 608	551 998	525 630
UTM-Y*	4 697 051	4 719 160	4 716 860	4 815 354	4 813 489	4 813 896	4 828 403	4 721 740	4 699 058
Basin area (km^2)	26.26	6.23	9.88	2.18	0.32	3.20	0.47	6.88	3.67
Dominant geology	Granites	Schist	Schist	Granites	Granites	Granites/ Quartzite	Granites	Granites	Gneisses/ Schist

* Projected Coordinate System: WGS 1984 UTM, Zone 29° N.

efficiency ranged from 0.70 to 0.82. A better fit was obtained during low flow rates, as shown by the Relative Nash-Sutcliffe index with a range of 0.76 to 0.87 (Table 2). In this study, two main geological blocks with different hydrogeological behavior were considered in Galicia-Costa: (a) quartzite and granitic rocks; and (b) metasedimentary rocks (slates, schists and gneisses). Although quartzite is a metamorphic rock, from a hydrogeological point of view and for the purposes of this study, it is considered to be more similar to granites due to its weathering products and high bedrock fracturing degree that favors greater water storage capacities. On the contrary, Galician schist and slates usually have closed fractures at high depth (Samper, 2003) and thus their aquifer storage capacity is filled quickly during high precipitation.

When all available recharge estimations in Galicia and Northern Portugal are plotted distinguishing the hydrogeology framework (Fig. 5), a clear relationship is observed ($R^2 > 0.9$). Groundwater recharge increases with precipitation according to a logistic curve, but the recharge threshold and growing rate are clearly different. The small thickness of soil usually present on schists (except in the “Ordes” Complex) favors groundwater recharge even during low rainfall, while in the same conditions the deeper soil that may form in granite terrains favors evapotranspiration. An asymptotic limit due to the aquifer storage capacity is also observed (Alencão et al., 2000). This limit is higher in granitic and quartzitic aquifers than in metasedimentary aquifers due to the greater secondary permeability observed in granites and quartzite versus slates, schists and gneisses. Therefore, granite formations are more interesting for groundwater purposes in areas with high precipitation, while schists are better under moderate rainfall conditions.

Temporal variability of groundwater recharge was obtained for the nine pilot catchments, based on the daily water balance model. Distribution of groundwater recharge throughout the year is strongly dependent on rainfall and presents only minor differences depending on the geological

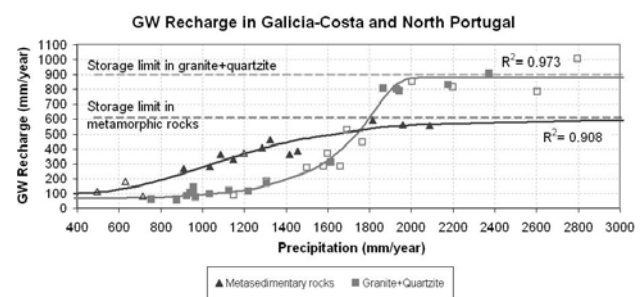


Fig. 5. Relationship between groundwater recharge and precipitation, depending on the geology. Filled symbols correspond with data gathered in Galicia-Costa area; other data were gathered from catchments in the nearby Northern Portugal.

framework, following a similar pattern to precipitations. 74 % of groundwater recharge is concentrated in the first six months of the hydrologic year, while during the summer (July, August and September) only 6.7 % of the total recharge occurs (Fig. 6).

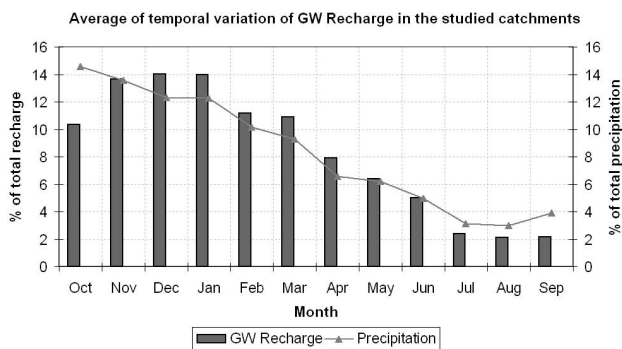
The unequal temporal distribution of rainfall and groundwater recharge, in combination with the limited storage capacity of fractured bedrock aquifers (average storage coefficient equal to 0.0059) and the short residence time of groundwater in them (average recession coefficient equal to 0.066 day^{-1} and average time of semi-depletion of groundwater discharge equals to 22.85 days) reduces the availability to develop this resource to supply big cities.

7 Chloride mass balance results

Strong spatial variability in chloride deposition in coastal areas is one difficulty encountered in appropriately applying the CMB method. Coastal distance appears to be the most significant factor controlling chloride deposition in the study area; it can reach up to 70 % of the spatial variability in chloride deposition (Guan et al., 2010).

Table 2. Results and evaluation of the hydrologic goodness of fit in the studied catchments.

Basin (calibration criteria)	Gafos (discharge)	Lérez (discharge)	Abeleda (discharge/water-table)	Ferrol IV (discharge/water-table)	Ferrol V (water-table)	Landro I (discharge)	Landro II (water-table)	Umia (discharge)	Mouro (discharge)
Average precipitation (mm yr^{-1})	1488	1598	1183	1254	1250	2029	1022	1996	2089
ET _a (% P)	22.5 %	10.6 %	21.1 %	37.5 %	31.5 %	21.9 %	31.3 %	14.2 %	17.8 %
Groundwater Recharge (% P)	15.9 %	32.1 %	27.2 %	15.0 %	16.8 %	40.9 %	9.1 %	42.1 %	25.5 %
Run-off (% P)	11.0 %	9.3 %	3.7 %	6.8 %	3.8 %	11.6 %	2.7 %	0.02 %	5.1 %
Interflow (% P)	42.7 %	41.6 %	41.3 %	31.6 %	41.2 %	19.2 %	46.1 %	38.5 %	42.7 %
Rainfall interception (% P)	7.9 %	6.4 %	6.7 %	9.1 %	6.8 %	6.4 %	10.8 %	6.2 %	8.9 %
Coeff. R^2	0.8010	0.7413	0.7646/ 0.7369	0.8215/ 0.8025	0.8916	0.7850	0.9863	0.8579	0.7611
Nash-Sutcliffe	0.7014	0.7138	0.7489	0.8174	–	0.7460	–	0.7961	0.8218
Relative Nash-Sutcliffe	0.8530	0.8370	0.8480	0.7745	–	0.8732	–	0.8566	0.8185

**Fig. 6.** Temporal variability of groundwater recharge: average percentage of monthly groundwater recharge and precipitation along the year in the nine pilot catchments.

In order to compute the CMB, a comprehensive bibliographic revision was carried out looking for historic data of chloride concentration in rainfall in Galicia (Alcalá and Custodio, 2008a; Fernández-Sanjurjo et al., 1997; García-Rodeja et al., 1998; Gómez Rey et al., 2002; Prada-Sanchez et al., 1993; Silva et al., 2007; Vázquez et al., 2003). In order to uniformly cover all of Galicia-Costa, 122 rainfall samples were collected and analyzed in 2008 (a year with average precipitation within the normal range for Galician climate) from 56 locations where no bibliographic data were available (Fig. 7a). Samples were preferably taken close to the basins where any hydrological models were performed, in order to compare the results. This sampling procedure consisted of directly gathering rainwater in portable collectors during different salient rainfall events and immediately transporting the samples to the laboratory in order to avoid any possible evaporation effects on the subsequent chloride concentration analysis. This procedure assumes that Cl^- dry deposition is negligible due to the wet Galician climate and high frequency of rainfall events.

On the other hand, since 2007 groundwater chloride concentration has been analyzed on a bimonthly basis in 54 locations included in the groundwater quality network of Auga de Galicia (Fig. 7b). These chloride data were added

to groundwater samples collected in a sole field study in 2006 and the available bibliographic data (Alcalá, 2005; Rodríguez Blanco et al., 2003).

An interpolation by the inverse distance weighted method of punctual chloride data in groundwater and rainfall was carried out using a GIS tool.

Groundwater chloride concentration follows a geographical and topographical pattern (Guan et al., 2010): maximum concentrations of chloride are found in coastal areas, while minimum concentrations are found in inland mountainous areas (Fig. 7b).

Assuming in this study an average runoff (overland plus interflow) equal to 44.57 % of total precipitation (Table 2) and a homogeneous concentration factor equal to 1.17 (Alcalá, 2005), groundwater recharge was computed according to Eq. (12). Maximum groundwater recharge is reached in mountainous areas (e.g. Xistral, Suido and Testeiro Mountains) where high rainfall and high recharge rates converge (Fig. 7c).

A comparison of results was carried out wherever groundwater recharge was obtained by both methodologies (the hydrological model and the CMB) (Table 3). The consistency of these results confirms the validity of the computed groundwater recharge (Fig. 8).

8 Global groundwater resource assessment in Galicia-Costa

Reasonable estimates of recharge over extended areas can be derived using readily obtained field data without having to consider the complicating aspects of small-scale (local) variability (de Vries and Simmers, 2002). The combination of reliable local data and GIS technology offers promise for a better understanding and quantification of recharge over large areas (de Vries and Simmers, 2002).

A GIS tool, aimed at extrapolating the results obtained in all analyzed catchments, was used in the whole of Galicia-Costa. A geodatabase comprised of the main geological, geographical, meteorological and demographic data for the whole hydrologic district of Galicia-Costa was built. As a

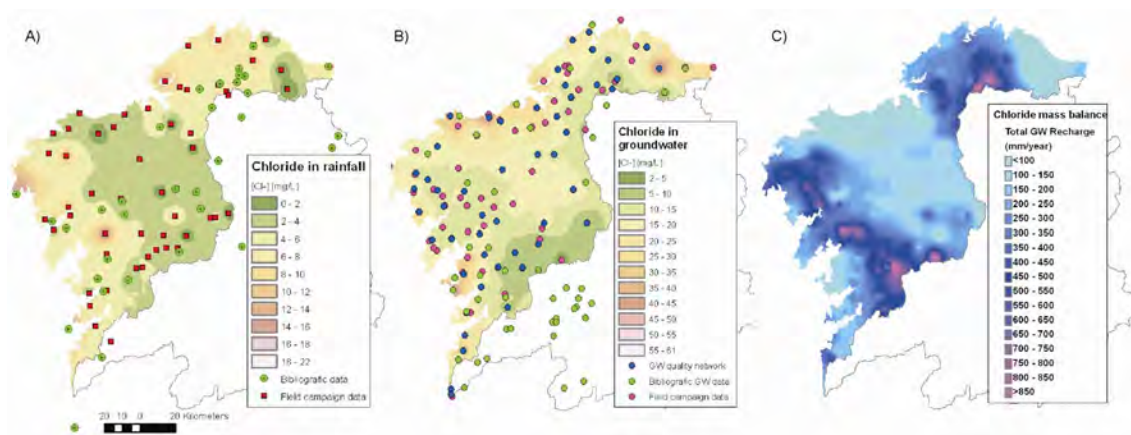


Fig. 7. Map of chloride concentration in rainfall (A), in groundwater (B), and groundwater recharge computed by chloride mass balance (C).

Table 3. Comparison of groundwater recharge computed by different methodologies.

Basin	[Cl ⁻] _{rainfall} (mg l ⁻¹)	[Cl ⁻] _{GW} (mg l ⁻¹)	Interflow + runoff (% Precip.)	Recharge rate (% precipitation)	
				Chloride mass balance	Hydrological model
Ferrol IV+V	12.54	35	41.65 %	18.37 %	15.9 %
Landro I	5.51	7.88	30.8 %	44.77 %	40.9 %
Lérez	4.47	6.03	50.9 %	29.98 %	32.1 %
Gafos	4.21	12.39	53.7 %	12.63 %	15.9 %
Umia	4.47	7.05	38.5 %	34.44 %	42.1 %
Landro II	7.57	20.71	48.8 %	15.68 %	9.1 %
Mouro	6.01	13.31	47.8 %	19.90 %	25.5 %
Valiñas	3.42	13.32	45.9 %*	11.89 %	8.8 %*

* Model data from (Samper et al., 1997).

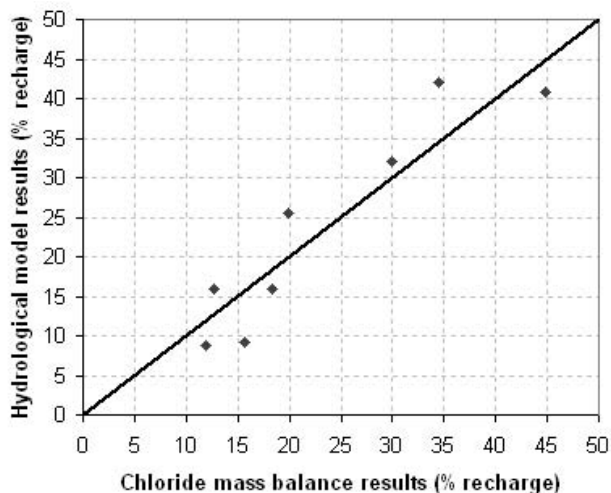


Fig. 8. Groundwater recharge computed by hydrological models versus chloride mass balance results.

function of simplified geology, the district was divided into four main blocks that were assumed to have similar hydrogeological behavior (Fig. 9a). Based on the studies carried out using the hydrological models in the pilot catchments cross-validated with the CMB, an equation as a function of annual precipitation was established to calculate the groundwater recharge for each one of the two main hydrogeological areas in Galicia-Costa: granites and quartzite (Eq. 13) and metasedimentary rocks (Eq. 14).

$$\text{Recharge} = 62.425 + \frac{822.215}{(1 + 11.44 \times e^{-0.0264 \times P + 47.98})^{0.139}} \quad (13)$$

$$\text{Recharge} = 88.425 + \frac{505.162}{(1 + 3.59 \times e^{-0.00275 \times P - 0.1143})^{5.336}} \quad (14)$$

These empirical equations, obtained by minimizing the quadratic error function, provide a good fit for the different calculated recharge rates available in Galicia-Costa and Northern Portugal versus precipitation (Fig. 5). They also allow a parameterization of recharge based on a few parameters depending on geology with a hydrogeological meaning (Eq. 15).

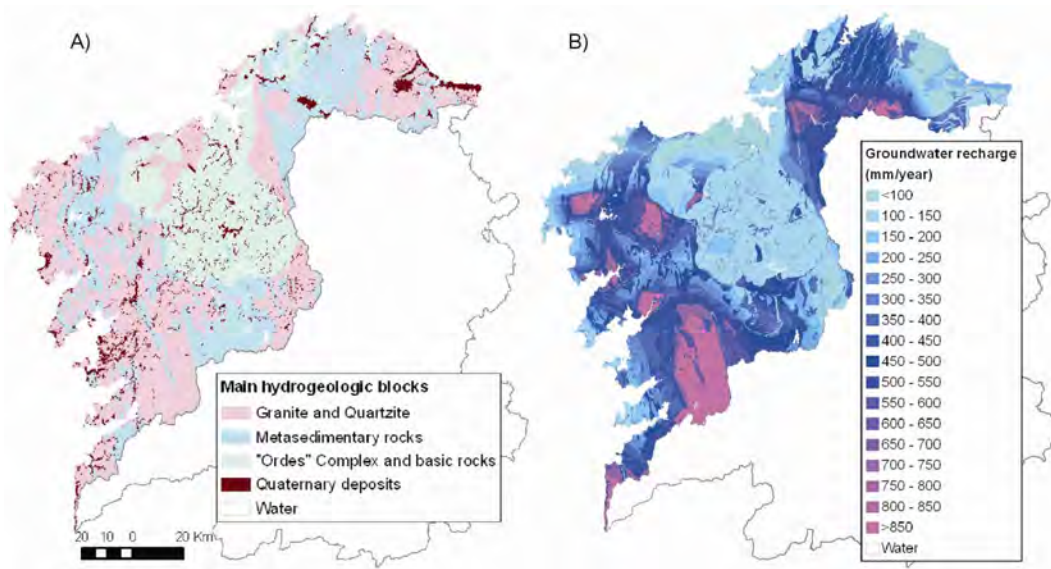


Fig. 9. Main geological units (A) considered for extrapolation of water balance models results and groundwater recharge (B) obtained for Galicia-Costa district by a GIS tool as a function of precipitation and geology.

$$\text{Recharge (mm yr}^{-1}\text{)} = A + \frac{K - A}{(1 + Q \times e^{-B \times P - M})^V} \quad (15)$$

where K and A represent the maximum and minimum asymptotic limits of recharge, B represents the recharge growth rate, P is the annual precipitation in mm yr^{-1} and Q , M and V are constants dependent on the geology.

Inside the metasedimentary rock group, the schistose Complex of Ordes, along with the neighboring basic and ultrabasic rocks, present a particular set of hydrogeological characteristics. Schists from the Complex of Ordes, compared to the rest of the slates, phyllites and schists present in Galicia, are less rich in quartz and therefore weathered more easily (Fernández and Macías Vázquez, 1985). Consequently, the soils that develop over the Complex of Ordes reach greater depths. These soils also present silt-loamy textures that make them susceptible to surface crusting processes; as a result groundwater infiltration during heavy rains is significantly reduced (Paz-González et al., 2001). According to the IGME (Hernández Urroz et al., 1981), the rocks that constitute the Complex of Ordes have a negligible primary permeability and a very low secondary permeability. This complex of rocks corresponds to the area with the lowest density of faults and fractures in Galicia-Costa (Fig. 1). This characteristic reduces the water storage capacity in the secondary porosity of the bedrock. For these reasons groundwater recharge rate in the Complex of Ordes is assumed to be lower than in the rest of the metasedimentary rocks. An average recharge of 8.4% of the precipitation (obtained from CMB) is assumed.

Finally, quaternary deposits represent a very low area in Galicia-Costa and the recharge coefficient for these detrital deposits is assumed to be 22% of the precipitation (Control y Geología S.A., 2005).

Figure 9b shows the spatial distribution of groundwater recharge in Galicia-Costa, depending on climatic and geological factors. Comparison of this map with those obtained by CMB (Fig. 8c) shows a consistency in the results. Results indicate that the water balance method is a powerful tool in understanding the main features of recharge processes when short time steps are used and the spatial variability of components is taken into account (de Vries and Simmers, 2002).

Total groundwater resources in Galicia Costa are significant. An annual groundwater recharge of 4427 hm^3 was estimated for the whole district, an amount significantly higher than estimated in previous studies. The greatest groundwater recharge rates occur in southwestern granitic areas with a high annual precipitation (Fig. 9b).

Due to the large temporal and spatial variability of groundwater recharge, its short residence time, the limited storage capacity of Galician fractured bedrock aquifers, as well as the technical difficulties for its full pumping, groundwater resources are not enough for water supply to large cities; however, they are particularly suitable for water supply to small villages and scattered rural populations. According to recent statistical surveys there are almost 800 000 people (40.2% of the total population) in Galicia Costa living in villages of less than 500 people. With an average per capita water demand of 1391 day^{-1} in Galicia (INE, 2009), water consumption in rural areas reaches $40.5 \text{ hm}^3 \text{ yr}^{-1}$. This represents less than 1% of total groundwater resources, as calculated in the present paper. Therefore, the likely environmental impact

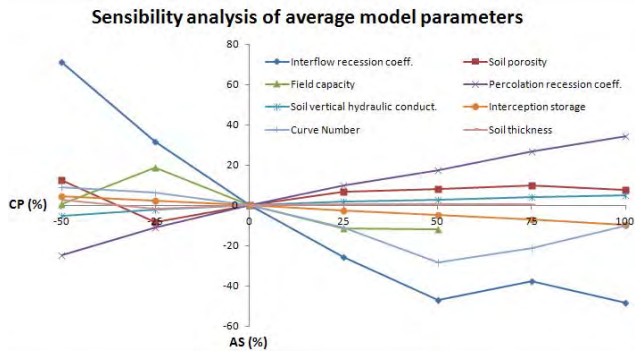


Fig. 10. Sensitivity analysis of model parameters on estimated recharge, average results for the nine pilot basins (only the eight most sensitive parameters are shown). CP is the relative change of a given variable or parameter and AS is the relative change in the recharge value.

derived from this use could safely be deemed negligible. This approach appears to be more sustainable than surface water-based solutions both from an ecological and economical point of view.

9 Uncertainty and sensitivity analysis

The estimation of groundwater recharge contains several potential sources of uncertainty related to the methodological approach used, the parameters estimation and/or the upscaling process.

Combining and comparing methods allows for the deviation of estimates provided by different techniques applied in the same hydrological zone to be known (Flint et al., 2002). Differences between punctual estimates with both methods used are lower than 7.7 % (Table 4)

The uncertainties associated with the model parameters were evaluated by computing the relative sensitivity criteria AS/CP (Eq. 16) defined by Jiménez-Martínez et al. (2010),

$$\text{Relative sensitivity} : \frac{AS}{CP} = \frac{|C_s - C_b| \times 100 / C_b}{|P_s - P_b| \times 100 / P_b} \quad (16)$$

where CP is the relative change of a given variable or parameter and AS is the relative change in the output (recharge) value, P_s and P_b are variable values used for sensitivity and calibrated base runs, respectively, and C_s and C_b are output data (recharge) computed in sensitivity and calibrated base runs, respectively. When tolerable ranges allows it, the magnitude of the parameter perturbation (CP) was fixed from -50 % to +100 % with respect to the original data. Figure 10 shows the effect on the estimated recharge in a series of simulations where each parameter was modified according to a fixed perturbation while all other parameters remained at their baseline values. Only the eight most sensitive parameters are shown. The most sensitive parameters are

interflow and percolation recession coefficients, curve number and field capacity. The sensitivity criteria AS/CP is lower than 0.35 for the remaining model parameters.

The main uncertainty source for recharge estimation by CMB is the lack of chloride concentration in runoff water data and the assumption of a unique concentration factor (F_c) for the whole of Galicia-Costa. A sensitivity analysis of F_c on recharge estimation was carried out by changing F_c in the range of values observed in Northern Spain from 1 to 1.5 (Alcalá, 2005). A high sensitivity was observed with an average variation of recharge estimates from -16.67 % to 32.35 % with respect to the baseline obtained with $F_c = 1.17$.

10 Summary and conclusions

A relation among groundwater recharge and total precipitation according to a logistic curve was found for both of the two main geologies in Galicia-Costa. These curves satisfactorily reproduced the estimated recharge values in several pilot basins along the study area during different hydrological years that includes a range of climatic conditions. Notable differences are observed in hydrogeological behavior of granite and metasedimentary rocks despite both are fractured crystalline rocks. Groundwater recharge is greater in schists than in granites when precipitation is moderate. However, schists present a lower storage capacity that limits recharge when annual precipitation is higher, whereas recharge in granites continues to rise at a high growth rate. Therefore, granite formations are more interesting for groundwater purposes in areas of high precipitation. It is remarkable that precipitation higher than 1800–2000 mm yr⁻¹ barely contributes to a recharge increase; as it fills the storage capacity in both rock types, the excess water is forced to flow as runoff and interflow.

Total groundwater resources in Galicia-Costa were estimated at 4427 hm³ yr⁻¹, significantly higher than in previous studies.

Main uncertainties in model recharge estimations are associated with the large number of used parameters. However, only a few parameters (i.e., interflow and percolation recession coefficients, curve number, and field capacity) present high sensitivity on recharge estimations. Since modeled discharge and water table levels strongly depend on these parameters too, an accurate daily calibration of the models is required for a correct estimation of these sensitive parameters.

Uncertainty of the recharge estimation using the CMB method is mainly related to the assumed F_c value. Because there is a large fraction of the water balance that corresponds to runoff (overland plus interflow), the chloride concentration measures in the runoff are necessary to accurately estimate recharge. Therefore, current estimates with a fixed F_c must only be considered as values of orientation.

Groundwater recharge shows a highly unequal spatial distribution in Galicia-Costa depending on the climatic and geologic factors. For example, maximum recharge is found in mountainous areas in the southwest where high annual precipitation and fractured granitic bedrock are present.

The large temporal variability of groundwater recharge, the short residence time of groundwater, the limited storage capacity and the small size of Galician aquifers on fractured bedrock make the exploitation of this resource difficult for large pumping centers. However, groundwater resources are particularly suitable for water supply to small villages and scattered rural populations by means of multiple small pumping centers. 40 % of the total Galicia-Costa population could be supplied by groundwater using less than 1 % of its total resources, with a minimum environmental impact.

Acknowledgements. This work has been co-funded by Augas de Galicia and the Galician government Xunta de Galicia, within the framework of research project INCITE09 203 072 PR and by the European Regional Development Fund (ERDF). The first author has been granted a F.P.U. fellowship by the Spanish Ministry of Education. The authors would like to thank the comments from the editor and two anonymous reviewers that undoubtedly improved the quality of this paper.

Edited by: I. Neuweiler

References

- Alcalá, F. J.: Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico [Recharge in Spanish aquifers by means of hydrogeochemical balance] thesis/masters, Universidad Politécnica de Cataluña, available at: <http://www.tdx.cat/handle/10803/6240;jsessionid=A4C27AD702E6C20580EED864246D3A1C.tdx> (last access: 2 December 2011), 2005.
- Alcalá, F. J. and Custodio, E.: Atmospheric chloride deposition in continental Spain, *Hydrol. Process.*, 22, 3636–3650, 2008a.
- Alcalá, F. J. and Custodio, E.: Flujo de cloruro por la escorrentía directa en España [Chloride flux by direct runoff in Spain], *Ingeniería del agua*, 15, 5–11, available at: <http://upcommons.upc.edu/revistes/bitstream/2099/10708/1/I-V15N1.pdf> (last access: 7 December 2011), 2008b.
- Alencão, A., Pacheco, F., and Ferreira, M. P.: A bacia hidrográfica do rio Corgo (NE Portugal): escoamento subterrâneo e parâmetros influentes [The basin of river Corgo (NE Portugal): groundwater recharge and involved parameters], in: *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, edited by: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., and Ribeiro, L., IGME, Madrid, Spain, 173–182, 2000.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., and Smith, M.: Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and drainage paper 56, FAO, Rome, 1998.
- Allison, G. B. and Hughes, M. W.: The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region, *J. Hydrol.*, 60, 157–173, 1983.
- Banks, D., Gundersen, P., Gustafson, G., Mäkelä, J., and Morland, G.: Regional similarities in the distributions of well yield from crystalline rocks in Fennoscandia, *Norg. Geol. Unders. B.*, 450, 33–47, 2010.
- Barral, M. T., Ariasa, M., and Guérif, J.: Effects of iron and organic matter on the porosity and structural stability of soil aggregates, *Soil Till. Res.*, 46, 261–272, 1998.
- Bradford, R. B., Ragab, R., Crooks, S. M., Bouraoui, F., and Peters, E.: Simplicity versus complexity in modelling groundwater recharge in Chalk catchments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 6, 927–937, doi:10.5194/hess-6-927-2002, 2002.
- Candela, L., von Igel, W., Javier Elorza, F., and Aronica, G.: Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (Majorca, Spain), *J. Hydrol.*, 376, 510–527, 2009.
- Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., and Santillán, E.: *Bioclimatología de Galicia [Bioclimatology of Galicia]*, Fundación Pedro Barrié de la Maza, A Coruña, Spain, 1983.
- Carrica, J. C.: Natural recharge evaluation of the aquifer in the upper Arroyo Napostá Grande basin, province of Buenos Aires, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59, 281–290, 2004.
- Castañeda, C. and García-Vera, M. A.: Water balance in the playalakes of an arid environment, Monegros, NE Spain, *Hydrogeol. J.*, 16, 87–102, 2008.
- Church, R.: Sensitivity testing of the methodology for groundwater recharge assessment, Report project WFD31, Sniffer, Edinburgh, 37 pp., 2004.
- Control y Geología S.A.: Estudio de caracterización de las masas de agua subterránea y el diseño de una red de control de las aguas subterráneas [Characterization of groundwater bodies and design of a monitoring network of groundwater], Expediente: EC01404AT, Santiago de Compostela, Spain, 2005.
- Cook, P. and Böhlke, J.: Determining timescales for groundwater flow and solute transport, *Environmental tracers in subsurface hydrology*, edited by: Cook, P. and Herczeg, A. L., Kluwer Academic Publishers, Boston, 1–30, 2000.
- Custodio, E.: Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos [Evaluation of rainfall recharge by means of chemical, isotopic and thermal environmental methods], in: *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*, edited by: Custodio, E., Llamas, M. R., and Samper, J., IGME, Las Palmas de Gran Canaria-Madrid, Spain, 83–110, 1997.
- Da Silva Lima, A. and Oliveira da Silva, M.: Estimativa da recarga em terrenos graníticos: uma discussão [Recharge estimation in granitic terrains: a discussion], in: *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, edited by: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., and Ribeiro, L., IGME, Madrid, Spain, 183–190, 2000.
- Dafonte, J. and Raposo, J. R.: Estudio del potencial hidrogeológico de las fincas de Bosques Naturales en Arzúa y Boimorto para el potencial aprovechamiento de las aguas subterráneas [Hydrogeological survey in the plots of Bosques Naturales for potential groundwater use], unpublished technical report, 2009.
- de Vries, J. J. and Simmers, I.: Groundwater recharge: an overview of processes and challenges, *Hydrogeol. J.*, 10, 5–17, 2002.
- Environment Agency: The North Cornwall Catchment Abstraction Management Strategy, 2005.

- Eriksson, E. and Khunakasem, V.: Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain, *J. Hydrol.*, 7, 178–197, 1969.
- Espinha-Marques, J., Samper, J., Pisani, B., Alvares, D., Carvalho, J. M., Chaminé, H. I., Marques, J. M., Vieira, G. T., Mora, C., and Sodr -Borges, F.: Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model, *Environ. Earth Sci.*, 62, 1219–1234, 2011.
- Estrela, T., Cabezas Calvo-Rubio, F., and Estrada Lorenzo, F.: La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España [The assessment of water resources in the White Book of Water in Spain], *Ingeniería del agua*, 6, 125–138, 1999.
- European Commission: Directive of the European Parliament and of the Council 2000/60/EC establishing a framework for Community action in the field of water policy, CELEX-EUR Official Journal L, 327, 1–72, 2000.
- Fernández, M. and Macías Vázquez, F.: Contribución a la caracterización químico-mineral gica de los esquistos del “Complejo de Ordes” [Contribution to chemical-mineralogical characterization of schists from the “Complex of Ordes”], *Cuad. Lab. Xe.*, 9, 469–494, 1985.
- Fernández-Sanjurjo, M. J., Vega, V. F., and García-Rodeja, E.: Atmospheric deposition and ionic concentration in soils under pine and deciduous forests in the river Sor catchment (Galicia, NW Spain), *Sci. Total Environ.*, 204, 125–134, 1997.
- Flint, A. L., Flint, L. E., Kwicklis, E. M., Fabryka-Martin, J. T., and Bodvarsson, G. S.: Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods, *Hydrogeol. J.*, 10, 180–204, 2002.
- Fornés, J. M., de la Hera, Å., and Llamas, M. R.: The silent revolution in groundwater intensive use and its influence in Spain, *Water Policy*, 7, 253–268, 2005.
- Fou p  Takounjou, A., Ndam Ngoupayou, J. R., Riotte, J., Takem, G. E., Mafany, G., Maréchal, J. C., and Ekodeck, G. E.: Estimation of groundwater recharge of shallow aquifer on humid environment in Yaounde, Cameroon using hybrid water-fluctuation and hydrochemistry methods, *Env. Earth Sciences*, 64, 107–118, 2010.
- Franco Bastianelli, S.: Estudio sobre las posibles causas de los da os en las edificaciones de un área del casco urbano de Ponteceso [Study on possible causes of damage to buildings in an urban area of Ponteceso] Technical report, INGEBAIRES, Vigo, available at: <http://www.ponteceso.net/informe/informefinal.pdf> (last access: 18 March 2012), 2010.
- García-Rodeja, E., Fernández-Sanjurjo, M. J., and Fernández-Vega, V.: Input-output ion fluxes in the River Sor catchment (Galicia, NW Spain), *Chemosphere*, 36, 1107–1112, 1998.
- García-Santos, G. and Marzol, V.: Groundwater recharge in a mountain cloud laurel forest at the Garajonay National Park (Spain), *Geophys. Res. Abstr.*, EGU2005-A-00942, EGU General Assembly 2005, Vienna, Austria, 2005.
- Gómez Rey, M., De Anta, C., and María, R.: Datos para el desarrollo de una red integrada de seguimiento de la calidad de los suelos en Galicia (N. O de España): Balances geoquímicos en suelos forestales (*Pinus radiata*). I. Aportes de elementos por disposición atmosférica y hojarasca [Data for the development of an integrated monitoring network of soil quality in Galicia (NW Spain)], *Edafología*, 9, 181–196, 2002.
- González-Arias, A., Amezaga, I., Echeandía, A., and Onaindia, M.: Buffering capacity through cation leaching of *Pinus radiata* D. Don canopy, *Plant Ecol.*, 149, 23–42, 2000.
- Guan, H., Love, A. J., Simmons, C. T., Makhnin, O., and Kayaalp, A. S.: Factors influencing chloride deposition in a coastal hilly area and application to chloride deposition mapping, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 801–813, doi:10.5194/hess-14-801-2010, 2010.
- Healy, R. W., Gray, J. R., de Vries, M. P., and Mills, P. C.: Water balance at a low-level radioactive disposal site, *J. Am. Water Resour. As.*, 25, 381–390, 1989.
- Hernández Urroz, J., Divar Rodríguez, J., Diez Balda, M. A., and Martínez Catalán, J. R.: Mapa Geológico Nacional de España, Hoja 70,  rdenes [National Geologic Map of Spain, Sheet 70 corresponding to  rdenes], 1:50000, 1981.
- Hernandez-Mora, N., Llamas, M., and Martínez Cortina, L.: Misconceptions in aquifer overexploitation: implications for water policy in Southern Europe, Agricultural use of groundwater. Towards integration between agricultural policy and water resources management, Kluwer Academic Publishers, 107–125, 2001.
- Horton, R. E.: Rainfall interception, *Mon. Weather Rev.*, 47, 603–623, 1919.
- IGME: Cartografía Geológica Continua Digital de España (GEODE) [Continuous Digital Geological Map of Spain], 1:50000, 2004.
- INE: Encuesta sobre el suministro y saneamiento del agua en el año 2009 [Survey on water supply and sanitation in 2009], available at: www.ine.es/prensa/np659.pdf (last access: 15 December 2011), 2009.
- Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J., and Tamoh, K.: Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis, *Hydrogeol. J.*, 18, 1811–1824, 2010.
- Knutsson, G.: Hydrogeology in the Nordic countries, *Episodes*, 31, 1–7, 2008.
- Kr sn y, J.: Quantitative hardrock hydrogeology in a regional scale, *Norg. Geol. Unders. B.*, 439, 7–14, 2002.
- Krause, P., Boyle, D., and B se, F.: Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, *Adv. Geosci.*, 5, 89–97, 2005, <http://www.adv-geosci.net/5/89/2005/>.
- Lima, A. S. and Silva, M. O.: Estudo hidrogeológico dos granitóides da região de Braga (NW de Portugal) [Hydrogeological study of granites in Braga region (NW of Portugal)], in: Memórias no. 4. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciencias da Universidade do Porto, edited by: Borges, F. S. and Marques, M. M., Porto, Portugal, 461–465, 1995.
- Llamas, M. R. and Martínez-Santos, P.: Intensive groundwater use: Silent revolution and potential source of social conflicts, *J. Water Res. Pl.-ASCE*, 131, 337–341, 2005.
- López, A., Bl zquez, R., Torres, M. M., Alvarez, A., Vidal, M., and Roquero, C.: Efecto del riego con soluciones de productos encaulantes sobre la conductividad hidráulica de suelos  cidos de reducida permeabilidad [Effect of irrigation with solutions of liming products on hydraulic conductivity of acid soils with low permeability], in: 16th World Congress of Soil Science, Montpellier, France, 1998.

- Marques da Costa, A.: Estado actual do conhecimento das águas subterrâneas no norte de Portugal [Current state of knowledge of groundwater in northern Portugal], in: *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, edited by: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., and Ribeiro, L., IGME, Madrid, 129–146, 2000.
- Martin, N. and van de Giesen, N.: Spatial distribution of groundwater production and development potential in the Volta River basin of Ghana and Burkina Faso, *Water Int.*, 30, 239–249, 2005.
- Martínez, A. I., Molinero, J., Dafonte, J., and Galíndez, J. M.: Toma de datos y modelización hidrogeológica de un acuífero kárstico de alta montaña (Valle de la Respina, León) [Data gathering and hydrogeological modeling of a high-mountain karst aquifer (Respina Valley, León)], in: *From data gathering and groundwater modelling to integrated management*, edited by: Sánchez-Vila, X., del Carmen Cabrera, M., Santana, M. C. C., and Valverde, M., IGME, Madrid, 459–464, 2006.
- Martins Carbalho, J., Plasência, N., Chaminé, H. I., Rodrigues, B. C., Guerner Dias, A., and Antunes da Silva, M.: Recursos hídricos subterráneos em formações cristalinas do norte de Portugal [Groundwater resources in crystalline bedrock in North Portugal], in: *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, edited by: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., and Ribeiro, L., IGME, Madrid, 163–172, 2000.
- Massuel, S., George, B., Gauer, A., and Nune, R.: Groundwater modeling for sustainable resource management in the Musi catchment, India, in: *Proceedings of the International Congress on Modelling and Simulation, Christchurch, New Zealand, 10–13 December 2007*, 1425–1439, 2007.
- McCartney, M. P. and Houghton-Carr, H. A.: An Assessment of Groundwater Recharge on the Channel Island of Jersey, *Water Environ. J.*, 12, 445–451, 1998.
- Memon, B.: Quantitative analysis of springs, *Environ. Geol.*, 26, 111–120, 1995.
- Mendes Oliveira, M. and Lobo Ferreira, J. P. C.: Estudo da recarga de águas subterrâneas em áreas do maciço antigo do norte de Portugal continental [Study of groundwater recharge in areas of the Hercynian Massif in North Portugal], in: *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, edited by: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., and Ribeiro, L., IGME, Madrid, 191–198, 2000.
- Molinero Huguet, J., Soriano Hoyuelos, G., and Samper Calvete, J.: Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en Galicia: situación actual y estudio de detalle en la cuenca del Valiñas [Quality and contamination of groundwater in Galicia: present situation and detailed study in the Valiñas catchment], in: *Jornadas sobre la contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente*, edited by: Samper, J., Sahuquillo, A., Capilla, J. E., and Gómez Hernández, J. J., AIH-GE, Valencia, 255–260, 1998.
- Murphy, E. M., Ginn, T. R., and Phillips, J. L.: Geochemical estimates of paleorecharge in the Pasco Basin: Evaluation of the chloride mass balance technique, *Water Resour. Res.*, 32, 2853–2868, 1996.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J.: River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10, 282–290, 1970.
- Navarro Alvargonzález, A., Fernández Uría, A., and Doblas Domínguez, J. G.: Las aguas subterráneas en España: Estudio de síntesis [Groundwater in Spain: Study of synthesis], Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 1993.
- Neal, C. and Kirchner, J. W.: Sodium and chloride levels in rainfall, mist, streamwater and groundwater at the Plynlimon catchments, mid-Wales: inferences on hydrological and chemical controls, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 4, 295–310, doi:10.5194/hess-4-295-2000, 2000.
- Paz-González, A., Thonon, I., Bertolani, F. C., Taboada-Castro, M. M., Vidal-Vázquez, E., and Dafonte, J. D.: Variabilidad espacial de la infiltración en una ladera determinada con permeámetro de Guelph e infiltrómetro de tensión [Spatial variability of water infiltration in a fixed hillslope with Guelph permeameter and tension infiltrometer], in: *Temas de investigación en la zona no saturada*, edited by: López Rodríguez, J. J. and Quemada Saéz-Badillos, M., Universidad Pública de Navarra, Pamplona, Spain, 51–60, 2001.
- Paz-González, A., Díaz-Fierros Viqueira, F., Soto González, B., and López Periago, E.: Uso de un modelo basado en eventos para evaluar la conductividad hidráulica en una cuenca de pequeñas dimensiones [Using an event-based model to evaluate the hydraulic conductivity in a small basin], in: *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Actas de las VI jornadas sobre investigación de la zona no saturada del suelo*, edited by: Álvarez-Benedí, J. and Marinerio, P., Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, 313–318, 2003.
- Pereira, M. R.: Quantificação da recarga subterrânea em rochas fracturadas da bacia hidrográfica do Tua [Quantification of groundwater recharge on fractured rocks in river Tua basin], in: *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, edited by: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., and Ribeiro, L., IGME, Madrid, 155–162, 2000.
- Prada-Sanchez, J., Garcia-Jurado, I., Gonzalez-Manteiga, W., Fiestras-Janeiro, M., Espada-Rios, M., and Lucas-Dominguez, T.: Multivariate statistical analysis of precipitation chemistry in northwestern Spain, *Water Air Soil Poll.*, 69, 37–55, 1993.
- Press, W., Flannery, B., Teukolsky, S., and Vetterling, W.: *Numerical Recipes in Pascal*, Cambridge, 1989.
- Prych, E. A.: Using chloride and chlorine-36 as soil-water tracers to estimate deep percolation at selected locations on the US Department of Energy Hanford Site, Washington, US Geological Survey, 1998.
- Raposo, J. R., Molinero, J., and Dafonte, J.: Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models, *Eng. Geol.*, 116, 323–332, 2010.
- Robins, N. S.: Regional hydrogeological assessment of Wales, in: *Urban geology in Wales*, edited by: Bassett, M. G., Boulton, H., and Nicol, D., National Museum of Wales, Cardiff, Wales, 141–150, 2009.
- Robins, N. S. and Misstear, B. D. R.: Groundwater in the Celtic regions, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 182, 5–17, 2000.
- Robins, N. S. and Smedley, P. L.: *The Jersey groundwater study*, British Geological Survey Research Report RR/98/5, 48 pp., 1998.
- Robins, N. S., Griffiths, K. J., Merrin, P. D., and Darling, W. G.: Sustainable groundwater resources in a hard-rock island aquifer – the Channel Island of Guernsey, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 193, 121–132, 2002.
- Rouxel, M., Molenat, J., Ruiz, L., Legout, C., Fauchoux, M., and Gascuel-Oudou, C.: Seasonal and spatial variation in groundwa-

- ter quality along the hillslope of an agricultural research catchment (Western France), *Hydrol. Process.*, 25, 831–841, 2011.
- Rodríguez Blanco, M., Taboada Castro, M. M., and Taboada Castro, M. T.: Caracterización hidroquímica de un pequeño manantial del macizo granítico de A Coruña (NW España) [Hydrochemical characterization of a small spring in the granite massif of A Coruña (NW Spain)], *Cuad. Lab. Xe.*, 28, 285–300, 2003.
- Romay, D. and Gañete, M.: Las comunidades de usuarios de agua como ejemplo de autoabastecimiento en las cuencas de Galicia-Costa [The water users communities as an example of self-sufficiency in Galicia-Costa], in: *Las aguas subterráneas en España ante las directivas europeas: Retos y perspectivas*, edited by: Molinero, J., Ortuño, F., Valverde, M., and Lambán, L. J., IGME, Madrid, 239–245, 2007.
- Rosenthal, E.: Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel, *J. Hydrol.*, 89, 329–352, 1987.
- Sami, K. and Hughes, D.: A comparison of recharge estimates to a fractured sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model, *J. Hydrol.*, 179, 111–136, 1996.
- Samper, J.: Aguas subterráneas y medio ambiente en Galicia [Groundwater and environment in Galicia], in: *Reflexiones sobre el medio ambiente en Galicia*, edited by: Casares, J. J., Consellería de Medio Ambiente, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 231–249, 2003.
- Samper, J. and Pisani, B.: Aquifer recharge evaluation by a combination of soil water balance and groundwater flow models, in: *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo Volumen IX*, edited by: Silva Rojas, O. and Carrera Ramírez, J., Barcelona, Spain, 2009.
- Samper, J., Soriano, G., and Molinero, J.: Las aguas subterráneas en Galicia: resultados en la cuenca piloto del río Valiñas [Groundwater in Galicia: results from pilot basin of river Valiñas], in: *Hydrogeology of hard rocks, Some experiences from Iberian Peninsula and Bohemian Massif*, edited by: Yélamos, J., and Villarroya, F., AIH-GE, Madrid, 149–158, 1997.
- Samper, J., Huguet, L., Ares, J., and García-Vera, M.: Modelos interactivos de balance hidrológico [Interactive models of water balance], in: *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, edited by: Muñoz Carpena, R., Ritter, A., and Tascón, C., ICIA, Tenerife, 187–193, 1999.
- Samper, J., Huguet, L., Ares, J., and García-Vera, M. A.: Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V. 2.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga [User Guide of VISUAL BALAN V.2.0: Interactive code for conducting water balance and recharge estimation], Enresa, Civil Engineering School of A Coruña, Spain, 2005.
- Samper, J., Bonilla, M., Zheng, L., and Yang, C.: Evaluación del impacto de los túneles en el territorio y el medio ambiente en Galicia [Assessing the impact of the tunnels in the territory and the environment in Galicia], in: *Proceedings of III Congreso de ingeniería civil, territorio y medio ambiente: “Agua, Biodiversidad e Ingeniería”*, 25–27 October, Zaragoza, 2006.
- Sanford, W.: Recharge and groundwater models: an overview, *Hydrogeol. J.*, 10, 110–120, 2002.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., and Cook, P. G.: Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, *Hydrogeol. J.*, 10, 18–39, 2002.
- Sena, C. and Molinero, J.: Water Resources Assessment and Hydrogeological Modelling as a Tool for the Feasibility Study of a Closure Plan for an Open Pit Mine (La Respina Mine, Spain), *Mine Water and the Environment*, 28, 94–101, 2009.
- Sequeira Braga, M. A., Paquet, H., and Begonha, A.: Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization, *Catena*, 49, 41–56, 2002.
- Sharma, M. L.: Groundwater recharge, Balkema Rotterdam, 1989.
- Silva, B., Rivas, T., García-Rodeja, E., and Prieto, B.: Distribution of ions of marine origin in Galicia (NW Spain) as a function of distance from the sea, *Atmos. Environ.*, 41, 4396–4407, 2007.
- Soil Conservation Service: Urban hydrology for small watersheds, Technical release 55, US Department of Agriculture, 1986.
- Sophocleous, M. A.: Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects, *J. Hydrol.*, 124, 229–241, 1991.
- Soriano, G. and Samper, J.: Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos: Cuenca del Valiñas (A Coruña) [Hydrogeology of a small pilot basin on granitic terrain: Valiñas basin (A Coruña)], in: *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, edited by: Samper, J., Leitão, T., Fernández, L., and Ribeiro, L., IGME, Madrid, 73–82, 2000.
- Sukhija, B. S., Nagabhushanam, P., and Reddy, D. V.: Groundwater recharge in semi-arid regions of India: An overview of results obtained using tracers, *Hydrogeol. J.*, 4, 50–71, 1996.
- Vázquez, A., Costoya, M., Peña, R. M., García, S., and Herrero, C.: A rainwater quality monitoring network: a preliminary study of the composition of rainwater in Galicia (NW Spain), *Chemosphere*, 51, 375–386, 2003.
- Weinzettel, P., Usunoff, E., Vives, L., Bocanegra, E., Hernández, M., and Usunoff, E.: Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone, edited by: Bocanegra, E., Martínez, D., and Massone, H., Balkema Publishers Londres, 2002.
- Wendland, F., Blum, A., Coetsiers, M., Gorova, R., Griffioen, J., Grima, J., Hinsby, K., Kunkel, R., Marandi, A., Melo, T., Panagopoulos, A., Pauwels, H., Ruisi, M., Traversa, P., Vermooten, J. S. A., and Walraevens, K.: European aquifer typology: a practical framework for an overview of major groundwater composition at European scale, *Environ. Geol.*, 55, 77–85, 2008.
- Wilson, I. R.: Kaolin deposits of Western Iberia, *Proc. Ussher.*, 9, 214–217, 1998.
- Winter, T. C.: The concept of hydrologic landscapes, *J. Am. Water Resour. As.*, 37, 335–349, 2001.
- Wood, W. W. and Sanford, W. E.: Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment, *Ground Water*, 33, 458–468, 1995.
- World Meteorological Organization: Manual on stream gauging, Operational Hydrology, WMO No. 519, Geneva, 1980.
- Xunta de Galicia: Estudio de recursos de agua subterránea en Galicia [Study of groundwater resources in Galicia], COTOP, Santiago de Compostela, Spain, 1991.
- Xunta de Galicia: Plan Hidrológico de Galicia Costa [Hydrological Plan of Galicia-Costa], Real Decreto 103/2003, 24 January, 2003.
- Xunta de Galicia: Propuesta de Plan Hidrológico de Galicia Costa [Proposal for Hydrological Plan of Galicia-Costa], 2011.

11. **Anexo II. Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models (Raposo et al., 2010).
Artículo original publicado en Engineering Geology**



Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models

Juan Ramon Raposo ^{a,*}, Jorge Molinero ^b, Jorge Dafonte ^a

^a Polytechnic School, University of Santiago de Compostela, Lugo 27002, Spain

^b Amfios XXI, Passeig de Garcia i Faria, 49-51, 1^o-1^a, E08019 Barcelona, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 January 2010

Received in revised form 8 September 2010

Accepted 17 September 2010

Available online 27 September 2010

Keyword:

Tunnel

Hydrogeological impact

Water balance

Modeling

ABSTRACT

Drawdown produced by excavations can cause geotechnical, hydrologic, environmental and social impacts. The impact and drying up of private wells and springs closer the axis tunnel may become relevant in densely populated rural areas without municipal water supply. A procedure for environmental monitoring of a tunnel excavation and for quantitative evaluation of the hydrogeological impact by means of water balance models in the affected river basins is presented. Once these models have been calibrated against undisturbed conditions, comparison of measured and predicted water table evolution can be used to distinguish actual tunnel impacts from natural oscillations. This procedure has been applied successfully to a case study of tunnel construction in fractured granitic bedrock in the NW of Spain. A hydrogeological impact has been detected and quantified in 5 of 17 monitored points. The small amounts of groundwater drained by the tunnel (less than 5 l/s) produced significant drawdown (5–86 m), on account of the low storage coefficient of the rock massif, causing important damage to private groundwater users. An increase on groundwater recharge rate after the tunnel impact has been identified, that will speed up the process of recovery of the aquifers. The detection and quantification of the main impacts of the excavation could help to take decisions about rectification measures or compensations to the affected groundwater users and about the advisability of the total or partial waterproofing of the tunnel.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Groundwater infiltration into tunnels can pose a serious risk during the execution of works and reduce the speed of excavation. The presence of water in a rock massif can induce some difficulties and increase the cost of excavation (Jansson, 1979; Cesano et al., 2000; Day, 2004). Furthermore, the drawdown produced by excavations can cause hydrological, hydrogeological and environmental impacts on groundwater dependent ecosystems (Vincenzi et al., 2009). Among the common hydrogeological impacts in densely populated areas are the drying of private wells or springs close to the tunnel axis due to the water table drawdown (Sjolander-Lindqvist, 2005) and base flow reduction in rivers that drain the basins crossed by the tunnel (Vincenzi et al., 2009).

Current regulation worldwide focuses on environmental issues when large engineering works are involved. As agreed in the European Water Framework Directive (2000), a tunnel excavation must not affect the chemical, ecological and quantitative state of the water masses. Accordingly, a number of measures can be adopted to minimize these effects. Appropriate correcting measures can only be

taken once the impacts are correctly identified. However, identifying impacts at the initial stages of the project may not be easy.

The main impacts of the construction of a tunnel on surface water and groundwater can be divided into four groups: (1) impacts on the closest aquifers, due to the drainage of groundwater through the tunnel; (2) impacts on nearby aquifers, due to the development of a new groundwater flow pattern (Brassington, 1986); (3) impacts due to the infiltration of wastewater from the tunnel into the affected aquifer; and (4) impacts on surface water linked with groundwater.

Monitoring and control are essential to tunnel impact management and evaluation. In order to evaluate tunnel impact, the undisturbed conditions before the beginning of works must be determined. Therefore, we need to collect data for the characterization of the undisturbed state and to establish the baseline for the quantification of the possible changes. The characterization of the unaltered conditions and the timely detection of the impacts are two issues required to develop the correcting measures needed to restore the natural undisturbed situation whenever possible. The parameters that must be controlled include: (1) water table in wells and geotechnical boreholes; (2) water level in wetlands and lakes; (3) discharges in natural springs and rivers linked to fractured rock aquifers; and (4) groundwater chemical quality in wells, boreholes and natural springs. Because some of these parameters (such as the water table) show natural variability, the distinction between natural

* Corresponding author. Tel.: +34 686064417.

E-mail address: juanraposo@hotmail.com (J.R. Raposo).

and induced variations can become difficult in some cases. For this reason, control points must be established outside the influence of the tunnel.

Environmental monitoring programs to prevent or reduce hydrogeological impacts on groundwater resources become particularly interesting in regions like Galicia, NW Spain. A number of engineering works, particularly related to major transport infrastructure projects (high speed trains or highways), have been executed in Galicia in recent years. The hilly topography of Galicia has required the construction of many tunnels and galleries in this region, which has involved hydrogeological impacts (Samper et al., 2006, 2008). The traditional settlement pattern in Galicia is characterized by dispersion. About 40% of the population lives in small rural villages, farmhouses or isolated houses, most of which use private wells for water supply. The large number of wells increases the chances that tunnel construction affects water supply.

From a hydrogeological standpoint, the Hydrological District of Galicia-Costa is characterized by the presence of many small aquifers developed on fractured and weathered bedrock. Accordingly, the whole territory is considered as a continuous groundwater body (Plan Hidrológico de Galicia-Costa, 2000) that must be protected.

The main goal of this paper is to describe a new procedure for quantitative evaluation of hydrogeological impacts due to underground works using a well known tool as water balance models. The procedure presented in this paper is applied to a case study of a tunnel drilled in granitic bedrock near Ferrol, NW Galicia.

First, the state of the art in the field of evaluation and quantification of impact of tunnel construction on the groundwater are reviewed. Then, the proposed procedure and the water balance model used are presented, followed by a description of the case study and the application of the methodology. The main features of the project and the study area are outlined and the procedures for field data collection are described. In addition, the calibration of water balance models for the affected basins is presented along with its use for impact evaluation.

2. State of the art in evaluation of hydrogeological impacts of tunnel construction

As suggested above, one of the main hydrogeological impacts induced by tunnel excavation is the drainage of groundwater through the tunnel and, consequently, the drawdown of the water table of the affected aquifer. Scientific literature provides several analytical procedures to obtain the discharge rate through a tunnel: Goodman et al. (1965) suggest an analytical procedure that allows for the calculation of the steady discharge rate per unit length of the tunnel. The formula obtained by Jacob and Lohman (1952) is more suitable for confined aquifers in a transient state. Perrochet (2005) developed an analytical solution to estimate the discharge rate in a tunnel during the progress of the excavation. Numerical methods are also available for this purpose (Molinero et al., 2002).

Drawdown due to tunnel excavation can be calculated analytically (Bear et al., 1968; Custodio, 1983). However, fractured bedrocks rarely match the hypothesis required for the application of such simple analytical models. Consequently, more sophisticated hydrogeological models are needed in order to obtain an acceptable accuracy in such media. According to Berkowitz (1994), the groundwater flow into fractured rock media can be studied using numerical models by means of three different approaches: continuous models that consider the whole fractured media as an equivalent porous medium; discrete fracture network models that restrict the flow within a finite set of connected fractures; and hybrid models that consider the most important fractures within equivalent porous domains (Yang et al., 2009).

When the difficulty in defining the geometry of fracture networks and the limited data do not allow for a correct characterization of such

heterogeneous media, it becomes necessary to find simpler ways to represent the aquifer. Statistical methods can be used to find correlations between baseline data and independent control variables (precipitation and flow rates in non-affected streams). Finding such correlations allows for the characterization of the unaltered state of an aquifer and for the prediction of flow rates and water table following tunnel construction (Attanayake and Waterman, 2006), which in turn allows for the identification of potential environmental impacts. Similarly, the methodology proposed in this paper uses a physically-based hydrological model to characterize and predict the behavior of the aquifer. A tool for the simultaneous modeling of daily water balances in edaphic soil, vadose zone and aquifer that takes into account the main water flow processes taking place in underground media is used. Such a tool provides more robust predictions.

The behavior of an aquifer depends on two factors: (1) the existing hydrometeorological conditions (precipitation, evapotranspiration, etc.), and (2) the characteristic parameters that define underground media. Whereas the hydrometeorological conditions are variable and can be measured at meteorological stations, the parameters that define underground media are fairly constant and can be measured or estimated by means of experiments or calibrated during the modeling process. The collection of field data allows for a proper calibration of the characteristic parameters of underground media by fitting the computed water table and discharge for long time series of the measured variables. In addition, these two variables can be measured in field campaigns, gauging the discharge of the rivers that drain the basin and measuring the head at wells and boreholes. Once the parameters of the model have been calibrated, the values of water table and discharge can be calculated as a sole function of meteorological data.

Tunnel excavation causes an impact on groundwater due to the change in water flow patterns and the drainage of the aquifer. The impact of tunnel excavation causes a change in the natural behavior of the aquifer in the form of a marked drawdown of the water table and a decrease in the water supplied to rivers and streams. As a result, changes are observed in certain parameters governing groundwater flow, and the computed results no longer match the measured values of water table and flow discharge. From this moment, the calibrated model predicts the behavior of the aquifer under unaltered conditions, i.e., before the excavation of the tunnel. The departure of computed values from actual measurements gives a quantitative estimation of the impact that can be attributed to the construction of the tunnel (Figure 1). Such estimation allows for the distinction between the drawdown induced by the drainage of the aquifer and the natural oscillation of the water table.

Based on water balance calculations under unaltered conditions, a new model that reproduces the hydrogeological behavior after the impact of the tunnel can be developed by changing only the characteristic parameters of underground media (i.e., interflow, percolation and aquifer decay coefficients). A comparison of both

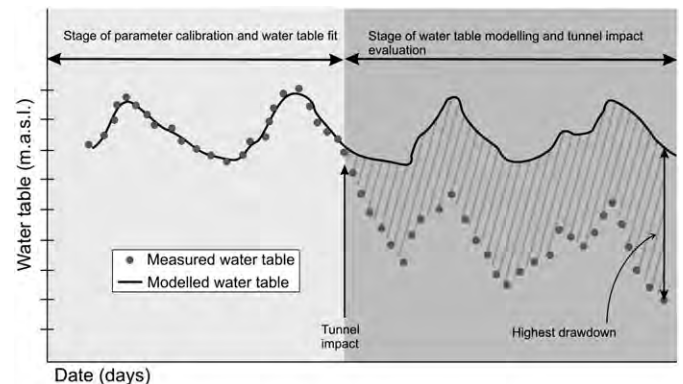


Fig. 1. Schematic description of the methodology for quantitative evaluation of tunnel impact using water budget models.

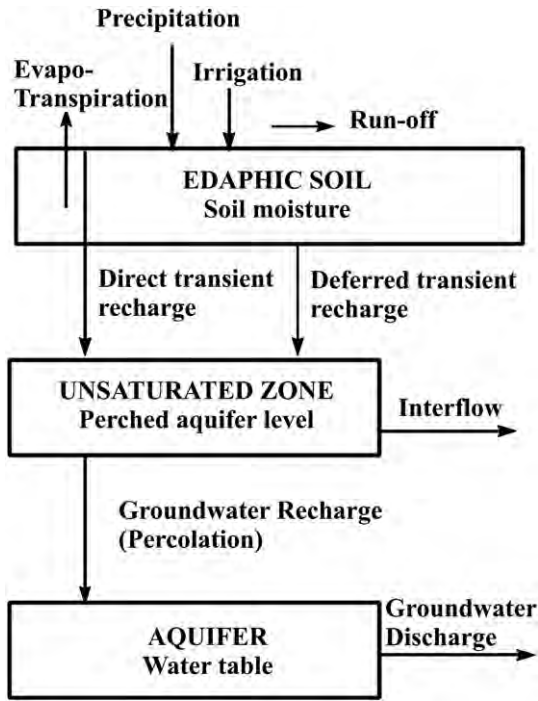


Fig. 2. Main components of water budget considered in the Visual Balan software (Samper et al., 1999a).

models allows for the quantitative evaluation of the changes in groundwater flow and the variation in the amount of water corresponding to each component of the model.

3. Water balance model: Visual Balan

The procedure applied in this paper uses a lumped hydrological model to characterize the aquifer under unaltered conditions, i.e., before the excavation of the tunnel. Using a lumped model is a required

simplification due to the lack of an enough knowledge of the fracture network in the bedrock. Hydrological programs are physically-based models that provide more robust predictions than other simple approaches, like statistical correlations. For this aim, the Visual Balan software (Samper et al., 1999a) has been considered suitable. Visual Balan is a computer program for the simultaneous modeling of daily water balances in edaphic soil, in the unsaturated zone and in the aquifer, which takes into account the main processes of water flow in underground media. If properly calibrated, this model is able to reproduce the evolution of the water table and the discharge rate of the aquifer as a function of meteorological data and of the physical parameters of the underground medium. Those both, water table levels and discharge rates in rivers, are the main parameters that could be impacted by a tunnel excavation and therefore must be accurately studied and characterized. Water balance models have the advantages of data availability and easy application. Visual Balan has proven reliable and robust when reproducing measured values of prolonged monitoring tasks carried out in several granitic basins (Samper et al., 1997, 1999b; Soriano and Samper, 2000) and karstic basins (Martínez et al., 2006) of NW Spain.

According to Samper et al. (1999a), three different regions can be distinguished in underground media, namely: (1) edaphic soil, in which flow is mainly vertical: infiltration of rainfall and irrigation water; evaporation and transpiration processes, etc.; (2) unsaturated zone, where vertical and horizontal flows coexist; and (3) the aquifer, or saturated zone, which may have discharge flows such as springs and streams.

Fig. 2 shows the conceptual model for water flow between these three components. All the equations used in Visual Balan for the calculation of the water balance are described by Samper et al. (1999a) in the program manual.

4. Case study

4.1. Description of the site

A tunnel of 3 m in diameter and over 7 km in length was drilled in the surroundings of the city of Ferrol, NW of Spain (Figure 3). The project consisted in the excavation of a gallery through which a sewer

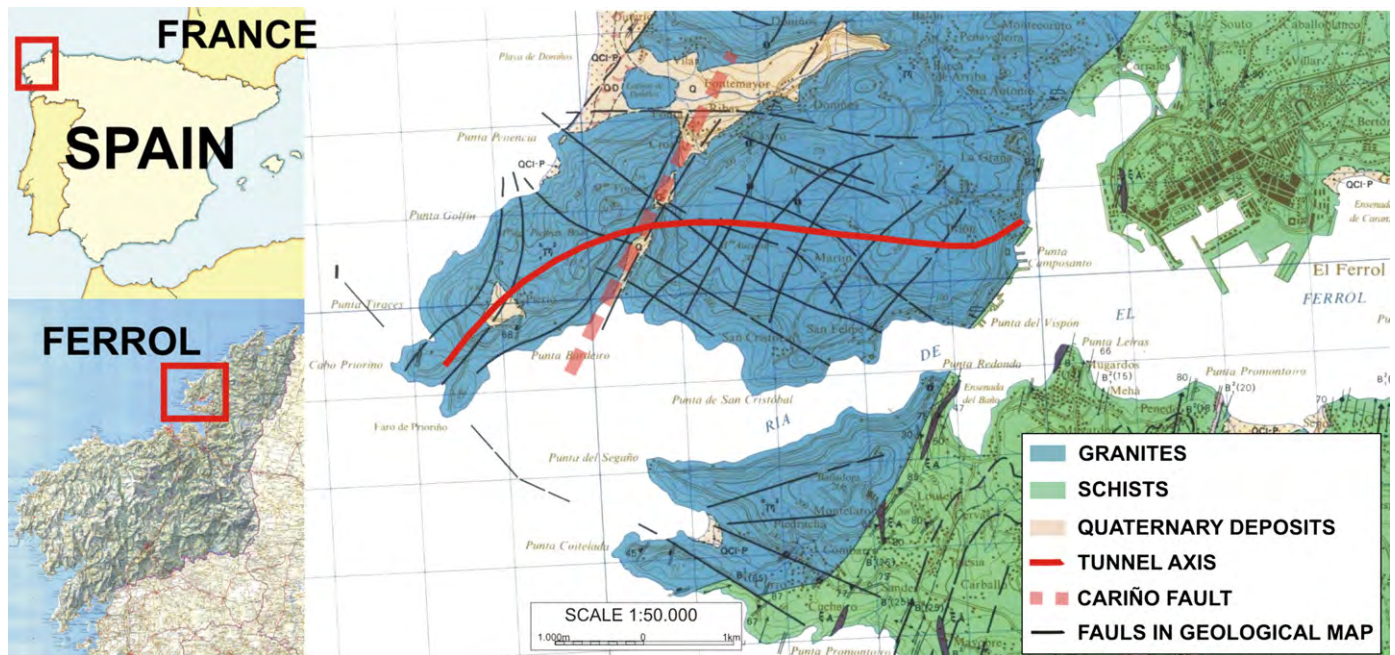


Fig. 3. Location of the study area and Spanish Geological Map, sheet No. 21, 5–4 corresponding to A Coruña (IGME, 1975).

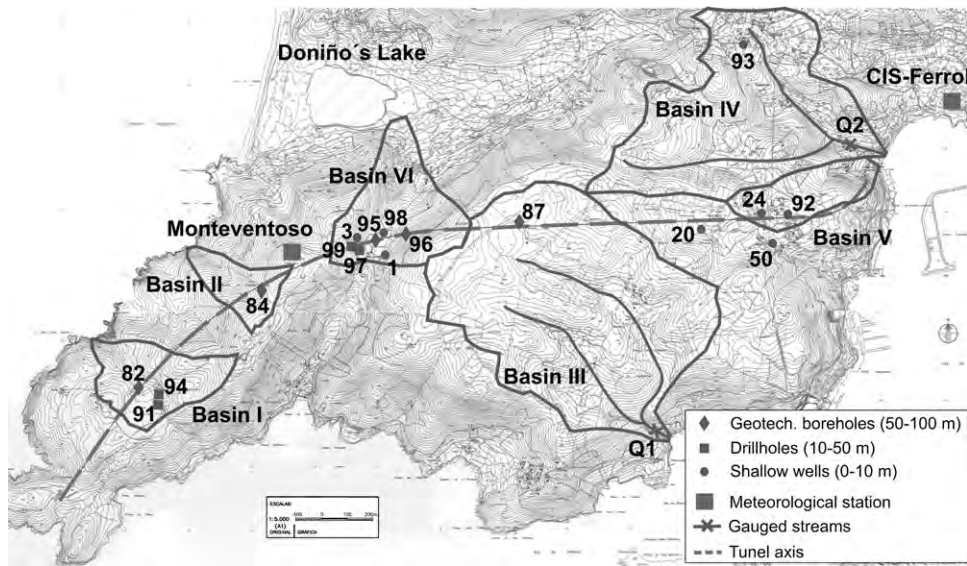


Fig. 4. Location of the main basins in the study area and the observation points and streams included in the frequent sampling protocol.

Table 1

Data set used for each model calibration, period of calibration and coefficient of determination R^2 .

	Basin I	Basin II	Basin III	Basin IV	Basin V	Basin VI
Area (km ²)	0.468	0.227	2.768	2.180	0.324	0.686
Calibration period	22-05-2004 17-02-2005	22-05-2004 13-04-2005	30-05-2004 30-09-2008	28-06-2004 30-09-2008	28-06-2004 30-09-2008	21-01-2005 30-03-2006
Calibration against water table	Well no. 82	Well no. 84	Well no. 87	Well no. 93	Well no. 24 and no. 92	Well no. 96
Calibration against flow rates	–	–	Section Q ₁	Section Q ₂	–	–
R^2 coefficient	0.8877	0.7542	0.9065 ^{*1} / 0.8128 ^{*2}	0.8643 ^{*3} / 0.6768 ^{*4}	0.7542 ^{*5} / 0.8916 ^{*6}	0.8204

^{*1} Fit for computed water table against field data from well 87.

^{*2} Fit for computed flow rate against field data from gauging section Q₁.

^{*3} Fit for computed water table against field data from well 93.

^{*4} Fit for computed flow rate against field data from gauging section Q₂.

^{*5} Fit for computed water table against field data from well 24.

^{*6} Fit for computed water table against field data from well 92.

would be built to carry off wastewater from a treatment plant to a marine outfall. The underground excavation was performed using a Tunnel Boring Machine (TBM) in fractured granite bedrock from September 2004 to April 2007. The depth of the tunnel spanned from 30 m to 220 m at halfway.

Hercynian post-tectonic granites are the main lithologic units in the area affected by the construction of the tunnel (IGME, 1977) (Figure 3). Some minor quaternary deposits cover the bedrock in some places that coincide with geologically weaker zones.

The frequent rock outcrops observed in the area suggest that granite is fresh, but considerably fractured. The Spanish Geological Map shows the presence of several faults in the area. Yet, some of them were not corroborated by electrical tomography. Quaternary sediments are concentrated along the Cariño Fault, the main fault crossing the tunnel axis (Figure 3).

The main soil types in the area are Lithic and Umbric Leptosols and Epileptic Umbrisols, located at the top of the mountains and on mountainsides. These soils are weakly developed as a consequence of the steep slopes that are characteristic of the area (shallower than

50 cm depth). However, deeper soils (Regosols) are found in valleys and near the Cariño Fault, with depths exceeding 2 m.

According to historical data gathered from a nearby meteorological station (Figure 4), average rainfall in the area amounts to 980 mm/year and average temperature is 13.3 °C (Carballeira et al., 1983). The climate of the region is characterized by moderate soil water deficit in summer and a concentration of precipitation in autumn and winter.

4.2. Environmental and social implications of tunneling works

Aquifers developed by weathering and fracturing of granite bedrocks usually have a low storage capacity. As a consequence, small flow rates drained through the tunnel can cause large drawdown on the water table, thus affecting the water resources available in the area.

This poses a problem particularly in rural areas, with scattered population over small villages and isolated houses, most of which have private wells as their unique source of water. The shallow depth of the wells in the region (< 10 m depth) makes them more vulnerable

Fig. 5. Time series of measured (dotted line) and computed (solid line) water tables for basin V-Well 24 (A), basin V-Well 92 (B), and basin IV-Well 93 (C); and time series of measured and computed flow rates for basin III-Q₁ (D).

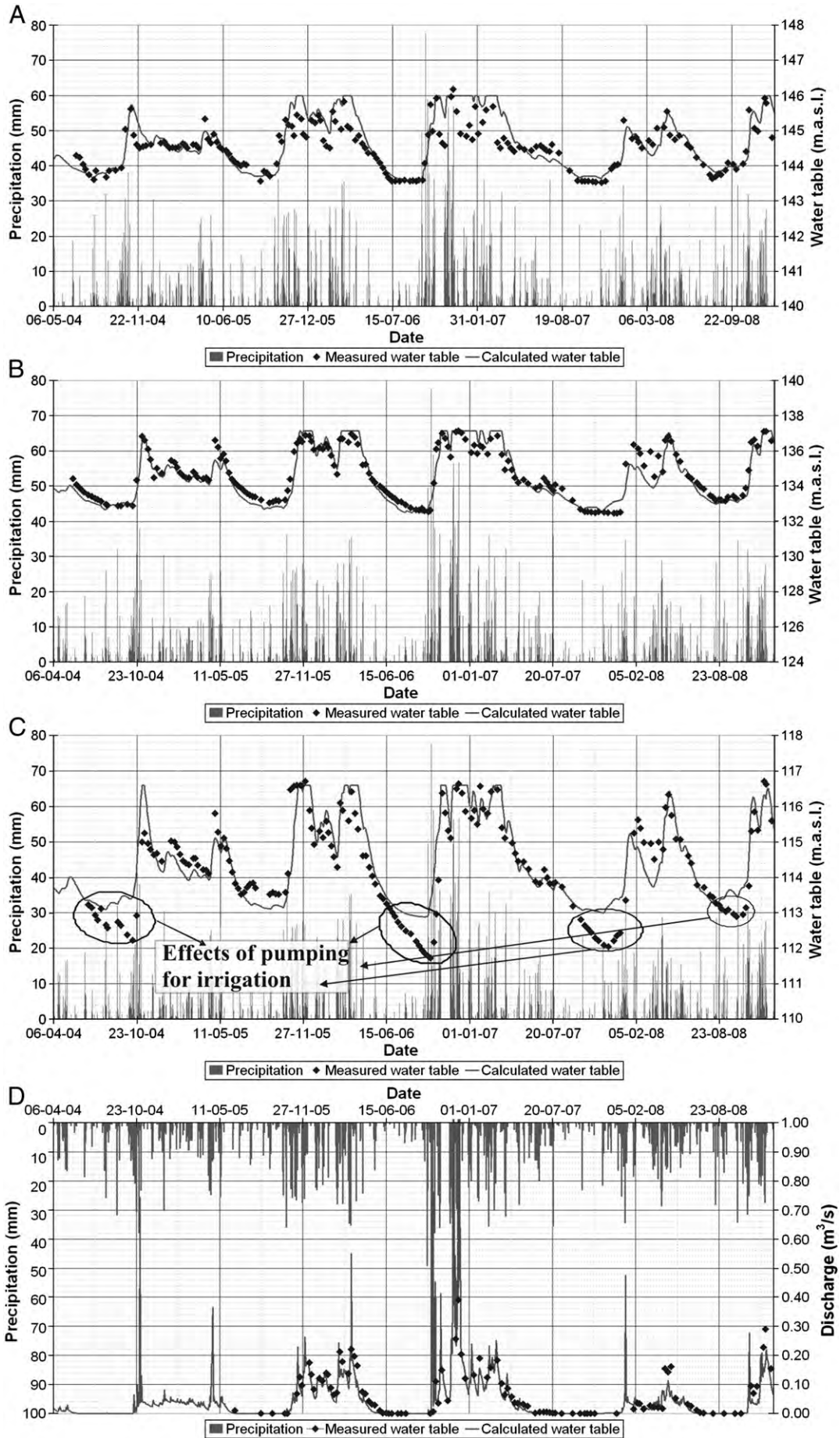


Table 2
Main characteristic parameters of the underground cells estimated for the 6 modelled basins.

Cell	Parameter	Basin I	Basin II	Basin III	Basin IV	Basin V (well 24/92)	Basin VI
Edaphic soil	Total porosity	0.45	0.45	0.35	0.45	0.45	0.35
	Permanent wilting point	0.15	0.10	0.10	0.15	0.15	0.10
	Field capacity	0.31	0.31	0.21	0.31	0.31	0.29
	Soil depth (m)	0.4	0.4	0.67	2.0	2.0	0.53
Vadose zone	Hydraulic conductivity (cm/s)	1.9×10^{-04}	1.9×10^{-04}	1.7×10^{-06}	1.9×10^{-04}	1.9×10^{-04}	1.9×10^{-04}
	Interflow recession coeff. (day^{-1})	0.53	0.65	0.53	0.67	0.77/0.63	0.56
	Vertical hydraulic conduct. (mm/day)	15.0	15.0	9.64	10.0	10.0	10.0
	Percolation recession coeff. (day^{-1})	0.24	0.64	0.89	0.69	0.69	0.11
Aquifer	Aquifer recession coeff. (day^{-1})	7.4×10^{-03}	4.1×10^{-03}	0.17	6.9×10^{-02}	$3.5 \times 10^{-02}/9.70 \times 10^{-02}$	2.4×10^{-03}
	Storage coefficient	1.2×10^{-02}	6.8×10^{-02}	4.02×10^{-03}	4.2×10^{-03}	$8.7 \times 10^{-03}/2.76 \times 10^{-03}$	3.94×10^{-02}

to small drawdowns in the water table. Under these conditions, environmental and hydrogeological monitoring programs become particularly relevant.

Finally, the project entailed certain environmental risk, because the excavation proceeded near an environmentally protected wetland located just 900 m away from the excavation site (Figure 4).

4.3. Monitoring program

An inventory of 122 groundwater observation points scattered over the area was conducted, which included 14 natural springs, 52 shallow wells (0–10 m depth), 24 particular drillholes (10–50 m depth) and 15 investigation boreholes (50–100 m depth). Seventeen observation points were included in a frequent sampling protocol on a weekly basis: 3 natural springs, 4 shallow wells, 4 private drillholes, 5 investigation boreholes and 1 horizontal gallery. The observation points were located near the tunnel axis, except for one point (located at a distance of 1375 m) that was intended to represent the unaltered conditions against which the impact of the tunnel would be referred. Field surveys consisted of weekly measurements of water table at wells and boreholes, and flow rates at springs. Discharge rates were also gauged in the two main streams of the area (gauging sections Q_1 and Q_2) (Figure 4) using the cross-section velocity method and a portable current-meter to measure velocity.

The hydrometeorological data used as input data in the water balance models were gathered at CIS-Ferrol station from the Meteogalicia automatic station network. The meteorological station is located near the axis tunnel (Figure 4), at 35 m.a.s.l. and provides data pertaining to temperature, relative humidity, sun hours and wind speed on a ten-minute-period basis since January 2001.

4.4. Calibration of water balance models

A water balance model was evaluated for six basins crossed by the axis of the tunnel, wherever discharge or water table data was available (Figure 4). In a first step, the parameters of the model were calibrated against unaltered field data for a period ranging between 9 months and 4 years depending on the date on which the excavation reached each catchment. For the calibration models, the most representative observation points of each basin were chosen. All models were calibrated against water table data series, except for the two largest basins (i.e., III and IV in Figure 4), for which a more accurate double calibration against water table and flow rates data was carried out (Table 1).

In all the models developed in this study, the Penman–Monteith method (Allen et al., 1991) was used to estimate reference evapotranspiration and the Penman–Grindley method (Grindley, 1967) was used to calculate actual evapotranspiration. The Horton method (Horton, 1919) was used to calculate canopy interception. The curve number method (SCS, 1975) was used to estimate runoff. Finally, delayed transit recharge was calculated using the logistic curve method (Samper et al., 1999a).

Fig. 5 shows the fit obtained for computed water table and discharge rate evolution for some basins. The coefficient of determination R^2 was in the fit range between 0.67 and 0.90 (Table 1). In general, the models were able to reproduce the values of water table and discharge with good accuracy. Significant differences between measured and simulated data were found for some wells during the summer (well number 93). Such differences can be attributed to pumping from private wells in the basin to irrigate the surrounding vegetable gardens (Figure 5-C).

The values of the main characteristic parameters of the different underground cells (Table 2) were obtained by means of a calibration process. The parameter calibration is solved in Visual Balan by means of an iterative minimization process of the square error of an objective function, using the Powell method for multidimensional minimization (Press et al., 1989). The objective function consists of three summands: the square error of water table levels, the square error of discharge flow and a vector which considers the prior information in each iteration (Samper et al., 1999a). The initial values of the parameters were taken based on field measurements or known values from similar granitic basins. A first value of the soil depth was obtained by means of field observations of soil profiles, where large differences were observed between leptosols and regosols. The other parameters of the soil and vadose zone were considered similar to those from a close granitic basin where they are known (Samper et al., 1997, 1999a; Soriano and Samper, 2000). Based on these initial values, the soil and vadose zone parameters were calibrated later using the specific calibration tool available in Visual Balan in order to obtain the best fit of computed and measured water table levels and discharge rates. The aquifer parameters were obtained exclusively by calibration. As expected due to their proximity, the calibrated parameters of the underground medium are quite similar for all the study basins (Table 2), except for the basin III, where the fracturing degree of the rock is significantly lower.

As a result of the water balance calculation (Table 3), the water cycle in the study basins under unaltered conditions is better

Table 3
Main amounts of each component of water balance for the study area (expressed as percentages of total annual precipitation).

Parameter	Basin I	Basin II	Basin III	Basin IV	Basin V (wells 24/92)	Mean
ET_0	30.1%	32.2%	52.8%	25.1%	25.1%/31.5%	32.8%
Groundwater recharge	10.8%	11.7%	15.6%	15.8%	11.2%/16.8%	13.6%
Run-off	4.6%	14.7%	5.2%	5.7%	3.8%	6.8%
Interflow	47.8%	34.7%	19.8%	46.6%	53.1%/41.2%	40.5%
Rainfall interception	6.8%	6.7%	6.7%	6.8%	6.8%	6.8%

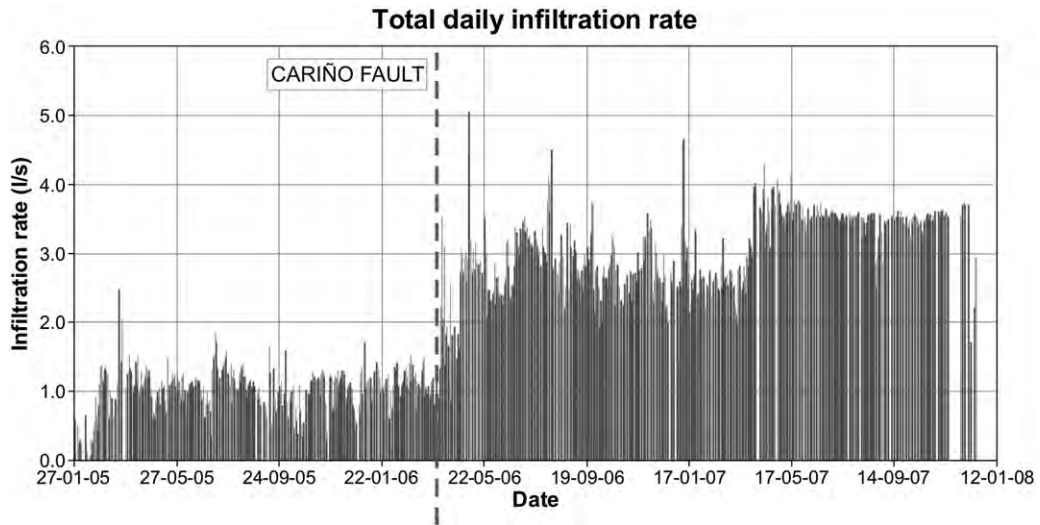


Fig. 6. Daily discharge infiltrated into the tunnel.

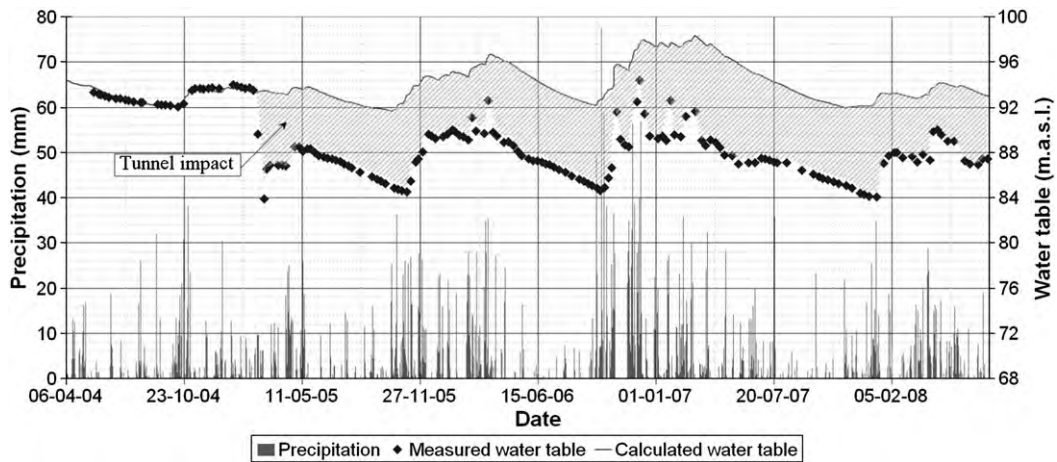


Fig. 7. Time series of measured water table after hydrogeological impact (dotted line) and calculated water table under unaltered conditions (solid line) for basin I (Well 82).

understood. More than a quarter of the total precipitation is lost by evapotranspiration. In this kind of terrains with a large difference of permeabilities between soil and granite bedrock, the infiltrated water flows mainly horizontally along the interface soil-rock, therefore

groundwater flow is mainly dominated by interflow, which concentrates from 34% to 53% of total rainfall. Only less than 16% of total rainfall is estimated that reaches the saturated zone and recharges the aquifer. Because the sandy texture and high permeability of the soils,

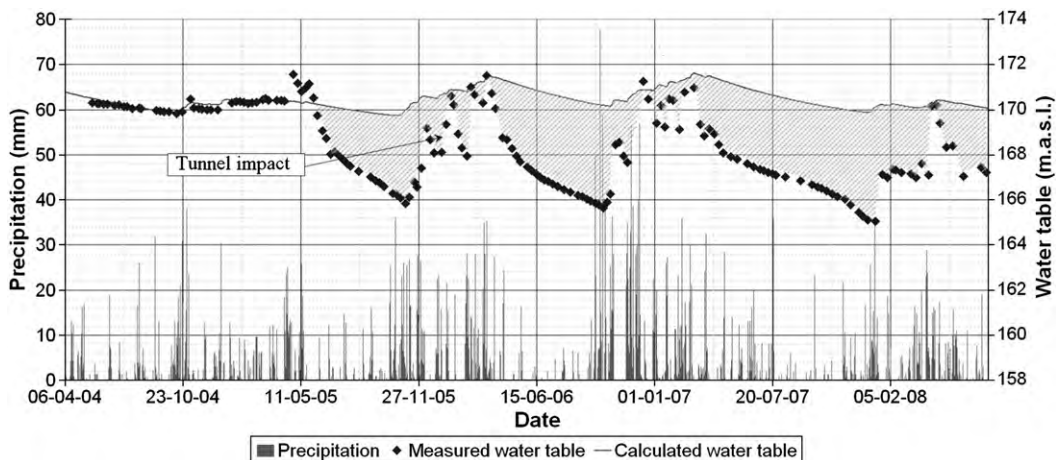


Fig. 8. Time series of measured water table after hydrogeological impact (dotted line) and calculated water table under unaltered conditions (solid line) for basin II (Well 84).

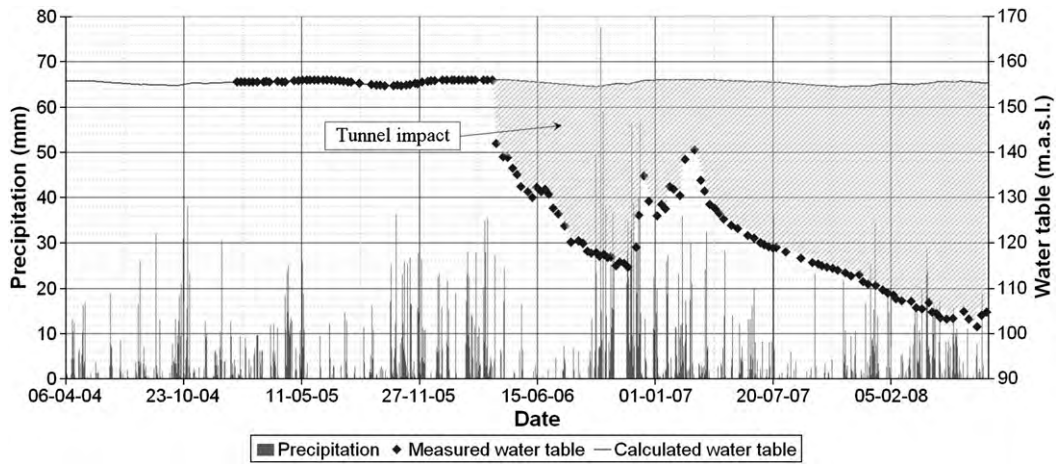


Fig. 9. Time series of measured water table after hydrogeological impact (dotted line) and calculated water table under unaltered conditions (solid line) for basin VI (Well 96).

the runoff represents a low percentage of total precipitation. These results are similar to those obtained elsewhere (Samper et al., 1997, 1999b; Soriano and Samper, 2000) for other nearby granitic basins.

4.5. Tunnel impact evaluation

Water seepage into the tunnel was measured using a sharp-crested weir with triangular control section at the tunnel outlet (Figure 6). The daily infiltration flow was the average of four measures taken every day. During the period of study (35 months), over 200,000 m³ of water were infiltrated from the fractured rock aquifer through the tunnel. The average infiltration rate was almost 70,000 m³/year, reaching 85,700 m³/year of water infiltrated during the final year of study, when the excavation was completed. The average precipitation in the area is 980 mm/year and the average

groundwater recharge rate in the region was estimated at 13.6% of total precipitation (Raposo et al., 2008), which represents an annual groundwater recharge volume of 1,154,205 m³/year for a total affected basins area of 8.66 km². Therefore, the maximum annual volume of infiltrated water through the tunnel accounted for less than 7.5% of annual average recharge in the impacted basins.

Along the first 3 km of tunnel excavation, the infiltration rate values remained low, around 1.0–1.5 l/s. In the first section, tunnel excavation crossed basins I and II, where hydrogeological impact was detected in the wells that were closest to the tunnel axis. No impact was detected in observation points located at a distance of more than 200 m from the tunnel axis. The application of the above methodology to these wells allowed for the quantification of the hydrogeological impact: a maximum drawdown of 9 and 5 m was quantified for wells 82 and 84, respectively (Figures 7 and 8). A significant increase in

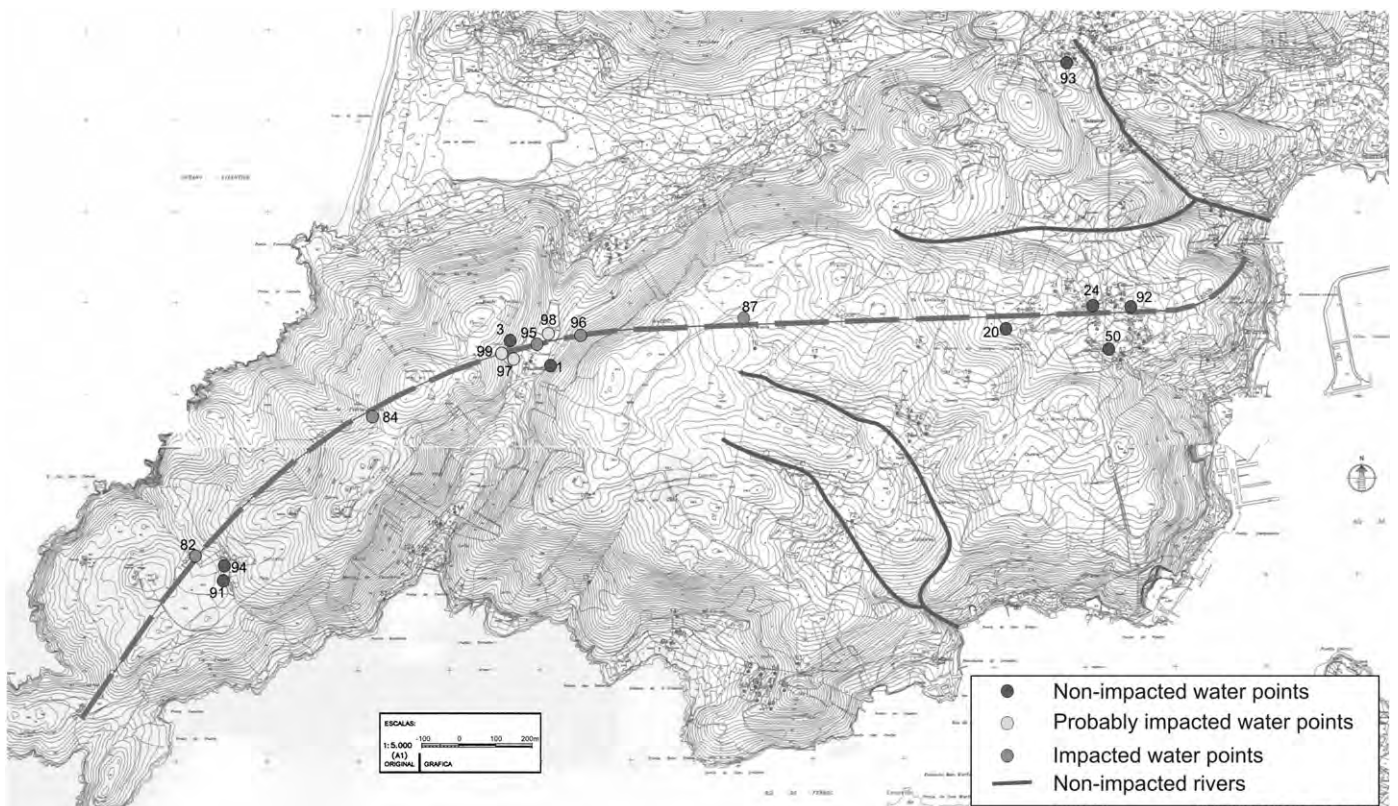


Fig. 10. Location of groundwater observation points impacted by the tunnel, points probably impacted by the tunnel and non-impacted points.

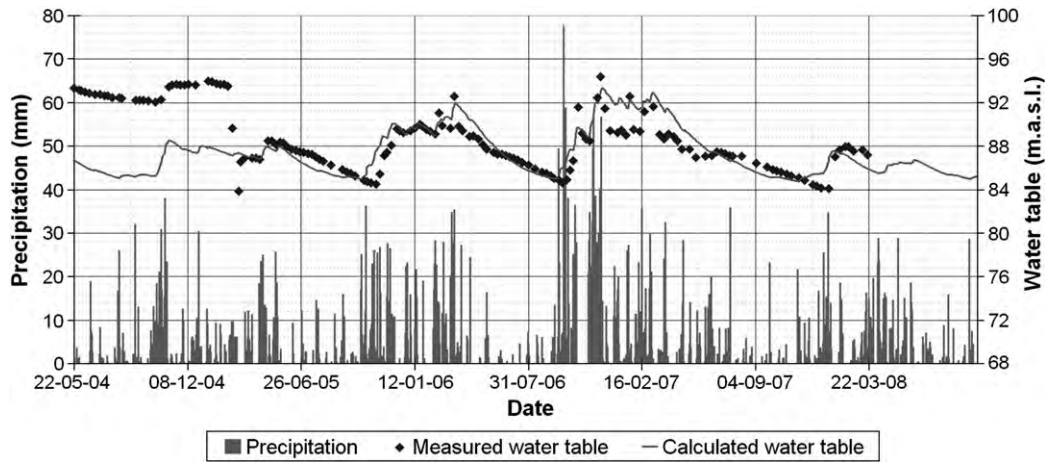


Fig. 11. Time series of measured water table after hydrogeological impact (dotted line) and calculated water table under altered conditions (solid line) for basin I (Well 82).

water seepage occurred when the tunnel reached the Cariño Fault, doubling the infiltration record in the weir at the tunnel outlet (Figure 6). At this location, the drawdown caused by the excavation amounted to over 50 m for well 96 (Figure 9). The biggest impact caused by the tunnel was detected in well 87, where an 86 m drawdown was quantified. Based on these results, the impact of tunnel excavation on groundwater is more significant in areas with high hydraulic head (areas with greater coverage of the bedrock) and high permeability (e.g., faulted and fractured areas) (Yang et al., 2009).

Only the deepest wells (>50 m depth) that prospect for the fractured bedrock aquifer are affected by tunnel construction. Neither shallow wells dug in the weathering rock, nor horizontal galleries, rivers and springs that drain the shallow aquifer are affected (Figure 10). A drawdown in wells 24, 92 and 93 and a flow rate decline in river Q₁ (Figure 5) are observed for the hydrological year 2007/2008 as compared to previous years. Such a groundwater decline coincides with the arrival of tunnel excavation to these basins. However, such declines can be explained only in terms of the dry conditions during that period, as confirmed by the results of the model. The shallow groundwater resources are not impacted by the tunnel because of the great depth of excavation (over 200 m of overburden in the middle section) and a relative disconnection between shallow and deep aquifers.

In addition, hydrogeological impacts are found in wells 97, 98 and 99. Yet, it remains unclear whether such impacts are associated exclusively with tunnel excavation, insofar as water table measurements could be impacted by the excavation of slopes in a nearby highway.

Finally, the effects of rainfall events (water table rise) are amplified after the tunnel impact, due to a greater recharge to the aquifer. Steep water table rises occur in the affected wells after rainfall events (Figures 7–9). This is a consequence of the increase in the hydraulic gradient due to the global drawdown after the tunnel impact. The drawdown of the water table leaves a greater volume of void spaces available for water storage that would otherwise flow as runoff or as horizontal interflow. This phenomenon (runoff decrease, groundwater recharge increase and greater water table fluctuations) has been

observed and quantified in small watersheds on fractured crystalline rocks with thin soil cover and impacted by a tunnel excavation (Mossmark et al., 2008).

Based on the calibrations for basins I and II under unaltered conditions, the models have been recalibrated in order to reproduce the new aquifer behavior observed in the affected wells after the tunnel impact (Figure 11). The tunnel drainage effect was simulated by increasing the values of the parameters that corresponded to underground media, i.e., interflow, percolation and aquifer decay coefficients (Table 4).

The magnified effect on aquifer recharge is more clearly seen in Fig. 12, which shows the calculated daily aquifer recharge for basin I. Groundwater recharge data were obtained from the unaltered conditions model (Figure 7) before the tunnel front reached the location of the borehole, and from the altered conditions model (Figure 11) after the tunnel front reached the location of the borehole. The recharged water volume after the tunnel impact is 75% higher than the recharge estimated by the unaltered conditions model for the same period. Taking into consideration such a phenomenon is essential to the planning of corrective actions for the recovery of the initial conditions after the sealing of the tunnel, because the recovery time will be significantly shorter if this phenomenon is considered.

5. Conclusions

A procedure for the quantitative assessment of hydrogeological impact due to tunnel construction based on water balance models has been proposed. The capability of water balance models like Visual Balan of reproducing, once calibrated, water table levels and discharge

Table 4
Coefficients of underground media modified to fit the model calibrated for basin I to the data measured after tunnel impact.

Coefficient	Before tunnel impact	After tunnel impact
Interflow decay coeff. (day ⁻¹)	0.5332	0.6037
Percolation decay coeff. (day ⁻¹)	0.240	0.701
Aquifer decay coeff. (day ⁻¹)	0.0074	0.0139

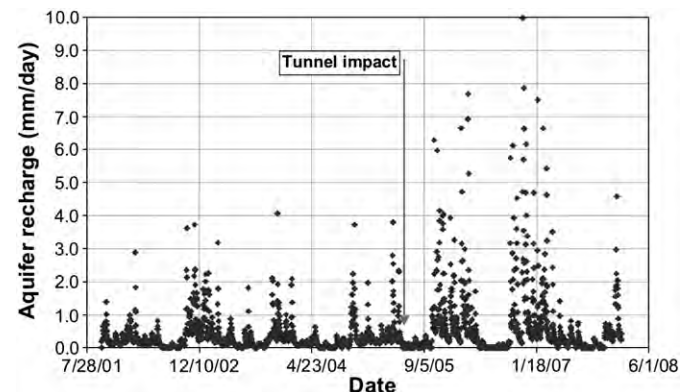


Fig. 12. Computed recharge in basin I. Water volume infiltrated into the aquifer in mm/day according to Visual Balan model.

rates was used for quantifying the impacts, by means of comparison of the actual measured conditions with the ones predicted by the model. The application of this procedure is easy and cheap, and provides an accurate result, distinguishing between natural oscillations and hydrogeological impacts. This proposed procedure was applied to the basins monitored in the NW of Spain, where a tunnel was being excavated. Aquifers developed on fractured bedrocks, like those existing in the study area, are particularly sensitive to tunnel construction and their impacts. Due to their low storage capacity, small discharge rates (of less than 5 l/s) drained through a tunnel can cause a drawdown on the water table greater than 85 m, thus affecting the groundwater water supplies available in the area. The drawdown magnitude mainly depends on the coverage and fracturing of the bedrock. All the impacted wells are deep boreholes drilled in fractured bedrock, which rules out the impact over shallow wells and surface waters. Simultaneously the aquifer is being drained by the tunnel, the excavation has induced a magnification of groundwater recharge in impacted areas. Aquifer recharge after the tunnel impact has increased up to 75% with respect to the rate of recharge for the unaltered situation because of an increase in the hydraulic gradient. This result is relevant to predicting the recovery time of the natural state of the aquifer after waterproof sealing of the tunnel, which will be significantly lower than considering the unaltered groundwater recharge rate.

Acknowledgements

This work has been funded by EPTISA Servicios de Ingeniería, S.A. Special thanks are given to Juan Luís Sánchez and Vicente Alcón (EPTISA), and Ignacio Pardo de Vera (C.H.N.) for their valuable help, encouragement and support. The first author has been granted a PhD. fellowship by the Galician Government (Xunta de Galicia) and a F.P.U. fellowship by the Spanish Ministry of Education. The authors would like to thank the two anonymous reviewers for the helpful comments that have contributed importantly to improve the paper.

References

- Allen, R.G., Monteith, J.L., Perrier, A., Santos Pereira, L., Segeren, A., 1991. Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Land and Water Development Division. FAO, Roma. 54 pp.
- Attanayake, P.M., Waterman, M.K., 2006. Identifying environmental impacts of underground construction. *Hydrogeology Journal* 14 (7), 1160–1170.
- Bear, J., Zaslavsky, D., Irmay, S., 1968. *Hydraulics of wells. : Physical Principles of Water Percolation and Seepage*. UNESCO, Paris, pp. 395–434. Chap. 13.
- Berkowitz, B., 1994. In: Corapcioglu, M.Y. (Ed.), *Modeling flow and contaminant transport in fractured media. : Advances in Porous Media*. Elsevier, Amsterdam, pp. 397–451. Chap. 6.
- Brassington, F.C., 1986. In: Cripps, J.C., Bell, F.G., Culshaw, M.G. (Eds.), *The inter-relationship between changes in groundwater conditions and civil engineering construction, Groundwater in Engineering Geology: Geological Society Engineering Geology Special Publication No. 3*, London, pp. 47–50.
- Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E., Ucieda, F., 1983. *Bioclimatología de Galicia*, Ed. Fundación Pedro Barrié de la Maza, Vigo. 172–173 (in Spanish).
- Cesano, D., Olofsson, B., Bagtzoglou, A.C., 2000. Parameters regulating groundwater inflows into hard rock tunnel: a statistical study of the Bolmen Tunnel in southern Sweden. *Tunnelling and Underground Space Technology* 15 (2), 153–165.
- Custodio, E., 1983. *Hidráulica de captaciones de agua subterránea*. In: Custodio, E., Llamas, M.R., Editors, *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega, Barcelona, 614–695. (in Spanish).
- Day, M.J., 2004. Karstic problems in the construction of Milwaukee's Deep Tunnels. *Environmental Geology* 45 (6), 859–863.
- Goodman, R.D., Moye, S.A., Javandel, I., 1965. Groundwater inflows during tunnel driving. *Engineering Geology* 2, 39–56.
- Grindley, J., 1967. The estimation of soil moisture deficits. *Meteorological Magazine* 96, 97–108.
- Horton, R.E., 1919. Rainfall interception. *Monthly Weather Review* 47 (9), 603–623.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1975. *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50000. Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid. Hoja 21, 5-4 correspondiente a A Coruña. (in Spanish) [Spanish Geological Map from the Spanish Geological Survey].
- Jacob, C.E., Lohman, S.W., 1952. Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer: American Geophysical Union–Transactions American Geophysical Union, 33(4), pp. 559–569.
- Jansson, G., 1979. In: Katmura, I. (Ed.), *Problems associated with heavy water leakage during construction of large area tunnels in granite, limestone and chalk: Proceeding International Tunnel Symposium*, pp. 187–192.
- Martínez, A.L., Molinero, J., Dafonte, J., Galíndez, J.M., 2006. Toma de datos y modelización hidrogeológica de un acuífero kárstico de alta montaña (Valle de la Respina, León). *Proceedings of From data gathering and groundwater modelling to integrated management (Alicante): AIH-GE. IGME*, pp. 459–464 (in Spanish).
- Molinero, J., Samper, J., Juanes, R., 2002. Numerical modelling of the transient hydrogeological response produced by tunnel construction in fractured bedrock. *Engineering Geology* 64 (4), 369–386.
- Mossmark, F., Hultberg, H., Ericsson, L.O., 2008. Recovery from groundwater extraction in a small catchment area with crystalline bedrock and thin soil cover in Sweden. *Science of the Total Environment* 404 (2–3), 253–261.
- Perrochet, P., 2005. Confined flow into a tunnel during progressive drilling: an analytical solution. *Ground Water* 43 (6), 943–946.
- Plan Hidrológico de Galicia-Costa, 2000. BOE nº5 de 01/03/2003 Sec 1 Pag 647–658 (in Spanish) [The Galicia-Costa Region Hydrological Plan].
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1989. *Numerical Recipes*. Cambridge University Press.
- Raposo, J.R., Molinero, J., Superchi, L., 2008. Evaluación de los recursos hídrico subterráneos renovables en las cuencas graníticas de Galicia Costa. *Proceedings of Las aguas subterráneas en España ante las Directivas Europeas: retos y perspectivas: AIH-GE. IGME*, pp. 255–265 (in Spanish).
- Samper, J., Soriano, G., Molinero, J., 1997. In: Yélamos, J., Villarroya, F. (Eds.), *Las aguas subterráneas en Galicia: resultados en la cuenca piloto del río Valiñas: Hydrogeology of Hard Rocks, Some experiences from Iberian Peninsula and Bohemian Massif*, pp. 149–158. AIH-GE. (Madrid).
- Samper, J., Llorens, H., Arés, J., García, M.A., 1999a. *Manual del usuario del programa Visual Balan V.1.0*. Departamento de tecnología de la Construcción. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad de A Coruña. (in Spanish).
- Samper, J., Llorens, H., Arés, J., García, M.A., 1999b. In: Muñoz Carpena, R., Ritter, A., Tascón, C. (Eds.), *Modelos interactivos de balance hidrológico: Estudios de la zona no saturada del suelo, ICIA*. Tenerife, pp. 187–193 (in Spanish).
- Samper, J., Bonilla, M., Zheng, L., Yang, C., 2006. Evaluación del impacto de los túneles en el territorio y el medio ambiente en Galicia. *Proceedings of III Congreso de ingeniería civil, territorio y medio ambiente "Agua, biodiversidad e ingeniería"*. Zaragoza: Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos (in Spanish).
- Samper, J., Bonilla, M., Carvalho, J.M., 2008. Evaluación del efecto de un túnel para aprovechamiento hidroeléctrico sobre el manantial termal de Baños de Brea en Galicia mediante un modelo numérico de flujo y transporte de calor: *Proceedings of El agua y las infraestructuras en el medio subterráneo*. Barcelona. AIH-GE. IGME. (in Spanish).
- SCS (US Soil Conservation Service), 1975. *Urban hydrology for small watersheds, Technical Release No 55*, U.S. Depart. of Agriculture (reviewed in June of 1986).
- Sjölinder-Lindqvist, A., 2005. *Conflicting Perspectives on Water in a Swedish Railway Tunnel Project*. *Environmental Values* 14 (2), 221–239.
- Soriano, G., Samper, J., 2000. *Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos: Cuenca del Valiñas (A Coruña): Jornadas hispano-lusas sobre las aguas subterráneas en el noroeste de la península Ibérica*. AIH-GE. IGME. A Coruña. (in Spanish).
- Vincenzi, V., Gargini, A., Goldscheider, N., 2009. Using tracer tests and hydrological observations to evaluate effects of tunnel drainage on groundwater and surface waters in the Northern Apennines (Italy). *Hydrogeology Journal* 17 (1), 135–150.
- Water Framework Directive, 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*.
- Yang, F.R., Lee, C.H., Kung, W.J., Yeh, H.F., 2009. The impact of tunneling construction on the hydrogeological environment of "Tseng-Wen Reservoir Transbasin Diversion Project" in Taiwan. *Engineering Geology* 103 (1–2), 39–58.

12. **Anexo III. Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia Costa (Raposo et al., 2012). Artículo original publicado en Hydrogeology Journal DOI: 10.1007/s10040-012-0922-7**

Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia-Costa, Spain

Juan Ramón Raposo ^{a*}, Jorge Dafonte ^a, Jorge Molinero ^b

^a Escola Politécnica Superior, University of Santiago de Compostela, Campus Universitario s/n
27002 Lugo, Spain

^b Amphos XXI, Passeig de Garcia i Faria, 49-51, 1o-1a, 08019 Barcelona, Spain

* Corresponding author. Tel.: +34 686064417. Fax: +34 982285926. E-mail address:
juanraraposo@hotmail.com (J.R. Raposo).

Abstract

Climate change can impact the hydrological processes of a watershed and may result in problems with future water supply for large sections of the population. Results from the FP5 PRUDENCE project suggest significant changes in temperature and precipitation over Europe. In this study, the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model was used to assess the potential impacts of climate change on groundwater recharge in the hydrological district of Galicia-Costa, Spain. Climate projections from two general circulation models and eight different regional climate models were used for the assessment and two climate-change scenarios were evaluated. Calibration and validation of the model were performed using a daily time-step in four representative catchments in the district. The effects on modeled mean annual groundwater recharge are small, partly due to the greater stomatal efficiency of plants in response to increased CO₂ concentration. However, climate change strongly influences the temporal variability of modeled groundwater recharge. Recharge may concentrate in the winter season and dramatically decrease in the summer-autumn season. As a result, the dry-season duration

may be increased on average by almost 30% for the A2 emission scenario, exacerbating the current problems in water supply.

Keywords: Climate change, impact, groundwater recharge, SWAT, Spain

1 Introduction

Fossil-fuel consumption has caused an increase in anthropogenic emissions of carbon dioxide (CO₂) and other greenhouse gases (IPCC, 2007). Based on the range of emission scenarios presented to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007), CO₂ concentrations are expected to increase from the present-day concentration of approximately 330 parts per million (ppm) to between approximately 550 and 970 ppm. Many general circulation model (GCM) experiments have been performed in the past two decades to investigate the effects of increasing greenhouse-gas concentrations. These studies predict a rise in global mean temperature over the period 1900 to 2100 of between 1.1 and 6.4 °C, depending on the different scenarios (IPCC, 2007). Predicted changes in precipitation are more speculative than the temperature projections, especially for smaller regions, but modifications of rainfall patterns are expected, both in intensity and in total amount. Changes in the temporal and spatial distribution of precipitation can also increase the risk of both heavy rainfall events and droughts. A general consensus is that the average global surface temperature has risen by 0.45–0.6 °C during the last century (IPCC 2001; Marshall and Randhir 2008). These changes in temperature and precipitation could impact the hydrological cycle and various processes of a watershed system. Specific potential impacts at watershed scale include changes in run-off, nutrient enrichment, sediment loading, and evapotranspiration rates (Band et al. 1996; Chang et al. 2001; Evans et al. 2003). Groundwater in shallow aquifers is part of the hydrological cycle and is affected by climate variability and change through recharge processes (Chen et al., 2002). Consequently, climate change affects the availability of freshwater for both ecosystem and human uses (Carpenter et al. 1992; IPCC 2001).

In spite of the extensive research on climate change and the great number of new studies in climate-change downscaling that have been published in recent years, more restricted growth has been seen in publications that use downscaling methods to examine hydrological impacts (Fowler et al., 2007). Hendricks Franssen (2009) and Green et al. (2011) present extensive literature reviews of the potential impacts of climate change on groundwater, and summarize the findings from a number of case studies throughout the world. More recently, a growing number of case studies have been carried out to assess the regional effects of climate change on groundwater (Crosbie et al. 2010; Essink et al. 2010; Jackson et al. 2011; Loaiciga 2009; Stoll et al. 2011; Okkonen, 2011; Clilverd et al., 2011; Treidel et al. 2012; Neukum and Azzam, 2012; Barthel et al., 2012; Ali et al., 2012; Scott et al., 2012).

Many climate-change studies have predicted reduced recharge (Serrat-Capdevila et al., 2007; Wegehenkel and Kersebaum, 2009; Ali et al., 2012) and decrease in groundwater levels (Hsu et al. 2007; Barthel et al., 2012; Goderniaux et al., 2009); however, the effects of climate change on recharge may not necessarily be negative in all aquifers during all periods of time (Green et al., 2011). Stoll et al. (2011) did not predict future groundwater stress in a catchment in northern Switzerland. Furthermore, studies in northern cold regions predict increasing groundwater recharge in the future due to reduced extent of ground frost (Jyrkama and Sykes, 2007; Kovalevskii, 2007; Clilverd et al., 2011; Okkonen, 2011). Moreover, when multiple future climate scenarios are used, even the prediction of the direction of the change in recharge may be difficult and vary over a wide range from increases to decreases, depending on each climate model and scenario (Crosbie et al., 2010; Allen et al., 2010).

Most studies investigating the impact of climate change on groundwater resources in Europe predict decreasing groundwater recharge and declining water tables (Bates et al., 2008; Stoll et al., 2011). Additionally, a greater seasonal variation in the groundwater resource is predicted, with higher recharge rates during a reduced period of time in winter and spring and less groundwater recharge during summer and autumn (Herrera-Pantoja and Hiscock, 2008; Jackson et al., 2011; Neukum and Azzam, 2012).

Relatively few studies have examined the effects of climate change on groundwater resources in Spain, and they are focused on the Mediterranean and southern regions with drier climate

(Manzano et al., 1998; Younger et al., 2002; Custodio et al., 2007; Samper et al., 2007; Samper et al., 2009a; Aguilera and Murillo, 2009; Candela et al., 2009; Guardiola-Albert and Jackson, 2011; Hiscock et al., 2012). All these studies are consistent in predicting a reduction in groundwater recharge. Additionally, a significant intra-annual variability of recharge is predicted, with a reduction of groundwater recharge throughout the initial autumn period (Candela et al., 2009).

Hydrological models can be used to link climate-change studies and hydrological impact assessments. Hydrological models can be combined with climate scenarios generated from downscaling of GCMs to produce potential scenarios of climate-change effects on water resources at a watershed scale. These hydrological models provide a link between climate change and water yields through simulation of hydrological processes within watersheds (Ficklin et al., 2009).

In the European context, under Framework Programme 5, the PRUDENCE project (Christensen et al., 2007) has provided a set of experiments using ensemble runs, different regional climate models (RCMs), different driving GCMs and different emissions scenarios for the European region. The data provided by this project have so far been little used for impact assessments. The Spanish Meteorological Agency (AEMet) has elaborated the regional projection of climate change for Spain (AEMet, 2009) based on the data from the PRUDENCE project.

The choice of driving GCM generally provides the largest source of uncertainty in downscaled scenarios (Boé et al., 2007; Fowler et al., 2007). In addition, each step of the downscaling procedure also has associated uncertainty. All these uncertainties add up and constitute a cascade of uncertainty that affects the final result of a climate projection (Quintana Seguí et al., 2010). Leung et al. (2003) suggest that for developing credible high-resolution climate simulations for impact assessment, a logical approach is to use multiple GCMs and RCMs with multiple ensembles. In this way, the present study used the climate projections elaborated by the AEMet as inputs to the hydrological model SWAT (Arnold et al., 1998) for assessing the climate-change effects in the hydrological district of Galicia-Costa (in the northwest of Spain), focusing especially on the impacts on groundwater recharge. Two GCMs (HadAM3H and

ECHAM4) and 8 different RCMs were used as ensembles in order to assess the uncertainty due to the different models.

Hard-rock formations (composed of igneous and metamorphic rocks) cover more than 20% of the land surface (Ayraud et al., 2008). Groundwater from fissured hard-rock aquifers constitutes an important water resource in many European regions (Raposo et al., 2012) and its use is increasing in response to the increasing demand for water and the degradation of surface river-water quality (Ayraud et al., 2008). However, fissured aquifers are highly vulnerable to variations in recharge, due to their low storativity, which may represent only three years of average infiltration (Wyns et al., 2004). Shallow hard-rock aquifers supply drinking water for many rural communities in Europe, but frequently, summer drought results in significant lowering of the water table and drying up of springs and wells (Stoll et al., 2011). In this context, fissured aquifers in Galicia-Costa are expected to be very sensitive to climate change, due to their low storage capacity and the short residence-time of the water, which make them highly dependent on rainfall-recharge (Raposo et al., 2012). A decrease in groundwater recharge and the consequent water table decline may affect the water supply for a quarter of the population of Galicia-Costa that depend on these groundwater resources (Romay and Gañete, 2007). Green et al. (2007) demonstrated the potential importance of changes in the timing of rainfall on recharge. Groundwater recharge can disproportionately change with respect to rainfall. This result is related primarily to the increased frequency of long-duration wet and dry periods. Furthermore, apparent positive effects of climate change on annual net recharge can mask negative effects on a sub-annual time basis (Green et al., 2007). The changes in the timing of rainfall may strongly impact on these especially vulnerable shallow aquifers.

Evaluation of climate change on a watershed system is important, in order to develop alternative strategies and policies to mitigate the impacts of global warming (IPCC, 2001).

The main objective of this study is quantifying the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia-Costa. For that aim, the following specific objectives were posed: to characterize four different pilot watersheds in Galicia-Costa by means of calibration and validation of hydrological models using historical climate data and comparing simulated outputs with measured stream discharge rates in rivers; to estimate variations in seasonal and

average annual groundwater recharge in response to different climate-change scenarios; and to assess the uncertainty due to the use of different GCMs, RCMs and different emissions scenarios.

This paper begins with a description of the study area and the importance of groundwater in Galicia-Costa. The hydrological model and the data collection process are then described, followed by the model calibration and validation for the pilot watersheds. Finally, the incorporation of climate-change scenarios into the models is described, followed by a discussion of the main results.

2 Description of the study area

The hydrological district of Galicia-Costa is located on the northwest coast of Spain (Figure 1). It contains all of the watersheds entirely located inside the Autonomous Region of Galicia, it extends over an area of 13,072 km² (44% of the Galician territory), and is where more than 2,000,000 people are settled (75% of the Galician population). Due to the existence of many small aquifers developed on fractured and weathered bedrock throughout the district, and the difficulty of individually characterizing each separate aquifer, an aggregate approach was required for the study of Galician hydrogeology. Accordingly, the whole territory was considered as a continuous groundwater body that must be protected. For management purposes, the Galician Water Administration (Augas de Galicia) defined 18 groundwater bodies following geographic and topographic criteria rather than geologic criteria. The boundaries of each groundwater body coincide with the linked river watershed (Xunta de Galicia, 2003).

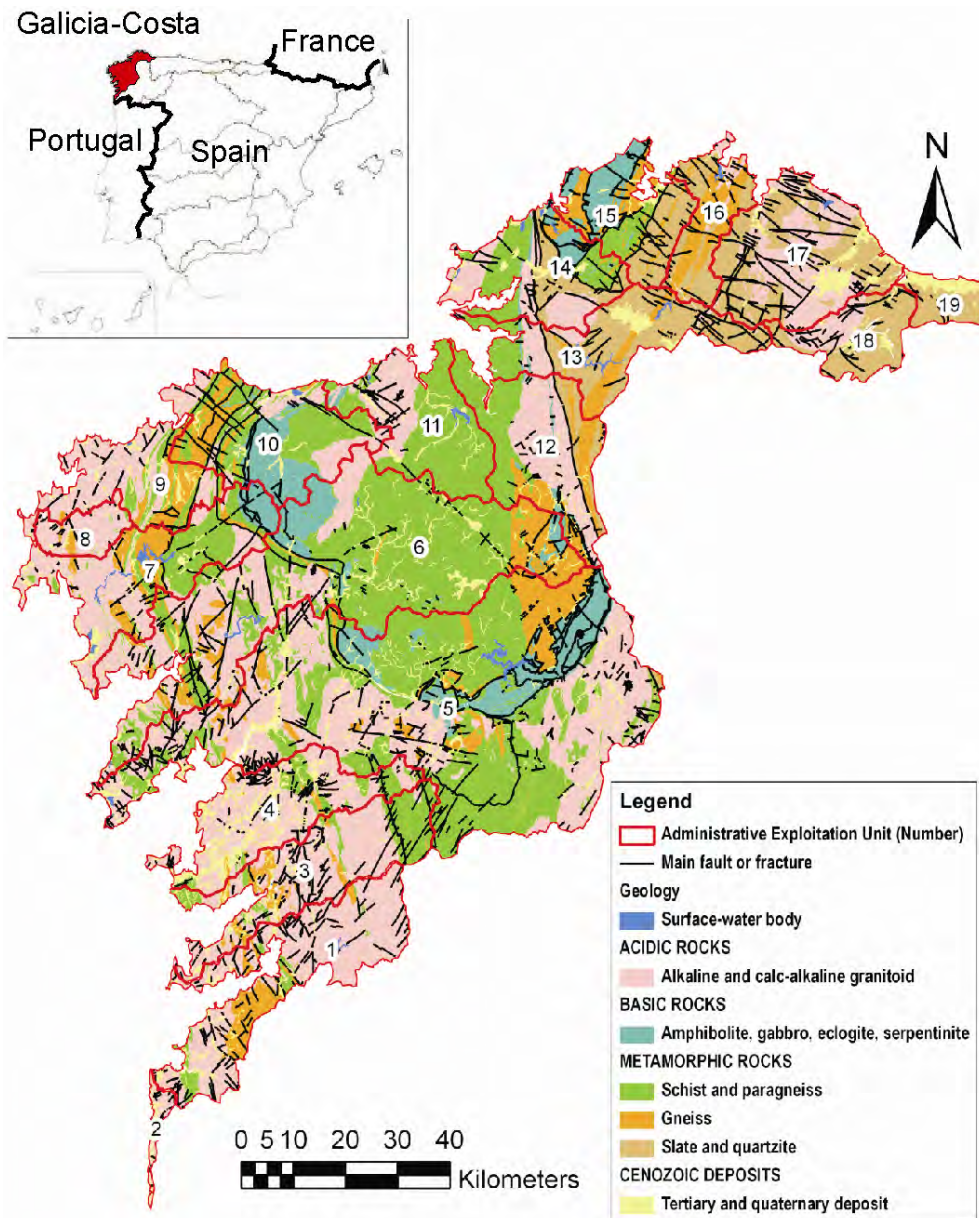


Fig. 1 Location of the hydrological district of Galicia-Costa within Spain (national boundaries in thick line) and within the Spanish hydraulic division (fine line), and geological map [elaborated from GEODE geological map (IGME, 2004)]

According to the Köppen-Geiger climate classification (Kottek et al., 2006), almost the whole of Galicia has a warm temperate climate with dry and warm summers (Csb), characterized by maximum seasonal rainfall in winter and minimum in summer. The bordering Cantabrian area has a warm temperate climate, fully humid with warm summers (Cfb), which differs from Csb climate in having a more homogeneous distribution of precipitation through the year.

From a geological standpoint, Galicia-Costa can be divided in two main blocks: granitic rocks, which occupy around 38% of the area; and metamorphic rocks (mainly slates, schist and gneisses), which occupy 54% of the total area. Both groups of rocks have traditionally been considered to be impervious or to have very low permeability. However, they are frequently very fractured and weathered and possess a vast network of faults and fractures (Figure 1), and this secondary porosity can allow the storage of a considerable volume of water. Specific storage and hydraulic conductivity values for the aquifers exhibit high variability, due to the heterogeneity of the fractured bedrock.

There is also a high gradient of temperature, evapotranspiration and precipitation from the coast of Galicia-Costa to the mountainous inland area (Galician Dorsal). For example, precipitation ranges from 900 mm/year at the coast to 2500 mm/years in some points of Galician Dorsal. Because the Galician aquifers are highly dependent on rainfall-recharge, with relatively low specific storage and short residence times for groundwater, climatic conditions, like the rainfall regime, are especially relevant to the determination of the amount of recharge and availability of groundwater resources throughout the year.

From a land-use standpoint, most of the territory of Galicia-Costa is occupied by forests (mainly pine, eucalyptus and mixed forests), representing 35.6% of the total area. Croplands cover 36.7%, and rangelands (brush and grasses) cover 24.2% of the area. Urban areas, wetlands and water bodies represent the remaining 3.5% of the district. Regarding the soil classes present in Galicia-Costa, there are two main soils types according the FAO90 classification (FAO, 1990): regosols (covering 57.6% of the total area) and leptosols (covering 40.0% of the total area). Minor soil types like histosols and podzols represent only 2.4% of the total area.

In order to characterize the aquifers in Galicia-Costa, four semi-distributed SWAT models were constructed for four medium-sized basins (ranging in area from 102.2 to 544.7 km²): two Cantabrian basins (Landro and Mera Rivers), one Atlantic basin (Anllóns River) and one inland basin (Deza River). The total area of all studied basins is 1262.3 km², which represents 9.66% of the entire hydrological district of Galicia-Costa (Figure 2).

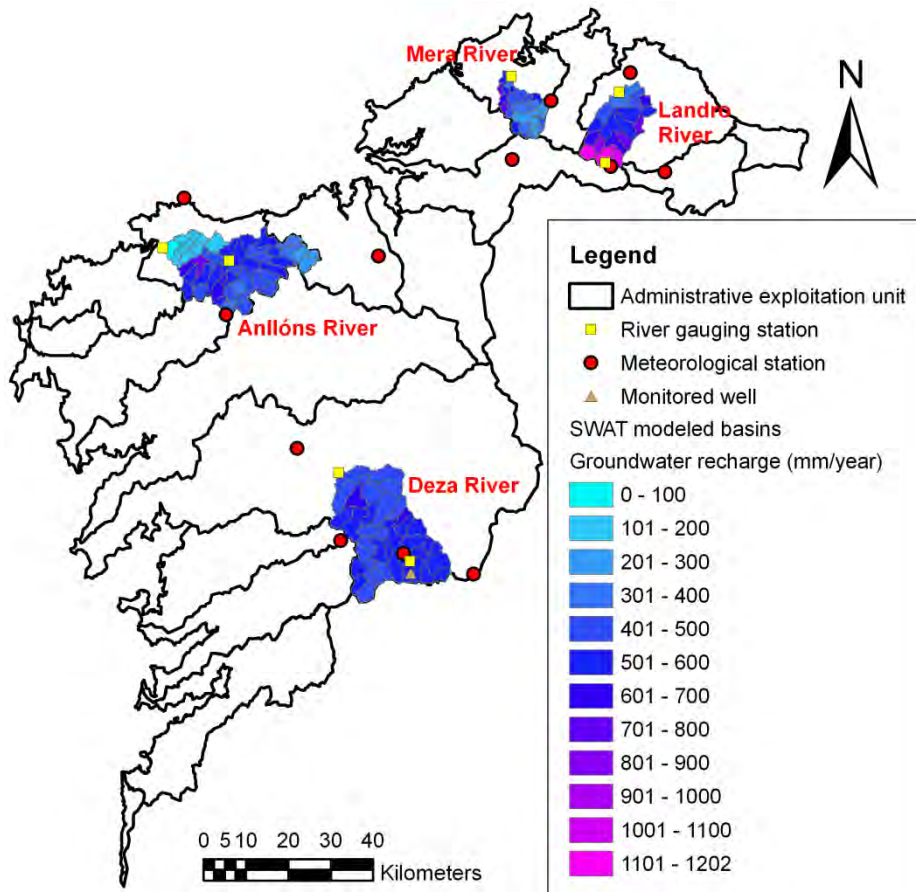


Fig. 2 Location of basins modeled with SWAT, showing their calculated groundwater recharge (by sub-basin)

2.1 Groundwater uses in Galicia-Costa

The high quality and easy availability of groundwater in Galicia-Costa, and the shallow depth of the water table, have resulted in traditional use of these resources by the population, especially in rural areas. Groundwater has proved an optimal source for water supply in rural areas (Raposo et al., 2012). Due to the scattered distribution of the aquifers and the traditional settlement pattern in Galicia characterized by dispersion (about 40% of the population lives in small rural villages with fewer than 500 inhabitants or in isolated houses), the water sources can be located close to the consumption center, reducing the difficulties of water transportation. This strategy was used by both private individuals and the public administration. According to the

Water Supply Plan of Galicia (Xunta de Galicia, 2005), 75% of the registered water sources use groundwater, although surface water represents the larger resource in terms of consumed volume. A quarter of the population in Galicia-Costa uses a private water supply (Romay and Gañete, 2007), by means of individual or communal groundwater facilities, mainly natural springs or shallow dug wells that pump water from the shallow aquifer in the weathered rock. Due to their low storativity, limited specific yield and the expected short residence times of groundwater in the weathered zone (Raposo et al., 2012; Ayraud et al., 2008), these shallow aquifers are highly vulnerable to climate variability and very sensitive to long dry periods. The shallow depth of the dug wells in Galicia makes them very vulnerable to small drawdowns of the water table (Raposo et al., 2010), and it is common for wells and springs to rapidly diminish and dry up, following periods of several months with low precipitation. Predictions of climate change in Galicia show a decrease in the total volume of precipitation and a concentration of rainfall into fewer events through the year, mainly during the winter season (AEMet, 2009), aggravating the already common dry periods in summer. A quarter of the population in Galicia-Costa could therefore be adversely affected by climate change. Accurate prediction and quantification of these impacts is necessary, in order to develop mitigation measures for guaranteeing the water supply to all the population.

3 Hydrological conceptual model

Due to their strong heterogeneity (in lithology, degree of fracturing, metamorphism, etc), hard-rock aquifers are difficult to characterize. Thanks to recent works, weathering processes in this type of rock are now better understood (Lachassagne et al., 2001; Wyns et al., 2004; Dewandel et al., 2006; Ayraud et al., 2008), and a conceptual model originally developed for granitic bedrock has proved to be applicable to all types of hard-rock aquifers (Durand et al., 2006). It has been established that in crystalline basement rocks, weathering profiles are characterized by regional stratiform zones that are parallel to the paleo-weathering surfaces (Wyns et al., 2004), resulting in three main aquifer layers: an unconsolidated saprolite (or regolith), and an

upper and a lower fissured zone. The bottom of the aquifer is defined by the fresh basement (Figure 3).

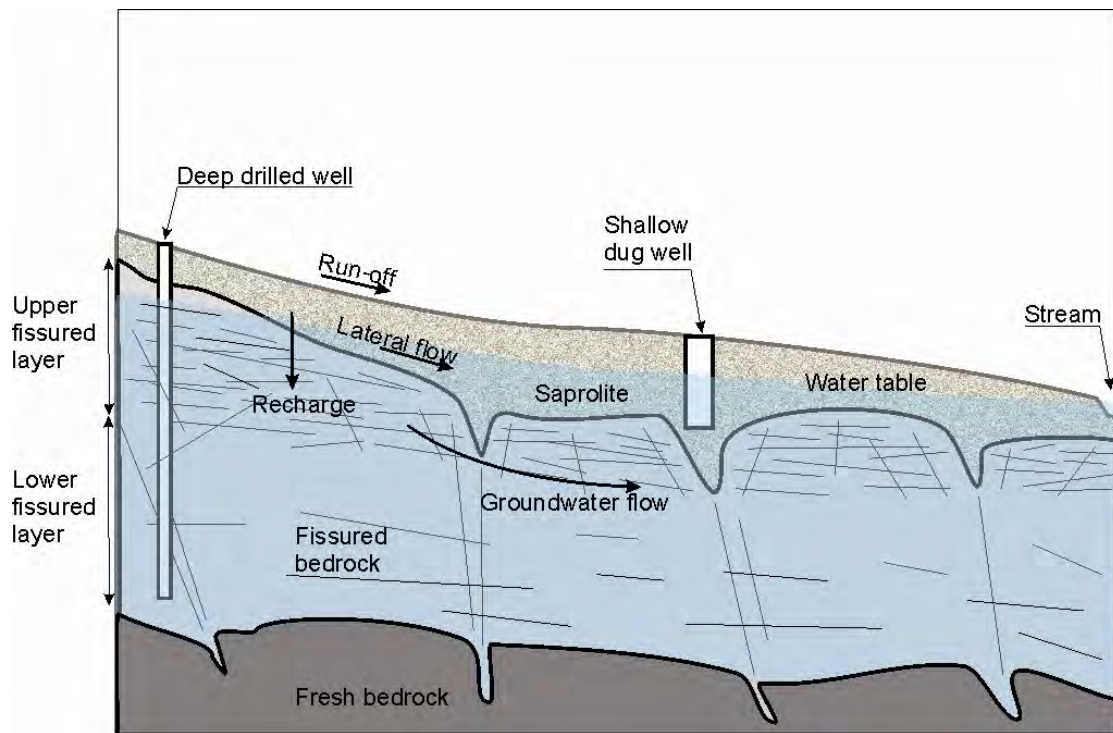


Fig. 3 Hydrological conceptual model for Galician fissured aquifers in crystalline rock (the blue colour represents the saturated zone)

The cover of unconsolidated saprolite, several meters thick, can reach quite a high porosity because of its clayey-sandy composition, which depends on the lithology of the parent rock. Saprolite can be considered as a porous medium, and where this layer is saturated, it provides the majority of the groundwater storage in this type of composite aquifer (Dewandel et al., 2006) and used to be exploited by most of the traditional shallow wells dug in this area.

Beneath this layer, a fissured zone, generally some 50 m thick, is characterized by low porosity. In a fissured medium, the aquifer properties will depend on fissure and fracture connection and distribution. The fissured layer is generally characterized by a dense horizontal fissuring in the first few metres, with the density of fissures decreasing as depth increases. The concentration of this horizontal fissuring at the top of the fissured layer constitutes the upper fissured zone. This zone accounts for most of the transmissivity in the composite aquifer, and is exploited by most of the deep wells drilled in hard-rock areas. However, where the covering saprolite layer is

very thin or unsaturated, the fissured layer also provides the storage function of the composite aquifer (Dewandel et al., 2006).

Finally, the fresh basement is permeable only locally, where tectonic fractures are present. The fracture density with depth is much lower than within the fissured layer. At catchment scale, and for water resources applications, the fresh basement can then be considered as impermeable and of very low storativity (Maréchal et al., 2004).

In accordance with this general conceptual model, the hydrogeological data obtained from different sites in Galicia-Costa indicate the existence of two subsurface flow systems (Soriano and Samper, 2003). A shallow aquifer, generally less than 20 m thick, developed within the rock weathering zone. Underlying this aquifer, a less permeable aquitard is found in the fractured rock, where water flows mostly through fractures (Soriano and Samper, 2003). The thickness of the fractured rock zone varies significantly from site to site depending on the tectonic history of the bedrock, within a range of 30 to 100 m (Raposo et al., 2012). In the shallow aquifer, the phreatic surface reproduces in a smooth manner the shape of the topographic surface, and groundwater and surface-water catchment boundaries are assumed to be coincident. The water table is only a few meters below the surface and shows fast-rising and smooth-falling patterns in response to wet and dry periods (Samper, 2003), with annual level oscillations from 1.5 m to 4 m (Soriano and Samper, 2003). In winter, the water table usually rises to a level that marks a maximum recharge level (the rooted zone in the soil) (Soriano and Samper, 2000). A major hydrogeological division exists between the weathered layer and the fissured-fractured layer (Ayraud et al., 2008). The contrast in properties between these two layers favors lateral flows along the saprolite/rock interface, which represent an important component of the water balance (Raposo et al., 2012).

Assessing precise characteristics of this type of aquifer and determining hydrogeologically-equivalent properties at different scales is difficult (Ayraud et al., 2008). Due to their apparent heterogeneity, discontinuity and anisotropy, the hydrodynamics in the fissured layer have not been described in detail; yields, permeabilities or specific capacities are the main information available for these composite aquifers. Specific storage calculated by pumping tests or estimated by models varies widely, from 0.00032 in deep boreholes to 0.013 in shallow dug

wells (Soriano and Samper, 2000; Franco Bastianelli, 2010; Raposo et al., 2012). Similarly, transmissivity varies from 0.5 to 15 m²/day (Soriano and Samper, 2003). Finally, typical yields of wells usually vary from 0.3 to 5.0 l/s, but exceptionally can reach 40 l/s (Samper, 2003; Xunta de Galicia, 1991).

4 Modeling methodology

For this study, the watershed system was simulated with the Soil Water Assessment Tool (SWAT) model (Arnold et al., 1998). SWAT is a physically-based, long-term, continuous time and watershed-scale model developed initially to predict the impact of agricultural or land management practices on water, sediment and agricultural chemical yields in large complex watersheds. But it is also capable of predicting water yield, nutrient, and sediment loading under climate-change scenarios (Neitsch et al. 2002). SWAT is a semi-distributed model operating on a daily time-step. A high level of spatial variability can be simulated, since SWAT allows the division of the watershed into a large number of subwatersheds, which are then further subdivided into unique soil/land-use/slope characteristic areas called hydrological response units (HRUs). The HRUs are defined by means of a coupled-GIS (Geographical Information System) tool and for this purpose, a digital-elevation model, land cover and soil maps are needed. The water balance is the main driving force in SWAT and it is calculated for each HRU. Flow generation and sediment yield are later summed across all HRUs in each subwatershed, and the resulting loads are then routed through the river channels, ponds or reservoirs to the watershed outlet. An HRU water balance is represented by five storage components: canopy interception, snow, soil profile, shallow aquifer, and deep aquifer.

SWAT allows a number of different physical processes to be simulated in a watershed: climate, hydrology, plant growth, erosion, nutrient transport and transformation, pesticide transport, and management practices. The hydrology part of the model includes snowmelt, surface run-off, evapotranspiration, groundwater percolation, lateral flow, and return flow to the river. More

detailed descriptions of the different model components can be found in Arnold et al. (1998) and Neitsch et al. (2002).

SWAT has gained international acceptance as a robust interdisciplinary watershed-modeling tool (Gassman et al., 2007). It has been used in many international applications and has proven reliable for fitting flow-rate data, measured and modeled, for a variety of watershed scales (e.g., Rosenthal et al., 1995; Arnold and Allen, 1996; Srinivasan et al., 1998; Arnold et al., 1999; Saleh et al., 2000; Santhi et al., 2001; Abbaspour et al., 2007; Yang et al., 2007; Schuol et al., 2008a, b). Among its interdisciplinary capabilities, SWAT has been specifically used in several studies for the assessment of climate-change effects on watershed hydrology in different regions around the world (Bouraoui et al., 2004; Eckhardt and Ulbrich, 2003; Jha et al., 2006; Verbeeten and Barendregt, 2007; Chaplot, 2007; Schuol et al., 2008; Marshall and Randhir, 2008; Obuobie e Diekkrügerb, 2008; Ficklin et al., 2009) because of its capability to easily incorporate the future climate predictions from RCMs as inputs to the model, and to account for the effects of increased CO₂ on plant development and evapotranspiration (Neitsch et al., 2002). Gassman et al. (2007) report 28 SWAT applications in the literature with a primary scope of assessing climate-change impacts.

SWAT has also been used extensively in the context of projects supported by various European Commission (EC) agencies (Gassman et al., 2007). Several models, including SWAT, were used to quantify the impacts of climate change for five different watersheds in Europe within the Climate Hydrochemistry and Economics of Surface-water Systems (CHESS) project, which was sponsored by the EC Environment and Climate Research Programme (CHESS, 2001).

Recharge models should incorporate the response of plants to both elevated temperature and atmospheric CO₂ to enable the recharge significance of such physiological changes to be assessed (Holman et al., 2011). The impact of CO₂ on leaf stomatal conductance is computed by SWAT assuming a 40% reduction in leaf conductance when the atmospheric CO₂ concentration is doubled, as found by Morison and Gifford (1983).

For calculation of evapotranspiration, SWAT takes into account variations of radiation-use efficiency, plant growth, and plant transpiration due to changes in atmospheric CO₂ concentrations, which is essential for any study of CO₂-induced climate change. Conversion of

intercepted light into biomass is simulated assuming a specific radiation-use efficiency (RUE) for each plant species. The RUE quantifies the efficiency of a plant in converting light energy into biomass and is assumed to be independent of the plant's growth stage. The RUE values are adjusted in SWAT as a function of CO₂ concentrations, following the approach developed by Stockle et al. (1992). The effect of increasing vapour-pressure deficit, which can result in decreased RUE, is factored into the RUE adjustment.

The Penman-Monteith method is the method recommended by the FAO (Food and Agriculture Organisation of the United Nations) for reference-crop potential evapotranspiration (ET_0) calculation, and has a strong likelihood of correctly predicting ET_0 in a wide range of locations and climates (Allen et al., 1998). This is the method that uses more physical parameters: daily maximum and minimum air temperature, solar radiation, wind speed and humidity are required as inputs. Therefore, it was chosen from the different ET_0 estimation methods incorporated into the SWAT model. SWAT uses a modified version of the Penman-Monteith method based on the methodology described by Stockle et al. (1992).

The way of estimating groundwater recharge by SWAT and most water-budget models is the indirect or "residual" approach, whereby all of the variables in the water-balance equation except the recharge are measured or estimated, and recharge is set equal to the residual value (Scanlon et al., 2002). The major limitation of this approach is that the accuracy of the recharge estimate depends on the accuracy with which the other components in the water-budget equation are measured, and the propagation of errors to the estimate of recharge. This limitation is critical when the recharge rate is relatively small, as in arid and semi-arid regions. However, if the water balance is calculated on a daily time-step, precipitation on a single day (when it occurs) usually greatly exceeds evapotranspiration, and the error in the recharge estimate reduces. Furthermore, error propagation significantly decreases when using a short time-step, while averaging over longer time periods (monthly or annual time-steps) tends to dampen out extreme precipitation events (those most responsible for recharge events) (Scanlon et al., 2002).

4.1 Data compilation

Model calibration and validation were based on water monitoring data obtained from gauging stations within the study area (Figure 2). For each studied watershed, at least one gauging station is present at the watershed outlet. Stream discharge data for these gauges were collected from Augas de Galicia (the Galician Water Management Agency). Daily stream discharge series were obtained by means of long-term stage-discharge rating curves. However, only a few measured discharge data corresponding with peak flow events were used during the rating-curve calibration process, so their reliability for high discharge values is limited and these discharge data should be interpreted with caution. In some watersheds, a second gauging station is present for a smaller sub-basin upstream. The data from these gauging stations were gathered by the University of Santiago de Compostela. Daily and monthly average stream flows were aggregated from 10-minute data.

Climate data required by the model are: daily precipitation, maximum, medium and minimum air temperature, solar radiation, wind speed and relative humidity. These daily climatic inputs can be obtained from historical records, and/or generated internally in the model using a weather generator tool. For this study, all the historical climate inputs required for model calibration and validation were obtained from 12 weather stations located in and around the studied watershed, at: Penedo do Galo, Muras, Fragavella, Serra da Faladoira, Malpica, Río do Sol, Mabegondo, Pereiro, Mouriscade, Serra do Faro, Sergunde and Marco da Curra (Figure 2). The meteorological input data were obtained from Meteogalicia (Galician Meteorological Service), except for the Muras weather station, which is operated by the University of Santiago de Compostela. Missing data in the historical records were filled by correlation from the nearest weather stations with complete records.

The regional projections of climate change for Galicia used in this study were elaborated by the Spanish Meteorological Agency (AEMet, 2009) based on data from the PRUDENCE project (Table 1). Projections for the emissions scenarios A2 and B2 from 2071 to 2100 were generated and referred to a baseline period from 1961 to 1990.

Table 1 List of PRUDENCE project members and the RCMs, driving-GCMs and emissions scenarios used in this study

Research Center	RCM	GCM	Emission scenario		Reference
			A2	B2	
Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)	ARPEGE	HadAM3H	*	*	Gibelin and Déqué, 2003
Denmarks Meteorologiske Institut (DMI)	HIRHAM	HadAM3H	*	*	Christensen et al., 1996
Helmholtz-Zentrum Geesthacht (GKSS)	CLM	HadAM3H	*		Steppeler et al., 2003
Hadley Centre (HC)	HadRM	HadAM3H	*		Hudson and Jones, 2002
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI)	RACMO	HadAM3H	*		Lenderink et al., 2003
Max Planck Institute (MPI)	REMO	HadAM3H	*		Jacob, 2001
Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)	RCAO	HadAM3H	*	*	Döscher et al., 2002
		ECHAM4	*	*	
Universidad Complutense de Madrid (UCM)	PROMES	HadAM3H	*	*	Castro et al., 1993

The soil map used in this study was provided by the Joint Research Centre of the European Commission (Van Liedekerke et al. 2006). It was produced within the framework of the Digital Soil Mapping project. It provides an FAO90 classification for Europe with a spatial resolution of 1 km. Soil properties needed by SWAT (e.g., particle-size distribution, bulk density, organic carbon content, available water capacity, and saturated hydraulic conductivity) were obtained from the literature on the basis of the soil types (González-Prieto et al., 1992, Leirós et al., 2000, García-Corona et al., 2004, Paz-Gonzalez et al., 1997) or by using pedotransfer functions (Tietje and Hennings, 1996; Ferrer Julia et al., 2004). Due to its low resolution, the map shows only the dominant soil class for each cell. For the Galician area, the only soil types existing are Leptosols, Regosols, Podzols and Histosols. Taking into account that Galician soils in hilly areas are usually shallow soils covering the weathered bedrock and the water has to pass a thickness of rock before reaching the water table, the soils have been represented in the model by an additional layer with a higher bulk density and a lower hydraulic conductivity than the

preceding soil layer, in order to reproduce the weathered rock effect on groundwater dynamics, as proposed by Eckhardt and Ulbrich (2003). This assumption implies that a significant portion of groundwater flows laterally as interflow, as proposed for most Galician aquifers by different authors (Soriano and Samper, 2000; Soto et al., 2005; Samper et al., 2009b; Raposo et al., 2012).

The land-use map was constructed by the CORINE Land Cover 2000 Project version 9/2007 (European Environment Agency, 2007). The CORINE land-cover classification codes were converted to the SWAT land-cover/plant codes, to make a reclassified and aggregated land-use dataset. This map has a spatial resolution of 100 m and has 14 classes of land-use representation for the modeled area in this study: Residential High Density, Residential Medium Density, Industrial, Urban Commercial, Potato, Agricultural Land-Generic, Forest Evergreen, Forest Deciduous, Pine, Forest Mixed, Range Brush, Range Grasses, Corn Silage, and Pasture. The parameterization of the land-use classes was based on the available SWAT land-use classes and literature research. No variations of land use over time were considered in the model. Although they are possible, the direction of change is unpredictable and probably more related to socio-economic factors than climatic factors.

It is well known that the quality of the Digital Elevation Model (DEM) will have a strong influence on the final output of the hydrological model (Defourny et al., 1999). A 50-m resolution DEM was used in this study, generated from the contours lines and three-dimensional elements of basic cartography of the 1:5000 Galician Map (SITGA, 2010). The stream network and subwatersheds were delineated with ArcSWAT using the DEM. HRUs were created automatically with ArcSWAT within each subwatershed, as a function of the dominant land use, soil types and slope within a given subwatershed.

The management operations were based on default assumptions provided by the SWAT2000 database, developed by Di Luzio et al. (2002). Most of the territory in Galicia-Costa is covered by forest where a low level of management is performed. For agricultural lands, the management operations generally consist simply of planting, harvesting, and automatic fertilizer applications. In some cases, minor modifications were made to improve the management data, like the consideration of large potato fields in the Anllóns basin and silage corn fields in the

Deza basin, and the specific-heat units and operational dates for this crop in Galicia (Bande-Castro et al., 2010). However, the relevance of these modifications is small, since the management assumptions have only minor impact on the SWAT hydrological estimates.

4.2 Model setup

The model parameterization was derived using the GIS interface for SWAT (Di Luzio et al., 2002). The threshold area of flow accumulation required for the automatic stream network definition was selected depending on the size of each watershed and the desired model detail. A threshold area of 3 km² was selected for defining the stream network in the biggest basin (Deza), while a threshold area of only 1.5 km² was considered in the smallest one (Mera). Thus, the whole modeled area was divided into 134 subwatersheds and 1525 HRUs (Anllóns: 47 sub-basins and 507 HRUs; Landro: 20 sub-basins and 270 HRUs; Deza: 37 sub-basins and 406 HRUs; Mera: 30 sub-basins and 342 HRUs).

Regarding land uses, forests cover 36.8% of the modeled area, crops (mainly corn silage and potato) cover 38.8% of the area, and range (brush and grasses) covers 23.7% of the modeled area. Residential and industrial areas only represent 0.7% of the territory. Regarding soil classes, the dominant soils in the modeled area of Galicia-Costa are Regosols (59.0% of modeled area); Leptosols represent 37.0% of the modeled area; while Histosols and Podzols are less than 4% of the modeled area. These percentages are similar to those corresponding to all Galicia-Costa, thus the modeled area can be considered to be representative of the whole district.

Finally, three different slope groups were considered for the HRU definition: less than 10%, from 10% to 20%, and more than 20%. The curve-number value assigned to each land cover was affected by the slope range of the HRU according to the equation developed by Williams (1995).

The simulation time period varies for the different basins from 2 to 6 years, depending on the availability of meteorological data; a first period was used as a warm up and not included in the analysis. A 1-year validation period was performed during 2010 (Table 2).

Table 2 Evaluation of the hydrological goodness-of-fit in the studied basins(calibration and validation parameters defined in the text)

	Basin	Landro River		Deza River		Anllóns River		Mera River
	Gauging station	Muras	Landro	Abeleda	Deza	Carballo	Anllóns	Mera
	Warm-up	31 Mar 05 to 30 Jun 05	31 Mar 05 to 25 Oct 06	1 Oct 01 to 9 Feb 07	1 Oct 01 to 31 Jan 04	1 Sep 06 to 31 Jan 09	1 Sep 06 to 31 Oct 06	26 May 06 to 31 Mar 07
Calibration	Calibration period	1 Jul 05 to 31 Dec 09	26 Oct 06 to 31 Dec 09	10 Feb 07 to 31 Dec 09	1 Feb 04 to 31 Dec 09	1 Feb 09 to 31 Dec 10	1 Nov 06 to 31 Dec 09	1 Apr 07 to 31 Dec 09
	Coeff. R ²	0.78	0.81	0.82	0.76	0.81	0.85	0.78
	Nash-Sutcliffe	0.73	0.79	0.82	0.76	0.74	0.77	0.71
	Relative Nash-Sutcliffe	0.89	0.84	0.91	0.89	0.79	0.85	0.90
	Measured/ Modeled ratio	0.91	1.11	0.99	0.93	0.85	0.82	0.86
Validation	Validation period	1 Jan 10 to 3 Dec 11	1 Jan 10 to 31 Dec 10	1 Jan 10 to 31 Dec 10	1 Jan 10 to 31 Dec 10	---	1 Jan 10 to 31 Dec 10	1 Jan 10 to 31 Dec 10
	Coeff. R ²	0.80	0.74	0.83	0.80	---	0.82	0.68
	Nash-Sutcliffe	0.77	0.71	0.78	0.73	---	0.82	0.65
	Relative Nash-Sutcliffe	0.89	0.83	0.85	0.86	---	0.83	0.78
	Measured/ Modeled ratio	1.02	0.87	1.11	0.86	---	0.98	0.88

4.3 Model calibration and validation

Calibration effort was focused on increasing the SWAT model's ability to predict stream flows and to fit the measured and modeled discharge rates. The models were calibrated with Augas de Galicia discharge data from gauging stations 438 (Landro River), 443 (Mera River), 485 (Anllóns River) and 552 (Deza River), located near the mouth of each river. For the Anllóns,

Landro and Deza Rivers there is a second gauging station located upstream (Figure 2). In the basins where there is only one stream-flow gauging station, the model was calibrated at the outlet of the watershed and results were processed by sub-basin. When there was more than one gauging station on a river, the model was successively calibrated, starting with the sub-basins upstream of the first gauging station and using its discharge series for fitting the model, and ending with the sub-basins located between the two gauging stations and using the discharge series recorded at the second gauging station for fitting the model.

The calibration process involved changes in parameter values to minimize the deviation between observed and simulated values. Table 3 shows the final calibrated values for the main parameters which were changed from the default values: Soil evaporation compensation factor (ESCO); Manning's "n" value for the tributary channels (Ch_N1); Average slope length (SLSUBBSN); Average slope steepness (HRU_SLP); Manning's "n" value for overland flow (OV_N); Lateral flow travel time (Lat_Time); Maximum canopy storage (Canmx); Manning's "n" value for the main channel (Ch_N2); Groundwater delay time (GW_delay); Baseflow alpha factor (α_{Bf}); Threshold depth of water in the shallow aquifer for return flow to occur (Gwqmn); Threshold depth of water in the shallow aquifer required to occur movement of water by capillarity from the shallow aquifer to the root zone or to direct plant uptake (Revapmn); and Deep aquifer percolation factor (Rechrg_DP). These parameters are described in Neitsch et al. (2004). In order to reproduce the large quantity of lateral flow observed in most of the catchments in Galicia-Costa, a low value of SLSUBBSN was required. The high values of Manning's "n" are related to the abundant vegetation (both in the river channels and on land) that there is in a wet and temperate area such as Galicia. The low groundwater delay time is consistent with the rapid response to wet episodes observed in the hydrographs in Galicia-Costa, while relatively low values of α_{Bf} are responsible for the observed smooth decline of the water table during dry periods. Calibrated values of α_{Bf} are consistent with those obtained from a different model for the same or other catchments in Galicia-Costa (Raposo et al., 2012). Finally, the deep aquifer percolation factor was always fixed at zero, since there is not any deep confined aquifer in the district.

Table 3 Calibrated parameters which were changed from the default values (parameters defined in the text)

Basin	Landro River		Deza River		Anllóns River		Mera River
Gauging station	Muras	Landro	Abeleda	Deza	Carballo	Anllóns	Mera
ESCO	0.95	0.75	0.674	0.674	0.755	0.755	0.95
CH_N1	0.04	0.04	0.17	0.17	0.17	0.17	0.1
SLSUBBSN (m)	10	10	10	10	10	10	10
HRU_SLP*	0.061/	0.058/	0.065/	0.065/	0.03/	0.03/	0.054/
	0.151/	0.146/	0.2/	0.2/	0.1/	0.1/	0.15/
	0.355	0.302	0.35	0.35	0.25	0.25	0.32
OV_N	0.4	0.4	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45
Lat_Time (days)	3	3	6	6	4	4	5
Canmx (mm)	1.2	2	1	1.29	1.29	1.29	1.29
CH_N2	0.075	0.075	0.17	0.17	0.014	0.014	0.05
GW_Delay (days)	5	5	5	5	2	2	2
α_{Bf} (day ⁻¹)	0.018	0.01	0.04	0.01	0.015	0.015	0.03
Gwqmn (mm)	10	10	0	0	0	0	10
Revapmn (mm)	10	10	80	80	1	1	1
Rechrg_DP	0	0	0	0	0	0	0

As a first step, a sensitivity analysis was performed, in order to identify the parameters most sensitive to flow generation. The SWAT model includes an automated calibration procedure that was implemented by Van Griensven (2005). The autocalibration option in SWAT provides a powerful, labor-saving tool that can be used to substantially reduce the frustration and uncertainty that often characterizes manual calibration (Van Liew et al., 2005). The most sensitive parameters were automatically adjusted to obtain the range of values that provided a good fit. After that, they were consecutively adjusted manually by trial and error to fit the daily measured flow-rate series. To that end, they were allowed to vary between the values considered acceptable by the model (Neitsch et al., 2004). Finally, monthly and annual stream flows during the calibration period were checked, to assure proper annual and seasonal variability.

The statistical criteria used to evaluate the hydrological goodness-of-fit were the coefficient of determination (R^2) and the model efficiency or Nash-Sutcliffe coefficient (E) (Nash and Sutcliffe, 1970). Both coefficients are highly influenced by the good matching records of high values. For this reason, a Relative Nash-Sutcliffe Efficiency Criteria (E_{rel}) was also used for a more sensitive assessment during low-flow conditions (Krause et al., 2005), since the main goal of this study was to evaluate the groundwater recharge responsible for the stream baseflow.

Figures 4 to 7 show the fit obtained for modeled versus measured flow rates in the studied basins and sub-basins during the calibration period and the validation period. The model reproduces the measured stream discharge fairly well during low discharge periods, while a mismatch is observed for many of the peak flow events. However, a comparison of the annual stream discharges provided by Augas de Galicia with the annual rainfall in their corresponding catchments suggests that the rating curves developed by Augas de Galicia may overestimate the stream discharge during peak flow events, while the SWAT modeled discharge seems more realistic. The correlation coefficient for observed versus predicted daily stream flow during the calibration period for the four basins ranges from 0.73 to 0.82. The model efficiency varies from 0.71 to 0.82. The best model fit is obtained for low-flow conditions, with the Relative Efficiency Criteria varying between 0.83 and 0.91 (Table 2). An internal validation of the model's predictive ability within the study watersheds was also conducted using the last year of the discharge rate time-series. For the validation period, the correlation coefficients obtained in the four basins range from 0.68 to 0.83, the model efficiency varies from 0.65 to 0.79, and the Relative Efficiency Criteria range from 0.78 to 0.86 (Table 2).

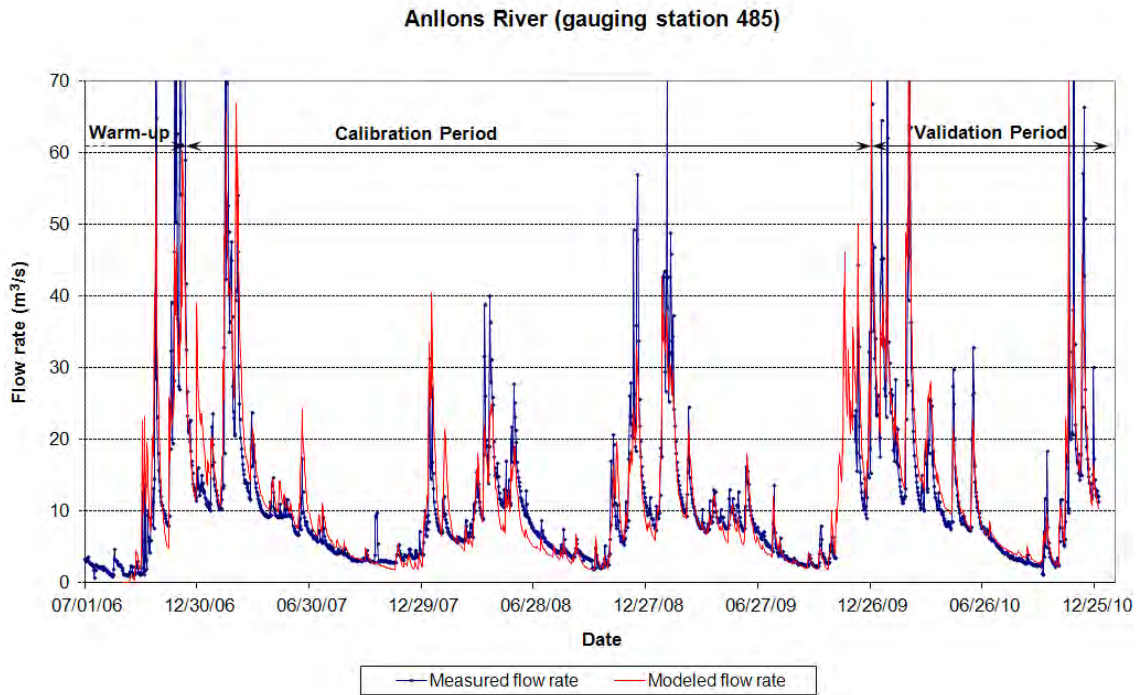


Fig. 4 Modeled versus measured flow rates in the Anllóns River (gauging station 485) during the calibration period and the validation period

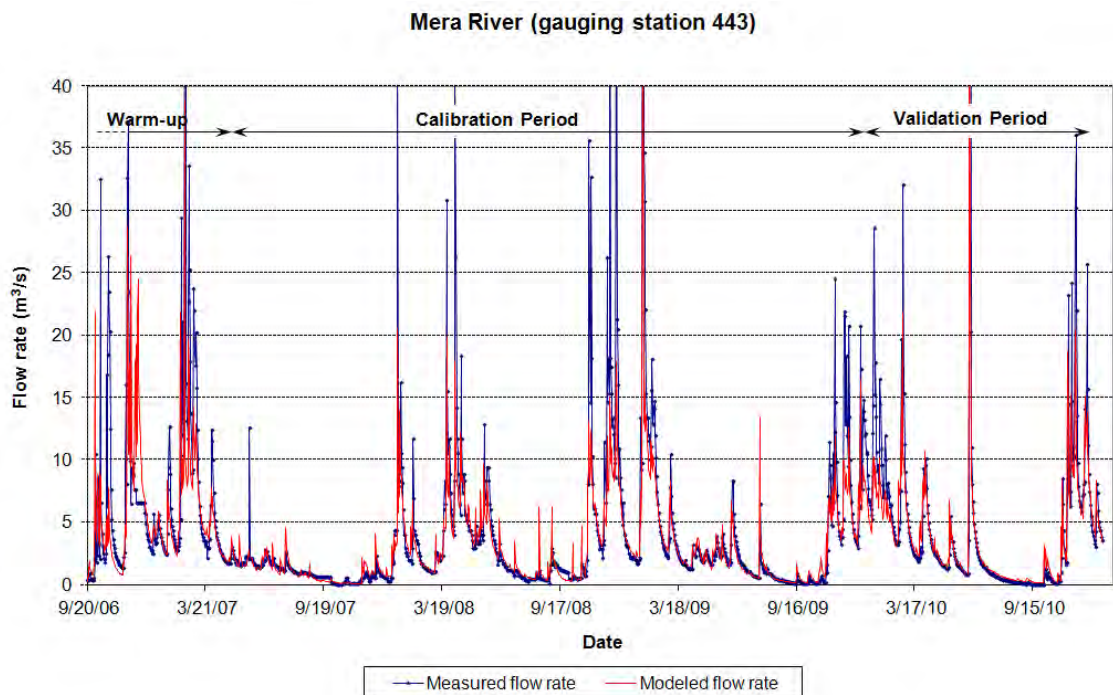


Fig. 5 Modeled versus measured flow rates in the Mera River (gauging station 443) during the calibration period and the validation period

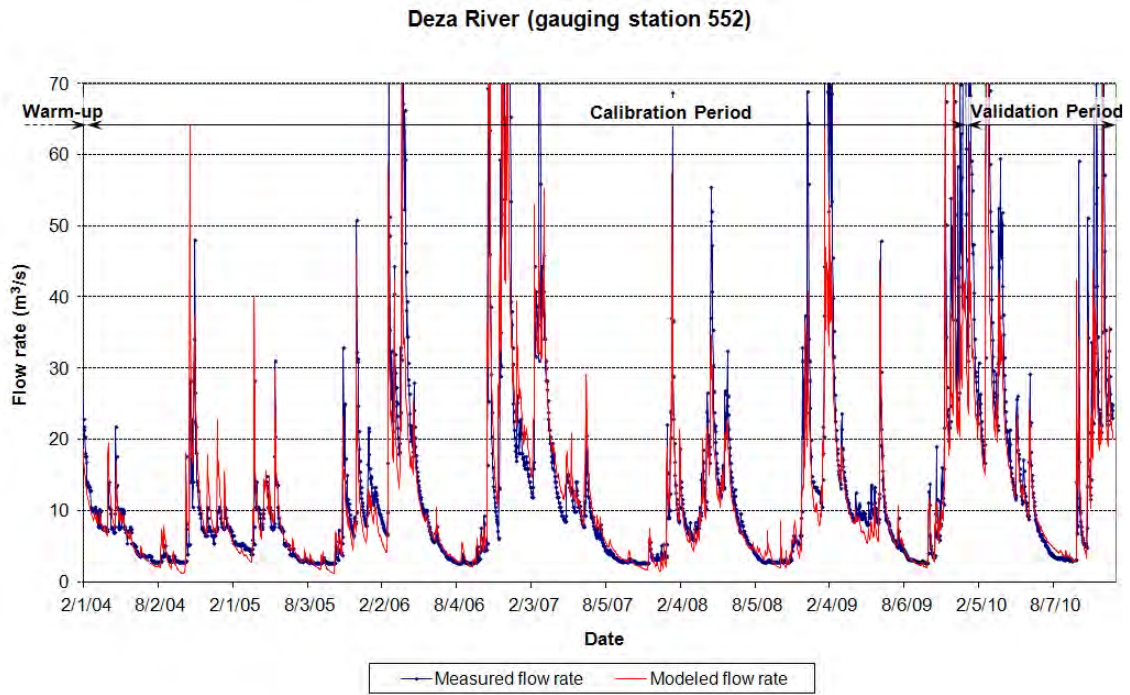


Fig. 6 Modeled versus measured flow rates in the Deza River (gauging station 552) during the calibration period and the validation period

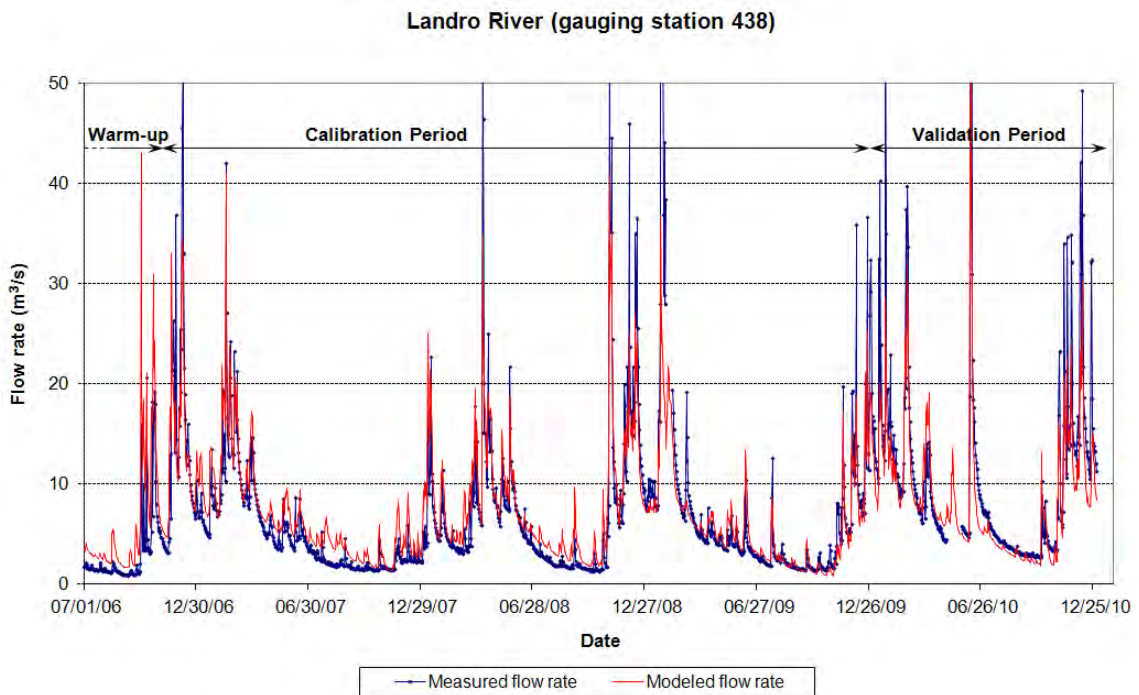


Fig. 7 Modeled versus measured flow rates in the Landro River (gauging station 438) during the calibration period and the validation period

Since SWAT is a semi-distributed model, it is not suited to accurately reproducing groundwater hydrographs observed in specific wells. Furthermore, the groundwater level is not currently included in any of the SWAT output files, therefore observed groundwater hydrographs cannot be used for model calibration. However, the equations used to calculate the change in groundwater level are included in SWAT and water-table level can be externally updated daily using the following equation:

$$h_i = (h_{i-1} \times e^{-\alpha_{Bf} \times \Delta t}) + \frac{w \times (1 - e^{-\alpha_{Bf} \times \Delta t})}{800 \times \mu \times \alpha_{Bf}} \quad (\text{Eq.1})$$

where h_i and h_{i-1} are the water-table elevation above the aquifer discharge level on days i and $i-1$ respectively (m), α_{Bf} is the baseflow recession constant, Δt is the time-step (1 day), w is the amount of recharge entering the shallow aquifer on day i (mm H₂O), and μ is the specific yield of the shallow aquifer (m/m).

Once the daily water-table elevation series has been calculated, it can be used for model validation against observed groundwater hydrographs. Figure 8 shows the fit obtained for modeled versus measured groundwater levels in a well located inside the Deza basin and monitored over the period 2007-2009. The baseflow recession constant for the corresponding sub-basin where the monitoring well is located was found to be equal to 0.04 from the calibrated model; and the average specific yield of the shallow aquifer was assumed equal to 0.03 ; in this way, the correlation coefficient obtained is 0.68. This fit can be considered quite good, taking into account the limitations of the model for predicting groundwater levels.

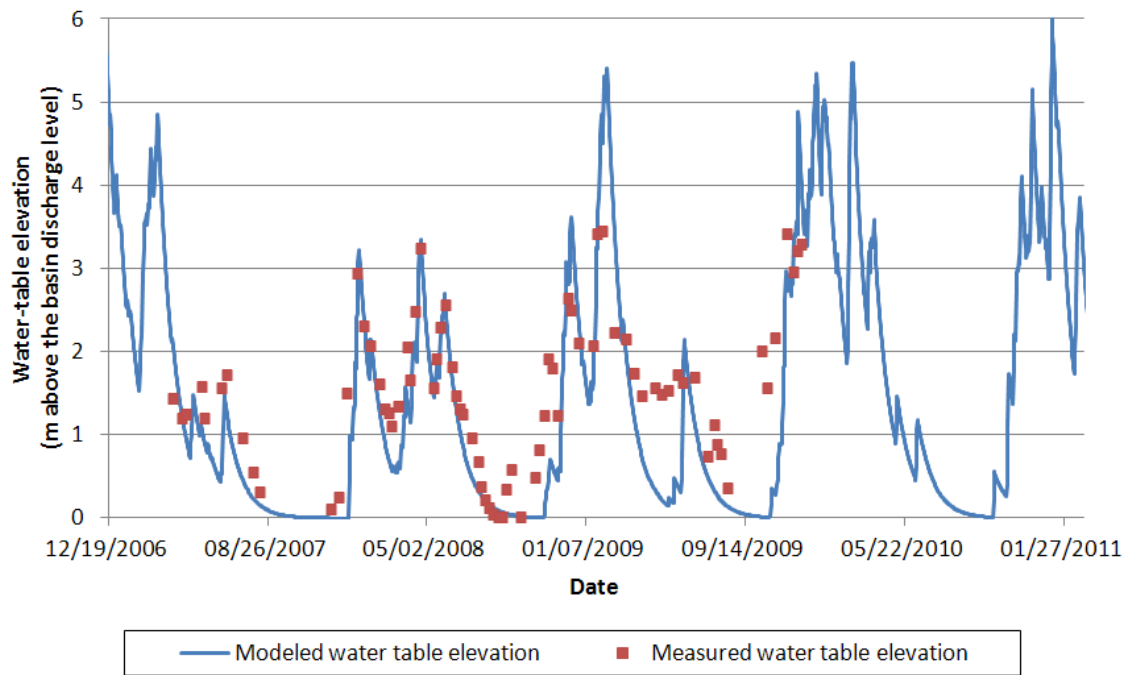


Fig. 8 Modeled versus measured water-table level in a monitored well in the Deza basin, used for model validation

5 Incorporating climate change projections: results and uncertainty

Assuming accurate estimates of the hydrological-cycle components, SWAT was used to evaluate the impact of changes in climate and atmospheric CO₂ concentration on hydrological processes.

A control scenario for the period 1961-1990 and two warming scenarios for the period 2071-2100 were run using the models, previously calibrated with baseline conditions, to best simulate conditions in the watershed. Climatic data used in these three scenarios derived from regional projections elaborated by AEMet (2009). The control scenario used an atmospheric CO₂ concentration of 330 ppm. The first warming scenario (A2) assumed an atmospheric CO₂ concentration of 635 ppm and the second warming scenario (B2) assumed an atmospheric CO₂ concentration of 531 ppm.

It is important that impact models be calibrated across as wide a range of historic observations and/or climate conditions as possible, to increase the possibility of model robustness for future conditions (Holman et al., 2011). A longer historic series of monthly flow rates since 1970 is available for the studied rivers, allowing a complementary evaluation of the robustness of the model and climate projections. This comparison was made using average monthly discharge values, since results from RCMs do not reproduce the climate of an actual year but rather the average value (Figure 9).

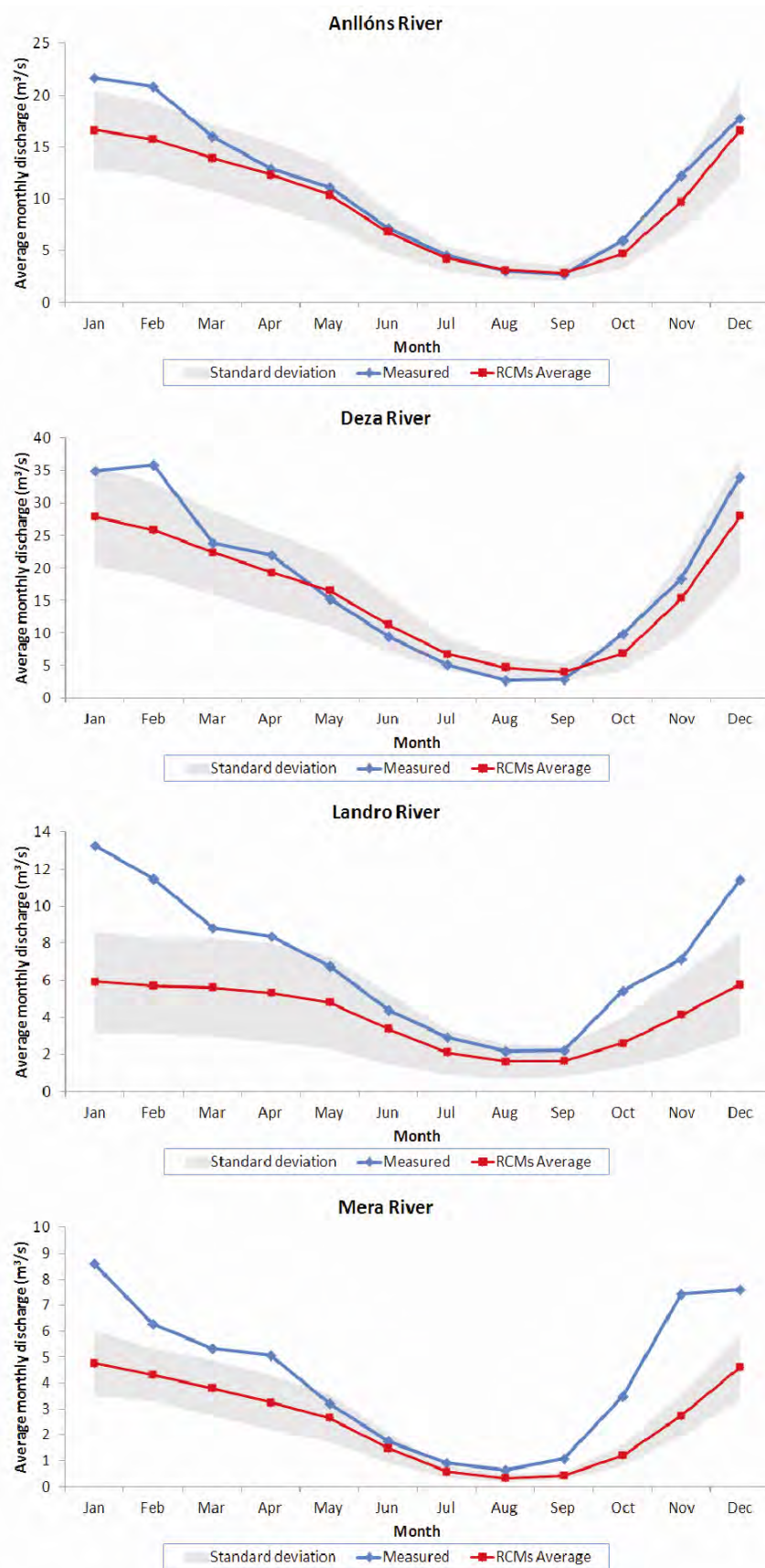


Fig. 9 Monthly average measured discharge versus average of computed discharge with 9 models for the 4 studied river basins during the control period 1970-1987

Following the suggestions of Leung et al. (2003b), the uncertainty introduced by using outputs from different RCMs on the hydrological response to climate change was taken into account using PRUDENCE ensemble outputs for the four studied basins. Generally, Atlantic climatic conditions are well predicted by the RCMs that were used; the Nash-Sutcliffe criteria ranges from 0.57-0.95 for most RCMs (Table 4). However, Cantabrian climatic conditions are poorly modeled, especially during the winter, and therefore measured river discharge cannot be reproduced with any accuracy. Only results from HIRHAM, HadRM3H and CLM RCMs obtained a good fit to discharge.

Table 4 Evaluation of model efficiency for calculated discharge rates during the control scenario (the numbers show the Nash-Sutcliffe criteria for each model and the average for all models, and the models are explained in Table 1)

Model	River			
	Anllóns	Deza	Landro	Mera
ARPEGE/IFS	0.77	0.63	-0.47	-0.31
HIRHAM-HadAM3H	0.59	-0.39	0.64	0.72
PROMES-HadAM3H	0.79	0.95	-2.95	-0.15
RCAO-HadAM3H	0.57	0.89	-0.52	-0.06
RCAO-ECHAM4	0.01	0.57	-0.98	-0.37
HadRM3H-HadAM3H	0.83	0.93	0.71	0.62
CLM-HadAM3H	0.90	0.69	0.74	0.49
REMO-HadAM3H	0.85	0.82	-0.26	0.50
RACMO2-HadAM3H	0.94	0.95	-0.06	0.53
RCMs Average	0.87	0.87	-0.04	0.31

For the same RCM, the HadAM3H-driven RCAO simulations (explained in Table 1) always reproduce better the river discharges than the ECHAM4-driven RCAO simulations. This larger bias of the ECHAM4 model for simulating precipitation in southern Europe is described by Räisänen et al. (2004).

Due to the large amount of data resulting from nine different models with three different scenarios in the four studied basins, results have been summarized in Table 5 as the average variation of the two warming scenarios versus the control scenario. The standard deviation reveals the variability of the results due to the use of different GCMs and RCMs and gives a range of confidence in the models' predictions.

Table 5 Results of warming scenarios expressed as average variation versus the control scenario and standard deviation in each studied basin (the numbers give the relative change in %, with the absolute change given in brackets, in mm/year or days/year (last four rows).

Average variation vs. control scenario	Landro Basin		Deza Basin		Anllóns Basin		Mera Basin	
	Average	S. Dev.	Average	S. Dev.	Average	S. Dev.	Average	S. Dev.
Δ Precipitation in A2	-13.35 (-150)	5.52 (61)	-15.68 (-225)	5.51 (77)	-11.38 (-139)	5.10 (54)	-12.50 (-153)	5.19 (55)
Δ Precipitation in B2	-8.08 (-78)	4.44 (48)	-9.72 (-120)	3.07 (19)	-6.69 (-75)	2.54 (32)	-7.51 (-84)	3.95 (42)
Δ ET_0 in A2	-15.71 (-79)	3.68 (25)	-14.62 (-74)	5.28 (29)	-17.03 (-90)	3.83 (28)	-14.14 (-75)	4.68 (29)
Δ ET_0 in B2	-10.94 (-53)	3.11 (18)	-14.06 (-71)	4.00 (23)	-11.90 (-64)	3.03 (20)	-9.48 (-50)	3.70 (22)
Δ Recharge in A2	-10.06 (-37)	11.97 (40)	-17.43 (-93)	7.55 (42)	-11.62 (-39)	9.38 (27)	-11.59 (-35)	9.43 (25)
Δ Recharge in B2	-4.90 (-13)	12.66 (36)	-8.50 (-36)	5.98 (28)	-4.67 (-14)	4.72 (15)	-6.07 (-15)	10.80 (26)
Δ Run-off in A2	1.56 (-1)	25.02 (2)	-8.91 (-13)	16.24 (14)	150.44 (26)	161.33 (30)	-8.14 (-7)	8.09 (6)
Δ Run-off in B2	25.78 (1)	51.57 (1)	5.81 (7)	13.92 (8)	192.42 (14)	239.78 (17)	3.40 (1)	13.31 (6)
Δ Lateral flow in A2	-11.64 (-33)	7.79 (23)	-15.45 (-46)	6.55 (20)	-11.01 (-37)	7.63 (23)	-11.80 (-37)	7.59 (21)
Δ Lateral flow in B2	-6.05 (-14)	7.89 (20)	-8.23 (-20)	4.39 (11)	-4.22 (-12)	3.29 (10)	-6.95 (-19)	7.88 (20)
Δ Max. annual period without recharge in A2	37.78 (65)	18.96 (47)	20.19 (39)	11.93 (26)	23.16 (36)	10.68 (15)	35.27 (55)	15.27 (19)
Δ Max. annual period without recharge in B2	17.89 (34)	10.49 (12)	12.14 (22)	10.42 (17)	13.09 (22)	7.39 (11)	23.06 (38)	15.71 (21)
Δ Days/year without recharge in A2	5.05 (13)	7.85 (9)	6.55 (18)	3.03 (8)	17.80 (29)	6.62 (12)	9.62 (22)	3.48 (9)
Δ Days/year without recharge in B2	3.39 (9)	3.87 (10)	3.94 (11)	3.88 (10)	12.37 (22)	6.54 (12)	6.48 (15)	4.03 (10)

Figure 10 shows an example of the expected changes in the discharge characteristics of the hydrographs under the A2 and B2 scenarios. Stream discharge significantly decreases, especially in spring and autumn, due to the predicted decrease of precipitations. Base-flow in

summer also decreases due to the reduction of groundwater recharge. Precipitation mainly concentrates in winter, when almost no changes are expected in the stream discharge.

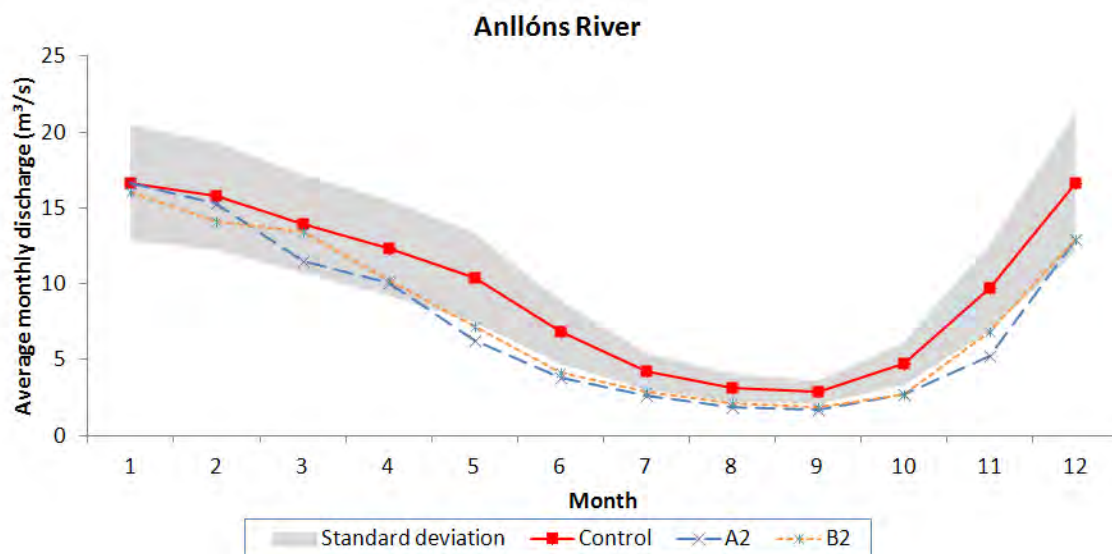


Fig. 10 Monthly average computed discharge during the control period versus average computed discharge under A2 and B2 emissions scenarios for the Anllóns River (in order to compare both scenarios, the A2 computed discharge only averages the results from the RCMs ARPEGE, HIRHAM, RCAO and PROMES)

Due to the lower water entry into the system owing to the decline in annual precipitation predicted by all RCMs that were used (ranging from -3.84% to -27.49% for A2 scenarios and from -0.80% to -13.05% for B2 scenarios) a consequent absolute decrease in all components of the water balance is expected, except in the run-off, which slightly increases due to the concentration of rainfall in a smaller number of more intense events during the winter (Table 5). However, a different relative change of each component of the water balance is predicted. The decrease in groundwater recharge is smaller than the decrease in precipitation, while water losses by evapotranspiration decline at a higher rate. In fact, a slight increase in the recharge rate is expected, although it would not be enough to compensate for the precipitation decline. This is a consequence of indirect changes to evapotranspiration caused by climate change, such as the partial closure of stomatal apertures on plant leaves in response to increased CO₂ concentration (Field et al. 1995). In order to confirm this assertion, additional testing was carried out, without considering the CO₂ effect on plant response, and both results (with and without

CO₂ increase) were compared. Without considering the effects of CO₂ on plants, an average decrease in recharge rate of -13.25% for the A2 scenario and -8.66% for the B2 scenario was modeled, compared to slight increases in average recharge rate of 0.40% and 1.99% respectively when enhanced plant efficiency was considered. In the water balance, this relative increase in recharge rate is mainly compensated for by lower water losses from evapotranspiration (13.69% and 8.43% lower, respectively, for A2 and B2 scenarios when the CO₂ effect on plant efficiency is considered).

Therefore, comparison of results indicates that about 11.92–9.82% of the groundwater recharge in Galicia-Costa over the period 2070 to 2100 could be attributed to greater plant efficiency due to elevated CO₂ concentration. This significant influence on plants must be always considered when assessing the impacts of climate change.

On an annual basis, a moderate decrease in recharge of -12.68% for the A2 scenario and -6.03% for the B2 scenario is expected for the period 2071–2100 compared to 1961–1990, similar to other studies in northern Spain (Candela et al., 2009; Samper et al., 2007; Samper et al., 2009a; Younger et al., 2002) but significantly lower than estimated by other studies in southern Spain (Aguilera and Murillo, 2009; Guardiola-Albert and Jackson, 2011; Hiscock et al., 2012). However, uncertainty linked to the climate projections remains relatively large, especially those related to changes in precipitation patterns. Since reduction in precipitation is the main cause of decrease in recharge, these results should be interpreted with caution, especially in the Cantabrian area. Despite the uncertainties in the magnitude of recharge change, shown by the high standard deviation in the results of the different models, the direction of change towards a recharge decrease is clearer (observed in 50 out of 56 models). Europe may be divided into two regions according to their hydrogeological response to climate change: northern Europe, which is likely to experience an increase in recharge, although more concentrated in the winter season; and southern Europe, where an evident decrease in potential groundwater recharge is expected (Hiscock et al., 2012). In this context, Galicia-Costa District may be considered a border region in southern Europe.

While changes in annual recharge rate would be moderate, changes in the temporal distribution of recharge may be still more relevant; groundwater recharge dramatically decreases during the

spring-autumn seasons, but increases in the winter season (Figure 11). There is a decrease in the total number of days a year with groundwater recharge and, due to higher concentration of precipitation in the winter period, those days without groundwater recharge concentrate in a longer dry season. These results are consistent with those obtained for different aquifers in Europe (Candela et al., 2009; Herrera-Pantoja and Hiscock, 2008; Jackson et al., 2011; Neukum and Azzam, 2012; Hiscock et al., 2012). An increase in the maximum period without recharge may be the clearest effect of climate change on groundwater in Galicia-Costa. The dry season may increase, on average, 29.10% for the A2 scenario and 16.54% for the B2 scenario, extending from June to October, in contrast with only 3 months of dry season with monthly infiltration less than 3 mm (from July to September) modeled in the control period. This trend was observed in 55 out of 56 models, and it is significantly higher in the Cantabrian basin than in the Atlantic ones. Taking account of the low storativity of Galician fissured aquifers, this longer summer drought may result in more frequent drying up of most springs and shallow wells that supply drinking water for many rural communities. In general, it is very likely that temporal rainfall patterns through the year will be impacted, with a tendency towards extreme episodes like more persistent droughts and floods. In addition to the impacts on summer water supply, this would have implications for agricultural production, groundwater-dependent ecosystems, management of dams and hydropower production.

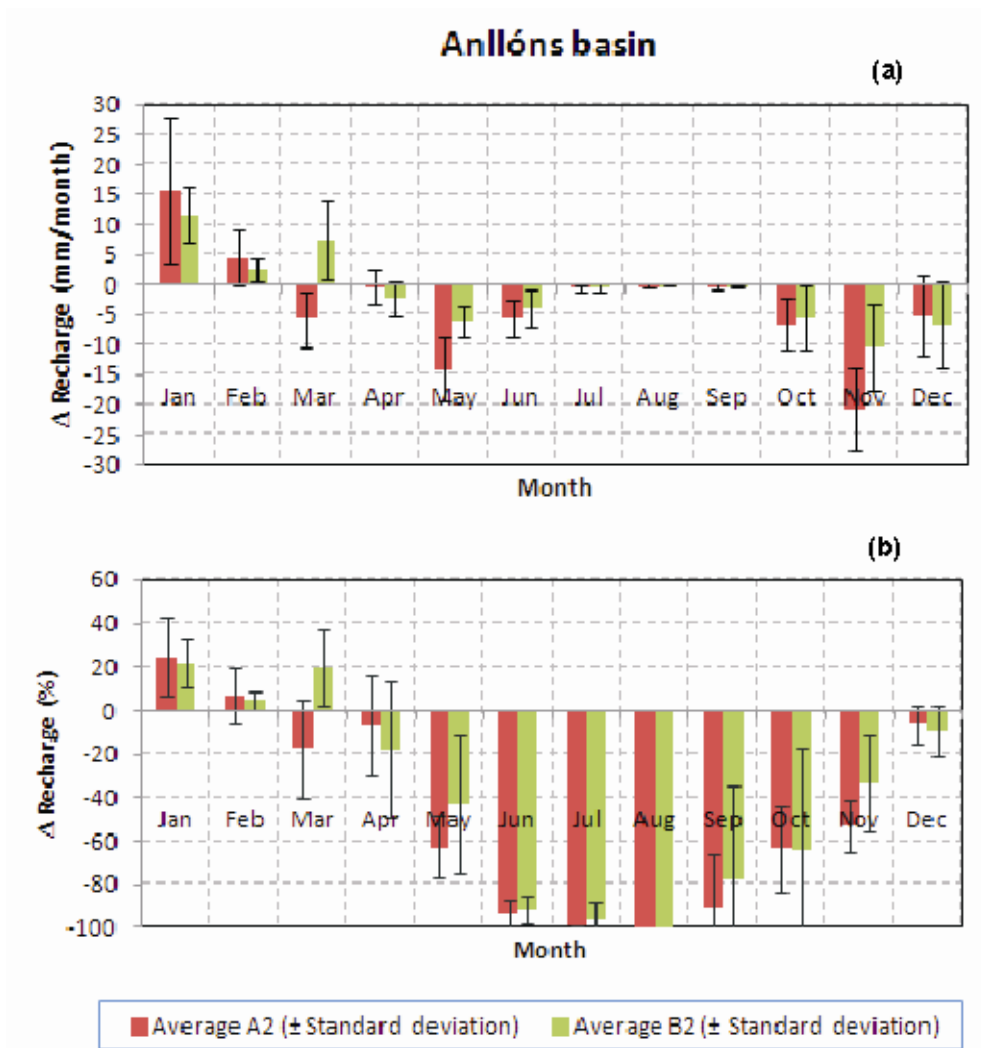


Fig. 11 Average monthly variation of groundwater recharge for scenarios A2 and B2 with respect to the control scenario in the Anllóns basin, expressed as absolute changes (a) and relative changes (b)

If changes in annual recharge are not too severe, as the models predict, current water supply regimes can be maintained, since current total abstraction is a small percentage of annual recharge (Raposo et al., 2012). However, technical measures must be taken in order to solve the more persistent future problems of water supply during the dry season. Current traditional shallow wells, which pump mainly recharge water from the groundwater-fluctuation zone, may be not enough to ensure water supply in summer, and new deep drilled wells that draw groundwater reserves from the fissured aquifer may be needed.

6 Conclusions

There is large uncertainty linked to the different climate projections used as inputs, especially in Cantabrian area; however, it can be concluded according to model results that projected annual precipitation decrease will be reflected in a smaller decrease of annual groundwater recharge, partly due to the greater stomatal efficiency of plants in response to increased CO₂ concentration. The CO₂ influence on plant physiology must always be taken into account, since its neglect may lead to an overestimation of recharge decrease by 11.92–9.82%, depending on the scenario. The models showed an average decrease in annual recharge of 12.68% for the A2 scenario and 6.03% for the B2 scenario, with only 6 models predicting slight increases, and 50 models predicting decreases.

Assuming the model results are correct, the main impact of climate change on Galician groundwater resources will be modification of the temporal pattern of recharge, which would mainly concentrate in the winter season, but dramatically decrease in the spring-autumn seasons. As result, the length of the dry season would increase on average from 29.10% to 16.54% depending on the emissions scenario. The increase would be significantly greater in Cantabrian basins than Atlantic ones.

That effect may be especially relevant on fractured crystalline-bedrock aquifers with low storativity and short groundwater residence times, like those present in Galicia-Costa and other European regions, which supply drinking water for many rural communities. Furthermore, the shallow wells existing in Galicia are very sensitive to water-table drawdown in summer, aggravating this problem.

Present results provide technical criteria to decision-takers in the application of water-planning measures. A set of structural measures must be implemented in order to avoid future water-supply problems to the quarter of the total population of Galicia-Costa that depends on groundwater. A progressive change in the groundwater uptake facilities that supply water to many villages, which currently are natural springs or shallow dug wells that draw water from the shallow aquifer in the weathered rock, is strongly suggested. Construction of deeper drilled

wells that could draw groundwater reserves from the fissured-rock aquifer, less vulnerable to water-table drawdown, is required in order to guarantee the future water supply to that population under the predicted climate-change scenarios.

Acknowledgments

This work has been partially funded by the Galician government Xunta de Galicia, within the framework of research project INCITE09 203 072 PR and by the European Regional Development Fund (ERDF). The first author has been granted a F.P.U. fellowship by the Spanish Ministry of Education.

References

Abbaspour KC, Yang J, Maximov I, Siber R, Bogner K, Mieleitner J, Zobrist J, Srinivasan R (2007) Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *J. Hydrol.* 333, 413– 430.

Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) (2009) Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España [Generation of regionalized scenarios of climate change for Spain]. Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino. 2009. Available online: <http://escenarios.inm.es> Accessed in February 2011.

Aguilera H, Murillo JM (2009) The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. *Environ Geol* 57: 963–974.

Ali R, McFarlane D, Varma S, Dawes W, Emelyanova I, Hodgson G (2012) Potential climate change impacts on the water balance of regional unconfined aquifer systems in South-Western Australia. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 9: 6367–6408.

Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56, FAO, Rome.

Allen DM, Cannon AJ, Toews MW, Scibek J (2010) Variability in simulated recharge using different GCMs. *Water Resour. Res.* 46, W00F03, 18 pp. Doi:10.1029/2009WR008932.

Arnold JG, Allen PM (1996) Estimating Hydrologic Budgets for Three Illinois Watersheds. *J.Hydrol.*176:57-77.

Arnold JG, Srinivasan R, Muttiah RS, Williams JR (1998) Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *J Am Water Resour As* 34 (1), 73–89.

Arnold JG, Srinivasan R, Muttiah RS, Allen PM (1999) Continental Scale Simulation of the Hydrologic Balance. *J Am Water Resour As* 35(5): 1037-1051.

Ayraud V, Aquilina L, Labasque T, Pauwels H, Molenat J, Pierson-Wickmann AC, Durand V, Bour O, Tarits C, Le Corre P, Fourre E, Merot Pj, Davy Ph (2008) Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Appl. Geochem.* 23: 2686–2707.

Band L, Mackay D, Creed I, Semkin R, Jeffries D (1996) Ecosystem processes at the watershed scale: sensitivity to potential climate change. *Limnol Oceanogr* 41(5):928 938

Bande-Castro MJ, Argamenteira A, Campo L, Mangado Urdániz JM, Martínez-Martínez A, Martínez-Fernández A, De La Roza B, Moreno-González J (2010) Cultivo experimental de maíz forrajero en la Cornisa Cantábrica [Experimental cultivation of forage maize in the Cantabrian Coast]. *Vida Rural* 303, 24-29.

Barthel R, Reichenau TG, Krimly T, Dabbert S, Schneider K, Mauser W (2012) Integrated modeling of global change impacts on agriculture and groundwater resources. *Water Resour. Manage.* 26, 1929–1951. DOI 10.1007/s11269-012-0001-9

Bates BC, Kundzewicz ZW, Wu S, Palutikof JP (eds) (2008) Climate change and water. IPCC technical paper, IPCC, Geneva, 210 pp.

Boé J, Terray L, Habets F, Martin E (2007) Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int J Climatol* 27 (12): 1643–1655.

Bouraoui F, Grizzetti B, Granlund K, Rekolainen S, Bidoglio G (2004) Impact of climate change on the water cycle and nutrient losses in a Finnish catchment. *Climatic Change* 66(1-2):109–126

Candela L, von Igel W, Elorza FJ, Aronica G (2009) Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (Majorca, Spain). *J Hydrol* 376: 510–527.

Carpenter S, Fisher S, Grimm N, Kitchell JF (1992) Global change and freshwater ecosystems. *Ann Rev Ecol Syst* 23:119–137

Castro M, Fernández C, Gaertner MA (1993) Description of a meso-scale atmospheric numerical model, *Mathematics, Climate and Environment*. Díaz JI, Lions JL (Eds.), Masson.

Chang H, Evans B, Easterling D (2001) Effects of climate change on stream flow and nutrient loading. *J Am Water Resour As* 37(4): 973–986

Chaplot V (2007) Water and soil resources response to rising levels of atmospheric CO₂ concentration and to changes in precipitation and air temperature. *J.Hydrol.* 337 (1–2): 159–171.

Chen Z, Grasby SE, Osadetz KG (2002) Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model. *J.Hydrol.* 260: 102-117.

CHESS (2001) *Climate, hydrochemistry and economics of surface-water systems*. EC Environment and Climate Research Programme (Contract no. ENV4-CT-97-0440), 2001. Available in: www.nwl.ac.uk/ih/www/research/images/chessreport.pdf Accessed in March 2012.

Christensen JH, Christensen OB, López P, Van Meijgaard E, Botzet M (1996) The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, DMI Technical Report 96-4. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen

Christensen JH, Carter TR, Rummukainen M, Amanatidis G (2007) Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change* 81(Supplement): 1–6.

Clilverd HM, White DM, Tidwell AC, Rawlins MA (2011) The sensitivity of northern groundwater recharge to climate change: a case study in northwest Alaska. *J Am Water Resour As* 47 (6): 1228-1240.

Crosbie RS, McCallum JL, Walker GR, Chiew FHS (2010) Modelling climate-change impacts on groundwater recharge in the Murray-Darling Basin, Australia. *Hydrogeol J* 18:1639–1656.

Custodio E, Manzano M, Escaler I (2007) Acuífero recharge and global change: application to Doñana. In: Sousa A., García-Barrón L., Jurado V. (Eds.) *El cambio climático en Andalucía: evolución y consecuencias medioambientales* Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía). Pp. 121-140.

Di Luzio M, Srinivasan R, Arnold JG, Neitsch S (2002) *ArcView Interface for SWAT 2000 User's Guide*. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, Temple, Texas. Available at

<http://www.brc.tamus.edu/swat/downloads/doc/swatav2000.pdf> Accessed in December 2011.

Defourny P, Hecquet G, Philippart T (1999) Digital Terrain Modeling: Accuracy Assessment and Hydrological Simulation Sensitivity. In: Lowell K, Jaton A (Eds.), *Spatial Accuracy Assessment: Land information Uncertainty in Natural Resources*, Ann Arbor Press, Chelsea, Michigan, 323 pp.

Dewandel B, Lachassagne P, Wyns R, Maréchal JC, Krishnamurthy NS (2006) A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J Hydrol* 330: 260–284

Döscher R, Willén U, Jones CG, Rutgersson A, Meier H, Hansson E, Graham M (2002) The development of the coupled regional ocean atmosphere model RCAO. *Boreal Environ Res* 7: 183-192.

Durand V, Deffontaines B, Leonardi V, Guerin R, Wyns R, de Marsily G, Bonjour JL (2006) A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard-rock aquifers. Application to the Plancoet migmatic aquifer (NE Brittany, W France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 177: 227–236.

Eckhardt K, Ulbrich U (2003) Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *J. Hydrol.* 284: 244–252.

Essink GHPO, Van Baaren ES, De Louw PGB (2010) Effects of climate change on coastal groundwater systems: A modeling study in the Netherlands. *Water Resour. Res.* 46 (10): W00F04, 16 pp. doi:10.1029/2009WR008719

European Environment Agency (2007) CORINE Land Cover 2000 Project version 9/2007, available in: <http://www.eea.europa.eu> Accessed in February 2011.

Evans B, Lehning D, Corradini K, Petersen G, Nizeyimana E, Hamlett J, Robillard P, Day R (2003) A comprehensive GIS-based modeling approach for predicting nutrient loads in watersheds. *J Spatial Hydrol* 2(2):1–18

FAO (1990) Guidelines for soil description. 3rd ed. Food and agricultural Organization of the United Nations, Rome, Italy.

Ferrer Julia M, Estrela MT, Sanchez JA, Garcia M (2004) Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. *Geoderma*, 123 (3–4): 257–277

Ficklin DL, Luo Y, Luedeling E, Zhang M (2009) Climate change sensitivity assessment of a highly agricultural watershed using SWAT. *J. Hydrol.* 374: 16–29.

Field C, Jackson R, Mooney H (1995) Stomatal responses to increased CO₂: implications from the plant to the global-scale. *Plant Cell Environ* 18:1214–1255

Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007) Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int J Climatol* 27: 1547–1578.

Franco Bastianelli S (2010) Estudio sobre las posibles causas de los daños en las edificaciones de un área del casco urbano de Ponteceso [Study on the possible causes of the damage to buildings in the urban area of Ponteceso]. Technical report, INGEBAIRES, Vigo, 2010. Available in: <http://www.ponteceso.net/informe/informefinal.pdf>, Last access in March 2012.

Gassman PW, Reyes MR, Green CH, Arnold JG (2007) The Soil and Water Assessment Tool: Historical development, applications, and future research directions. *Trans. ASABE*. 50, 1211-1250.

Gibelin AL, Déqué M (2003) Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim Dynam* 20: 327-339.

García-Corona R, Benito E, de Blas E, Varela ME (2004) Effects of heating on some soil physical properties related to its hydrological behaviour in two north-western Spanish soils. *Int J Wildland Fire* 13(2): 195–199

González-Prieto SJ, Villar MC, Carballas M, Carballas T (1992) Nitrogen mineralization and its controlling factors in various kinds of temperate humid-zone soils. *Plant Soil* 144: 31- 44

Goderniaux P, Brouyère S, Fowler HJ, Blenkinsop S, Therrien R, Orban P, Dassargues A (2009) Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *J. Hydrol.* 373, 122–138.

Green TR, Bates BC, Charles SP, Fleming PM (2007) Physically based simulation of potential effects of carbon dioxide-altered climates on groundwater recharge. *Vadose Zone J* 63: 597–609.

Green TR, Taniguchi M, Kooic H, Gurdakd JJ, Allene DM, Hiscock KM, Treidelg H, Aureli A (2011) Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *J Hydrol* 405, 532–560

Guardiola-Albert C, Jackson CR (2011) Potential impacts of climate change on groundwater supplies to the Doñana wetland, Spain. *Wetlands* 31: 907–920.

Hendricks Franssen HJ (2009) The impact of climate change on groundwater resources. *International Journal of Climate Change Strategies and Management* 1: 241 – 254.

Herrera-Pantoja M, Hiscock KM (2008) The effects of climate change on potential groundwater recharge in Great Britain. *Hydrol. Process.* 22, 73–86.

Hiscock K, Sparkes R, Hodgins A (2012) Evaluation of future climate change impacts on European groundwater resources. In: Treidel H, Martin-Bordes JJ, Gurdak JJ (Eds.). *Climate change effects on groundwater resources: A global synthesis of findings and recommendations*. International Association of Hydrogeologists (IAH) - International Contributions to Hydrogeology, Taylor & Francis publishing. Pp 351-366.

Holman IP, Allen DM, Cuthbert MO, Goderniaux P (2011) Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. *Hydrogeol. J.* 20: 1-4.

Hsu KC, Wang CH, Chen KC, Chen CT, Ma KW (2007) Climate-induced hydrological impacts on the groundwater system of the Pingtung Plain, Taiwan. *Hydrogeol. J.* 15, 903–913.

Hudson DA, Jones RG (2002) Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa, Hadley Centre Technical Note No. 39, Met Office, Exeter, UK.

IGME (2004) *Cartografía Geológica Continua Digital de España (GEODE) 1:50000* [Digital Geological Map of Spain].

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2001) *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jackson CR, Meister R, Prudhomme C (2011) Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. *J Hydrol* 399: 12–28.

Jacob D (2001) A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol Atmos Phys* 77: 61-73.

Jha M, Arnold JG, Gassman PW, Gu R (2006) Climate Change Sensitivity Assessment on Upper Mississippi River Basin Streamflows Using SWAT. *J Am Water Resour As* 42(4): 997-1016.

Jyrkama MI, Sykes JF (2007) The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *J. Hydrol.* 338, 237–250.

Kottek M, Grieser J, Beck C, Rudolf B, Rubel F (2006) World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol Z* 15(3): 259-263.

Kovalevskii VS (2007) Effect of Climate Changes on Groundwater. *Water Resources* 34 (2), 140–152.

Krause P, Boyle D, Bäse F (2005) Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv Geosci* 5: 89-97.

Lachassagne P, Wyns R, Bérard P, Bruel T, Chéry L, Coutand T, Desprats JF, Le Strat P (2001) Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water* 39: 568–581.

Leirós MC, Trasar-Cepeda C, Seoane S, Gil-Sotres F (2000) Biochemical properties of acid soils under climax vegetation (Atlantic oakwood) in an area of the European temperate-humid zone (Galicia, NW Spain): general parameters. *Soil Biol Biochem* 32: 733-745.

Lenderink G, Van Den Hurk B, Van Meijgaard E, Van Ulden A, Cuijpers H (2003) Simulation of present day climate in RACMO2: first results and model developments, KNMI Technical Report 252, 24 pp.

Leung LR, Qian Y, Bian X, Hunt A (2003) Hydroclimate of the western United States based on observations and regional climate simulation of 1981–2000. Part II: mesoscale ENSO anomalies. *J Climate* 16: 1912–1928.

Loaiciga HA (2009) Long-term climatic change and sustainable ground water resources management. *Environ Res Lett* 4, 035004. doi:10.1088/1748-9326/4/3/035004

Manzano M, Custodio E, Cardoso da Silva G, Lambán J (1998) Modelación del efecto del cambio climático sobre la recarga en dos acuíferos carbonatados del área mediterránea [Modeling the effect of climate change on the recharge in two carbonate aquifers in the Mediterranean area]. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Montevideo, Uruguay. ALHSUD 1, 322–333.

Maréchal JC, Dewandel B, Subrahmanyam K (2004) Contribution of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fissured layer of a hard rock aquifer. Water Resour. Res. 40: W11508.

Marshall E, Randhir T (2008) Effect of climate change on watershed system: a regional analysis. Climatic Change 89, 263–280.

Morison JIL, Gifford RM (1983) Stomatal sensitivity to carbon dioxide and humidity. Plant Physiol 71: 789–796.

Nash JE, Sutcliffe J (1970) River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282-290.

Neitsch SL, Arnold JG, Kiniry JR, Williams JR, King KW (2002) Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, Version 2000. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, Temple, Texas. Available at <http://www.brc.tamus.edu/swat/downloads/doc/swat2000theory.pdf>. Accessed in June 2010.

Neitsch SL, Arnold JG, Kiniry JR, Srinivasan R, Williams JR (2004) Soil and Water Assessment Tool. Input/Output file documentation. Version 2005. Center, Texas Agricultural Experiment Station, Temple, Texas. Available at <http://swatmodel.tamu.edu/media/1291/swat2005io.pdf> Accessed in December 2011.

Neukum C, Azzam R (2012) Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany. Hydrogeol J 20: 547–560.

Obuobie E, Diekkrüger B (2008) Using SWAT to Evaluate Climate Change Impact on Water Resources in the White Volta River Basin, West Africa. In: Tropentag 2008: Conference on

International Research on Food Security, Natural Resource Management and Rural Development. Stuttgart, October 7-9, 2008.

Okkonen J (2011) Groundwater and its response to climate variability and change in cold snow dominated regions in Finland: methods and estimations. Doctoral thesis, University of Oulu. Available in: <http://herkules.oulu.fi/isbn9789514297014/isbn9789514297014.pdf> Accessed in March 2012.

Paz González A, Taboada Castro MT, Gómez Suarez MJ (1997) Relación entre textura, pH, materia orgánica y complejo de cambio en el horizonte superior de un suelo sobre serpentinas [Relationship between texture, pH, organic matter and complex change in the upper horizon of a soil on serpentine]. *Caderno Lab. Xeolóxico Laxe* 22: 5-14

Quintana Seguí P, Ribes A, Martin E, Habets F, Boé J (2010) Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *J. Hydrol.* 383, 111–124.

Räisänen J, Hansson U, Ullerstig A, Döscher R, Graham LP, Jones C, Meier M, Samuelsson P, Willén U (2004) European climate in the late 21st century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dyn.* 22, 13-31.

Raposo JR, Molinero J, Dafonte J (2010) Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models. *Eng Geol* 116: 323–332.

Raposo JR, Molinero J, Dafonte J (2012) Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16: 1667–1683.

Romay D, Gañete M (2007) Las comunidades de usuarios de agua como ejemplo de autoabastecimiento en las cuencas de Galicia-Costa [The water user communities as an example of self-sufficiency in Galicia-Costa district]. In: Molinero J, Ortuño F, Valverde M, Lambán LJ (Eds) *Las aguas subterráneas en España ante las Directivas Europeas: Retos y perspectivas*, IGME, Madrid.

Rosenthal WD, Srinivasan R, Arnold JG (1995) Alternative River Management Using a Linked GIS-Hydrology Model. T. ASAE 38(3), 783-790.

Saleh A, Arnold JG, Gassman PW, Hauck LM, Rosenthal WD, Williams JR, McFarland AMS (2000) Application of SWAT for the Upper North Bosque River Watershed. T. ASAE 43(5), 1077-1087.

Samper J (2003) Aguas subterráneas y medio ambiente en Galicia [Groundwater and environment in Galicia]. In: Casares JJ (Ed.). Reflexiones sobre el medio ambiente en Galicia. Consellería de Medio Ambiente, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 231–249.

Samper J, Alvares D, Pisani B, García MA (2007) Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos en la cuenca hidrográfica del Ebro con GIS-Balan [Assessment of climate change effects on water resources in the Ebro basin with GIS-Balan]. In: Giráldez Cervera JV, Jiménez Hornero FJ (Eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VIII. Pp 347-353.

Samper J, Li Y, Pisani B, Ribeiro L, Fakir Y, Stigter T (2009a) Evaluación de los impactos del cambio climático en los acuíferos de la Plana de la Galera y del aluvial de Tortosa [Assessment of climate change impact on the aquifers of Plan de la Galera and Tortosa alluvial]. In: Martínez Fernández J, Sánchez Martín N (Eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. X. Pp. 359-364.

Samper J, Pisani B, Espinha Marques J (2009b) Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña [Study of interflow in mountain areas]. In: Martínez Fernández J, Sánchez Martín N (Eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. X. Pp. 365-370.

Santhi C, Arnold JG, Williams JR, Dugas WA, Srinivasan R, Hauck LM (2001) Validation of the SWAT Model on a Large River Basin With Point and Nonpoint Sources. J Am Water Resour As 37(5):1169-1188.

Scanlon BR, Healy RW, Cook PG (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, Hydrogeol. J. 10: 18–39.

Schuol J, Abbaspour KC, Srinivasan R, Yang H (2008a) Estimation of freshwater availability in the West African sub-continent using the SWAT hydrologic model. J.Hydrol. 352 (1–2): 30–49.

Schuol J, Abbaspour KC, Yang H, Srinivasan R, Zehnder AJB (2008b). Modelling blue and green water availability in Africa. *Water Resour. Res.* 44, W07406, p. 18.

Scott CA, Megdal S, Oroz LA, Callegary J, Vandervoet P (2012) Effects of climate change and population growth on the transboundary Santa Cruz aquifer. *Clim Res* 51: 159-170

Serrat-Capdevila A, Valdés JB, González Pérez J, Baird K, Mata LJ, Maddock III T (2007) Modeling climate change impacts – and uncertainty – on the hydrology of a riparian system: The San Pedro Basin (Arizona/Sonora). *J. Hydrol.* 347, 48–66.

SITGA (2010) Digital Elevation Model 50 m of Galicia. Available at http://sitga.xunta.es/cartografia/index.asp?ididioma=3&id_prod=8 Accessed in February 2011.

Soriano G, Samper J (2000) Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos en el norte de Galicia (cuenca del Valiñas, en La Coruña) [Hydrogeology of a small basin in granitic media in northern Galicia – Valiñas Basin, in La Coruña]. In: Samper J, Leitão T, Fernández L, Ribeiro L (Eds.). *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*. IGME, Madrid, 73–82.

Soriano G, Samper J (2003) Monitoring and modelling water quantity and quality in a pilot catchment in north-western Spain. In: Verhoest N, Hudson J, Hoeben R, De Troch F. *Proceedings of “Monitoring and Modelling Catchment Water Quantity and Quality”*. IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, No. 66. UNESCO, Paris.

Soto B, Rodríguez JA, Pérez R., Brea M.A., Díaz-Fierros F (2005) Cuantificación de la importancia del flujo procedente de la zona no saturada en el caudal de una pequeña cuenca forestal [Quantification of the importance of the interflow in the stream discharge in a small forest watershed]. In: Samper Calvete FJ, Paz González A (Eds.) *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, Vol VII, 333-336.

Srinivasan R, Ramanarayanan TS, Arnold JG, Bednarz ST (1998) Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part II: Model Application. *J Am Water Resour As* 34(1):73-89.

Steppeler J, Doms G, Schättler U, Bitzer HW, Gassmann A, Damrath U, Gregoric G (2003) Mesogamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol Atmos Phys* 82: 75-96.

Stockle CO, Williams JR, Rosenberg NJ, Jones CA (1992) A method for estimating the direct and climatic effects of rising atmospheric carbon dioxide on growth and yield of crops: part 1: modification of the EPIC model for climate change analysis. *Agr Syst* 38: 225–238.

Stoll S, Hendricks Franssen HJ, Butts M, Kinzelbach W (2011) Analysis of the impact of climate change on groundwater related hydrological fluxes: a multi-model approach including different downscaling methods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15: 21–38.

Tietje O, Hennings V (1996) Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma* 69 (71-84), 71-84.

Treidel H, Martin-Bordes JJ, Gurdak JJ (2012) Climate change effects on groundwater resources: A global synthesis of findings and recommendations. International Association of Hydrogeologists (IAH) - International Contributions to Hydrogeology, Taylor & Francis publishing, 414 p.

Van Griensven A (2005) Sensitivity, auto-calibration, uncertainty and model evaluation in SWAT2005. Unpublished report. Available in: http://biomath.ugent.be/~ann/swat_manuals/SWAT2005_manual_sens_cal_unc.pdf

Accessed in January 2012.

Van Liedekerke M, Jones A, Panagos P (2006) ESDBv2 Raster Library - a set of rasters derived from the European Soil Database distribution v2.0 (published by the European Commission and the European Soil Bureau Network, CD-ROM, EUR 19945 EN)

Van Liew MW, Arnold JG, Bosch DD (2005) Problems and potential of autocalibrating a hydrologic model. *T. ASAE* 48(3), 1025-1040.

Verbeeten E, Barendregt A (2007) Assessing the Impact of Climate Change on the Water Balance in Semi-Arid West Africa: a SWAT Application. In: Probst F, Keßler C (Eds.). *GI-Days*

2007 - Young Researchers Forum proceedings of the 5th Geographic Information Days, 10 - 12. September 2007. Pp. 309-312.

Williams JR (1995) Chapter 25: The EPIC model. pp. 909-1000. In Singh VP (Ed). Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.

Wegehenkel M, Kersebaum KC (2009) An assessment of the impact of climate change on evapotranspiration, groundwater recharge, and low-flow conditions in a mesoscale catchment in Northeast Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 172, 737–744.

Wyns R, Baltassat JM, Lachassagne P, Legchenko A, Vairon J, Mathieu F (2004) Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 175: 21–34.

Xunta de Galicia (1991) Estudio de recursos de agua subterránea en Galicia [Study of groundwater resources in Galicia]. COTOP, Santiago de Compostela, Spain.

Xunta de Galicia (2003) Plan Hidrológico de Galicia Costa [Hydrological Plan of Galicia Costa]. Real Decreto 103/2003 del 24 de enero. Available in: <http://augasdegalicia.xunta.es/gl/1.2.htm> Accessed in February 2012.

Xunta de Galicia (2005) Plan de Abastecimiento de Galicia [Galician Water Supply Plan].

Yang J, Reichert P, Abbaspour KC, Yang H. 2007. Hydrological modelling of the Chaohe basin in China: Statistical model formulation and Bayesian inference. *J. Hydrol.* 340, 167–182.

Younger PL, Teutsh G, Custodio E, Elliot T, Manzano M, Satuer M (2002) Assessments of the sensitivity to climate change of flow and natural water quality in four major carbonate aquifers of Europe. In: Hiscock KM, Rivett MO, Davison RM (Eds.) Sustainable groundwater development. Geological Society Special Publication 193, 303–323.

13. Anexo IV. Aguas subterráneas y abastecimiento en Galicia Costa (Raposo, 2012). Artículo original presentado en el I Simposio de Agroecología y gobernanza del agua, celebrado en Lugo, a 13-14 de Junio de 2012, y publicado en Neira, X. (Ed.) Agroecología y gobernanza del agua, Lugo, 2012

Aguas subterráneas y abastecimiento en Galicia Costa

Juan Ramón Raposo González

Universidade de Santiago de Compostela. Escola Politécnica Superior de Lugo. Campus Universitario s/n
27002 Lugo

e-mail: juanramon.raposo@usc.es

Tlfno.: 982 82 30 08 ext. 23301

Fax: 982 82 30 01

Resumen

El interés sobre el agua potable para abastecimiento de la población ha aumentado de forma notable en Galicia, especialmente debido a las recientes sequías, a la preocupación por el cambio climático, así como por la necesidad de aplicación de las directrices marcadas por Europa. Dentro de los recursos hídricos disponibles en Galicia Costa, las aguas subterráneas constituyen un volumen considerable, si bien la atención que despertaron en la administración hasta el momento ha sido escasa. Frente al marco europeo donde las aguas subterráneas representan mayoritariamente el principal recurso utilizado para el abastecimiento humano, en Galicia se sigue priorizando el uso de aguas superficiales. En el presente artículo se hace una recopilación de los estudios existentes en materia de cantidad y calidad de las aguas subterráneas en Galicia Costa de cara a evaluar su potencialidad como fuente de agua potable para la población. Se concluye que los recursos hidrogeológicos gallegos son abundantes y con características óptimas como para poder abastecer con agua de calidad y barata a la mitad de la población de Galicia Costa, residente en núcleos de menos de 2.000 habitantes. Se recomienda un cambio en la política hídrica actual, tanto a nivel de planes hidrológicos como de abastecimiento, que dé una mayor relevancia a la gestión de las aguas subterráneas frente a una simple planificación de obras hidráulicas.

Palabras clave: Hidrogeología, rocas cristalinas fracturadas, recursos distribuidos, población dispersa.

1. Introducción

El agua subterránea es una fuente importante de agua potable, representando el 50% del suministro municipal de agua a nivel mundial. En el caso particular de poblaciones rurales y dispersas, el uso de recursos hídricos subterráneos resulta todavía más relevante (Fornés et al. 2005). En la Unión Europea la población que depende de las aguas subterráneas para el abastecimiento de agua potable es de entorno al 75% (Comisión Europea 2008), e incluso en los países con superabundancia de agua superficial y con geología desfavorable, con predominio de terrenos graníticos o poco permeables (como Suecia) su uso no es despreciable (Sahuquillo 1994). En este contexto y a pesar de disponer de importantes reservas hidrogeológicas, España se sitúa a la cola de la UE en uso de aguas subterráneas para abastecimiento público, cubriendo a un 35% de la población (MMA, 2000), únicamente por delante de Noruega (European Environment Agency 1999).

Gracias a los avances en la tecnología de perforación de pozos y su abaratamiento y difusión, el uso de aguas subterráneas en España ha experimentado un crecimiento notable debido principalmente a iniciativas privadas de usuarios individuales o pequeños municipios o comunidades de usuarios, mientras que la administración pública ha tenido una escasa participación en la planificación, desarrollo y control de este proceso (Hernandez-Mora et al. 2001). Las carencias en las redes públicas de control de aguas subterráneas y la consiguiente falta de conocimiento hidrogeológico básico, han llevado en ocasiones a la minusvaloración del recurso por parte de la administración pública en España y otros países del sur de Europa (Hernandez-Mora et al. 2001). Este hecho se da especialmente en áreas de rocas cristalinas, que no presentan grandes acuíferos de importancia regional, frente a las grandes unidades hidrogeológicas en medios detríticos o kársticos.

Esta situación de anarquía hidrogeológica puede conllevar serios problemas a medio y largo plazo, como casos de descensos pronunciados del nivel freático, degradación de la calidad de las aguas o impactos ecológicos en ecosistemas acuáticos (Llamas y Martínez-Santos 2005). El descenso del nivel freático es especialmente problemático en el caso de acuíferos someros en donde puede implicar directamente el secado de pozos o manantiales (Raposo et al. 2010), afectando al abastecimiento de agua de importantes sectores de población, especialmente en zonas rurales donde no llegan las redes municipales de abastecimiento.

Galicia Costa, una de las 16 demarcaciones en que se divide la administración hídrica en España, es un buen ejemplo de la problemática antes indicada. En esta demarcación más de un cuarto de la población no dispone de conexión con redes de abastecimiento municipales, y se autoabastece usando aguas subterráneas (Romay y Gañete 2007) bien a través de traídas de agua comunitarias bien por medio de captaciones individuales. De acuerdo con el borrador del Plan Hidrológico de Galicia Costa (Xunta de Galicia 2011), las aguas subterráneas a pesar de no constituir el principal recurso explotado en términos de volumen (19%), representan el 90% de las 2.084 captaciones inventariadas que abastecen a núcleos de más de 50 habitantes. A estas captaciones habría que sumar todos los pozos privados y manantiales que abastecen a casas individuales y que se estima que podrían elevar el número total de captaciones de aguas subterráneas en Galicia a más de 300.000 (Navarro Alvargonzález et al. 1993). Estos datos ponen en relevancia tanto la importancia de los recursos subterráneos para el abastecimiento como el escaso control por parte de la administración de las extracciones reales. Esta explotación de los recursos hídricos subterráneos al margen de la administración ha permitido en Galicia Costa solventar con éxito una problemática de abastecimiento de agua en un marco de poblamiento marcadamente rural y disperso: Galicia Costa alberga 17.119 núcleos (el 22% del total de España) y solo el 48% de su población reside en los 73 núcleos que superan los 2.000 habitantes (Romay y Gañete 2007). Sin embargo, la falta de planificación en la gestión de las aguas subterráneas ha acarreado con el tiempo la aparición de nuevas problemáticas como la pérdida de calidad y contaminación de las mismas o bajadas excesivas del nivel freático debido a bombeos excesivos, e incluso procesos de intrusión marina en zonas costeras (Molinero et al. 1998). La Directiva Marco del agua (DMA) exige a los diferentes organismos de cuenca la obtención de un buen estado de conservación de todas las masas de agua superficiales y subterráneas, tanto en el aspecto cualitativo como cuantitativo (Comisión Europea 2000).

El uso de las aguas subterráneas que se lleva haciendo desde hace décadas contrasta con el escaso conocimiento y estudio de la hidrogeología de Galicia. Las rocas cristalinas que cubren la mayor parte de Galicia Costa, han sido consideradas tradicionalmente como impermeables o de muy baja permeabilidad, y sus recursos hidrogeológicos han sido generalmente considerados de escasa entidad y despreciados en el planeamiento y gestión de las aguas por parte del organismo de cuenca, centrándose el abastecimiento casi exclusivamente en las aguas superficiales (Xunta de Galicia 2003). Sin embargo, estos macizos cristalinos pueden albergar acuíferos someros de importancia local por meteorización y fracturación de la roca,

que pueden llegar a representar un almacenamiento de agua considerable (Neal y Kirchner 2000) y que deben ser tenidos en consideración.

La toma en consideración de los recursos hídricos subterráneos resulta más obvia y premurosa si se tiene en cuenta el balance hídrico recogido en el todavía vigente Plan Hidrológico de Galicia Costa (Xunta de Galicia 2003) donde se plantea la existencia de déficit hídrico en 14 de los 19 Sistemas de Explotación en que se divide la demarcación, en base a un balance hídrico que solo contabiliza las aguas superficiales embalsadas. Esta problemática podría ser solventada mediante una gestión integrada de todos los recursos hídricos, tanto superficiales como subterráneos, tal y como establece la DMA (Comisión Europea 2000).

En el presente artículo se discute la cantidad y calidad de las aguas subterráneas en Galicia Costa así como su potencialidad como fuente de agua potable para abastecimiento de la población.

2. Marco hidrogeológico y cuantificación de los recursos

La Demarcación hidrográfica de Galicia Costa está localizada en la costa noroeste de España y abarca todas las cuencas comprendidas en su totalidad dentro de la Comunidad Autónoma de Galicia. Tiene una extensión de 13072 km² y una población de 2.033.000 habitantes, que constituye un 44,05% del territorio gallego y un 75% de su población. Debido a la existencia de múltiples pequeños acuíferos desarrollados por fracturación y meteorización de la roca, la totalidad del territorio ha sido considerada como una masa de agua subterránea continua. Por razones de gestión, la Demarcación fue dividida en 18 masas de agua subterránea siguiendo principalmente criterios geográficos e hidrológicos haciendo coincidir sus límites frecuentemente con las cuencas de los principales ríos (Xunta de Galicia 2003).

El 38% del territorio de Galicia Costa está ocupado por rocas graníticas, y el 57% por rocas metasedimentarias, principalmente pizarras, esquistos y gneises (IGME 2004). Ambos grupos de rocas han sido considerados tradicionalmente como impermeables o de muy baja permeabilidad. Sin embargo, estas rocas frecuentemente presentan una densa red de fallas y fracturas, lo que aporta un cierto grado de porosidad secundaria y la capacidad de almacenamiento de considerables volúmenes de agua.

El clima, la topografía y el marco geológico son los tres principales factores que regulan la infiltración de agua. La lluvia proporciona el agua, el suelo regula su infiltración hasta el nivel freático y el marco geológico proporciona la porosidad y permeabilidad necesarias para el almacenamiento y flujo del agua subterránea (Winter 2001). En Galicia existe un marcado gradiente de temperaturas, evapotranspiración y precipitación (900-2500 mm/año) desde las llanuras costeras hacia las sierras montañosas del interior que constituyen la divisoria de aguas y límite de la Demarcación (Dorsal Gallega) (Carballeira et al. 1982). En las zonas más secas son las condiciones climáticas y el suelo los que regulan principalmente la recarga subterránea. Sin embargo, la mayoría de la superficie de Galicia Costa está sometida a un clima húmedo, donde la abundancia de precipitaciones y suelos poco profundos permiten una tasa de recarga mayor a la que la zona saturada puede asumir y transmitir, siendo la permeabilidad del marco geológico la que finalmente controla la tasa de recarga (Sanford 2002). En esta situación la capacidad de almacenamiento de agua subterránea llega a saturarse (Alençõ et al. 2000) hasta el punto en que el exceso de agua infiltrada se ve forzado a fluir lateralmente como flujo hipodérmico o como escorrentía superficial. Esta situación da lugar a niveles freáticos relativamente poco profundos.

Bajo estas condiciones, la tasa de recarga subterránea es una de las componentes más difíciles de cuantificar (Sophocleous 1991), si bien resulta imprescindible para una correcta evaluación de los recursos hidrogeológicos.

Son escasos los estudios que han afrontado esta tarea en Galicia Costa y sus resultados son muy variables. Samper et al. (1997) estimó la recarga en una cuenca granítica de A Coruña mediante un modelo de balance hídrico en un 8,8% de la precipitación anual. Empleando la misma metodología, Raposo et al. (2010) obtuvo una recarga media del 13,6% de la precipitación anual en cinco pequeñas cuencas graníticas en Ferrol. Sin embargo balances en cuencas de interior con elevadas precipitaciones medias arrojan tasas de recarga sensiblemente superiores, entre 32-42% de la precipitación anual (Raposo et al. 2012). En el norte de Portugal, con características geológicas y climáticas similares a las de Galicia, se han realizado un mayor número de estudios al respecto empleando diversas metodologías (balances hídricos, descomposición del hidrograma, balance de cloruro), obteniéndose tasas de recarga que varían entre el 5% y el 31% de la precipitación anual (Lima y Silva 1995, Alençõ et al. 2000, Martins Carvalho et al. 2000, Pereira 2000). Este amplio rango de valores dispares de recarga dificulta la cuantificación a nivel regional de los recursos hidrogeológicos. La primera tentativa de cuantificación global para toda

Galicia estimó los recursos subterráneos totales en 2.000 Hm³/año usando un criterio basado en tasas de infiltración teóricas para los diferentes materiales geológicos existentes (Xunta de Galicia 1991). Estrela et al. (1999) elevaron esta estimación a 2.234 Hm³/año en solo Galicia Costa, usando el modelo hidrológico SIMPA. El borrador del nuevo Plan Hidrológico de Galicia Costa (Xunta de Galicia 2011) recoge los resultados de un estudio en el que se aplican tres metodologías diferentes (modelos hidrológicos agregados, semidistribuidos y balances de cloruro) obteniéndose un recurso renovable que oscila entre 3.023-3.689 Hm³/año. Por último, Raposo et al. (2012) parametrizó la tasa de recarga en macizos cristalinos fracturados de acuerdo con una función logística que se ajusta a los distintos valores puntuales de recarga observados en las cuencas piloto estudiadas, obteniéndose un total de recursos hidrogeológicos renovables de 4.427 Hm³/año, valor significativamente superior a las estimaciones de estudios previos. Cabe resaltar que todas las estimaciones hechas hasta el momento plantean la existencia de un elevado volumen de recursos hidrogeológicos renovables, en cualquier caso superior a la capacidad total de embalse de aguas superficiales en Galicia Costa, que es aproximadamente de 678 Hm³ (Xunta de Galicia 2011).

La principal limitación que presentan las aguas subterráneas gallegas es su corto tiempo de residencia. El valor medio del tiempo de semiagotamiento de la descarga subterránea estimado en nueve cuencas piloto fue de 22,85 días (Raposo et al. 2012). Ello hace que este recurso sea fuertemente dependiente del régimen de lluvias, y que por tanto presente una importante variabilidad temporal a lo largo del año y sea especialmente sensible a períodos sin precipitaciones muy prolongados.

3. Estado cualitativo de las aguas subterráneas

En condiciones naturales inalteradas, las aguas subterráneas tanto de acuíferos rocosos cristalinos como de aluviales cuaternarios, que corresponden a la gran mayoría de la superficie de Galicia Costa, se definen por su baja conductividad, pH ácido, escasa mineralización y por presentar un carácter clorurado-sódico (Molinero et al. 1998, Xunta de Galicia 2011). En menor medida también existen en la demarcación aguas subterráneas bicarbonatadas-cloruradas, bicarbonatadas-sódicas, bicarbonatadas-cálcicas y sulfatadas-cálcicas (Xunta de Galicia 2011).

Prueba de la calidad de las aguas subterráneas gallegas para el consumo humano es la existencia de numerosas empresas que explotan este recurso para su comercialización embotellada.

Por norma general, las aguas subterráneas presentan mayor calidad, tanto química, como bacteriológica y organoléptica, que las aguas superficiales. Esto se debe a la capacidad filtrante y depuradora del suelo y la zona no saturada, así como su acción como barrera de protección de los acuíferos, frente a una mayor exposición a los contaminantes de las aguas superficiales.

Así, el borrador del Plan Hidrológico de Galicia Costa (PHGC) (Xunta de Galicia 2011) recoge la existencia de 34 masas de agua superficial (entre ríos, embalses y aguas de transición) que no alcanzan el buen estado químico debido a la presencia de sustancias contaminantes; frente a la totalidad de las masas de agua subterránea en las que se asume un buen estado químico.

Sin embargo, diversos estudios a nivel de cuencas piloto y de toda Galicia muestran la existencia de un cierto grado de contaminación por nitratos debido a actividades ganaderas y fosas sépticas (Tabla 1).

Tabla 1. Porcentaje de captaciones subterráneas con presencia de aguas contaminadas, según distintos estudios.

Zona	Referencia	Nº muestras	% muestras NO ₃ ⁻ >25 mg/l	% muestras NO ₃ ⁻ >50 mg/l	Contaminación bacteriológica
Toda Galicia	ITGE 1991	70	22,9	7,1	-
Toda Galicia	SGMOPT 1992	51	0	0	-
Terra Cha	López Peirago et al. 1994	65	33,9	10,8	58,5
Santiago	González et al. 1995, Varela et al. 1995	23	21,7	0	93,3
Valiñas	Soriano et al. 2000	51	43	16	98
Ferrol	Molinero y Raposo 2008	14	21	0	-

Xinzo	López Mateo 2007	28	0	0	-
Terra Cha	López Mosquera et al. 2000	20	15	10	-
Cuenca con 3,5 U.G./ha	Díaz Fierros y Núñez 1996	14	0	0	80
Toda Galicia	Araujo et al. 1993	439	-	-	77
Galicia Costa	Red de control de aguas subterráneas (set. 2007-mar. 2008)	41	7,3	0	87,8

El análisis pormenorizado de estos estudios y de la procedencia de las muestras analizadas muestra una relación entre la presencia de contaminación en las aguas y la tipología de la captación así como su proximidad a focos de contaminación (fosas sépticas, aéreas de aplicación de purines, etc.). Así, el análisis indiferenciado de la práctica totalidad de las captaciones subterráneas en un área determinada tiende a dar altas porcentajes de muestras contaminadas o con indicios de contaminación por nitratos (López Peirago et al. 1994, González et al. 1995, Varela et al. 1995, Soriano Hoyuelos et al. 2000). En estos estudios se incluye un elevado número de pozos antiguos y/o en desuso, excavados artesanalmente con poca profundidad y sin sellado sanitario, y frecuentemente situados en las proximidades de núcleos de población o explotaciones agropecuarias. Son precisamente esta tipología de captaciones subterráneas las que tienden a presentar un mayor grado de contaminación (Soriano Hoyuelos et al. 2000). Sin embargo, cuando se analiza específicamente aquellas captaciones que están siendo actualmente utilizadas para el abastecimiento de poblaciones, y por tanto realizadas siguiendo un criterio hidrogeológico y con características constructivas acordes con las exigencias sanitarias vigentes, los indicios de contaminación por nitratos prácticamente desaparecen (SGMOPT 1992). Algunos criterios básicos a seguir para garantizar la calidad de las aguas subterráneas son: el empleo de técnicas de excavación por rotopercusión que permiten alcanzar profundidades de extracción más elevadas; el sellado sanitario del tramo superior del sondeo que evite la extracción de agua del acuífero somero más susceptible de sufrir contaminación; la localización de las captaciones en zonas con cota superior a áreas antropizadas y con potenciales focos de contaminación (fosas sépticas, cultivos abonados, explotaciones agropecuarias, industrias...); y la creación de perímetros de

protección entorno a las captaciones que limiten las actividades potencialmente peligrosas.

La problemática vinculada a la contaminación bacteriológica de las aguas subterráneas es más extensa (Tabla 1), si bien los criterios antes citados reducirían considerablemente su magnitud. En aquellos casos en que resultase necesario, esta problemática se resuelve fácil y económicamente con el tratamiento y potabilización de las aguas con cloro.

4. Uso tradicional de las aguas subterráneas y su potencial para el abastecimiento de agua potable

La explotación tradicional de las aguas subterráneas en Galicia se ha caracterizado por el predominio del minifundismo (al igual que en otros aspectos económicos y sociales), con pequeñas captaciones subterráneas en un elevado número de propiedades. Esto es debido en parte a las propias características hidrogeológicas de los acuíferos gallegos, pero también al hecho de que la iniciativa de esta explotación ha sido principalmente privada, y sometida a un mínimo control y gestión por parte de la administración. Prueba de ello es el bajo grado de legalización de las captaciones, con apenas 10.000 concesiones y autorizaciones de aguas subterráneas en Galicia Costa (D. Romay, comunicación personal, 2007) frente a los 300.000 pozos estimados en toda Galicia.

Las captaciones existentes son principalmente manantiales o pozos artesanales poco profundos, que no aportan grandes caudales (productividades de 0,3 a 1 l/s según la geología) y son muy dependientes de la recarga natural por infiltración de agua de lluvia, pudiendo llegar a secar en verano. Con relativa frecuencia, periodos prolongados sin precipitaciones provocan problemas de escasez de agua en pequeños núcleos de población que se abastecen con este tipo de captaciones rudimentarias. Al mismo tiempo, estas captaciones son vulnerables a la contaminación al presentar una barrera geológica muy reducida (explotan acuíferos someros, con una zona no saturada muy pequeña) lo que reduce su capacidad autodepuradora. Además, generalmente los pozos y fuentes tradicionales se localizan en las proximidades de núcleos de población, a escasa distancia de fosas sépticas o explotaciones agropecuarias, lo que acrecienta su vulnerabilidad a la contaminación.

Sin embargo, paralelamente a este escenario hidrogeológico aparentemente limitado, existen numerosos casos que demuestran que el potencial de los recursos hidrogeológicos gallegos puede llegar a ser mucho mayor. En el inventario de pozos del primer estudio de recursos de agua subterránea de Galicia (Xunta de Galicia 1991) se indica la existencia de captaciones en depósitos aluviales cuaternarios que aportan productividades de 11,1 l/s (aluvial del río Umia), 27 l/s (aluvial del Ulla) y hasta 40 l/s (cuenca del Bertamiráns). Asimismo, la existencia de galerías y minas de agua excavadas en macizos rocosos fracturados para el abastecimiento de villas y ciudades que aportan importantes caudales, demuestra el gran potencial y capacidad productiva de estos acuíferos cuando se realizan las prospecciones y captaciones adecuadas: 10,3 l/s (manantial Lourido, en Cariño), 15 l/s (manantial de San Cebrán, en Vigo), 13,9-27,8 l/s (abastecimiento de Marín), 27,8 l/s (manantiales de Bueu), 40 l/s (antiguo abastecimiento de Santiago) (Xunta de Galicia 1991).

Si bien antiguamente las aguas subterráneas era el principal recurso empleado para abastecer ciudades como Vigo, Pontevedra o Santiago, en la actualidad, con el aumento de la población urbana y las dotaciones por habitante, la explotación de este recurso a gran escala para el abastecimiento de las grandes ciudades resulta dificultosa e insuficiente, debido al corto tiempo de residencia de las aguas subterráneas gallegas, la gran variabilidad temporal del recurso a lo largo del año, la reducida entidad de la mayoría de los acuíferos rocosos fracturados y las relativamente bajas productividades obtenidas.

Por el contrario, la distribución espacial de los recursos hidrogeológicos los hace especialmente idóneos para el abastecimiento de agua a pequeños núcleos y población rural dispersa. Con una población en Galicia Costa de 1.011.122 residentes en núcleos de menos de 2.000 habitantes y un consumo medio per cápita de 272 litros/día (Romay y Gañete 2007), el consumo total de agua subterránea alcanzaría un total de 100,38 Hm³/año, lo que representa solo el 2,27% de los recursos totales estimados (Raposo et al. 2012), por lo que cabe espera que los impactos ambientales derivados de este uso sean mínimos. Con la dotación indicada y un depósito de regulación adecuado, un núcleo de 2.000 habitantes necesita una captación con un caudal de explotación de 6,3 l/s, objetivo que a la vista de los ejemplos enumerados resulta factible bien mediante la construcción de campos de bombeo con varios pozos o la captación de manantiales. Por ello, la explotación racional y equilibrada de los recursos hidrogeológicos disponibles para satisfacer las demandas actuales y futuras puede ser un planteamiento ecológicamente más sostenible que las tradicionales soluciones basadas en el embalsado de aguas superficiales.

Un ejemplo de éxito en la explotación de los recursos hidrogeológicos son las comunidades vecinales de usuarios de agua que existen en múltiples pueblos de Galicia, que además de lograr el objetivo de abastecer a sus comuneros con agua de calidad y a bajo coste, son ejemplo del logro de dos de los objetivos impuestos por la DMA: la recuperación de costes del agua y la participación pública. Siguiendo su ejemplo, de cara al cumplimiento de los objetivos del Plan Auga (Xunta de Galicia 2010) que pretende garantizar el abastecimiento de agua potable a todos los núcleos de población superior a 50 habitantes de Galicia, el uso de aguas subterráneas se perfila como la opción más económica. Debido a la gran dispersión poblacional, la construcción de redes de distribución representa el 72% del gasto en las nuevas infraestructuras previstas. El uso de un recurso geográficamente distribuido como son las aguas subterráneas permite localizar captaciones de agua lo más próximas a cada centro de consumo, reduciendo el gasto en la red de distribución. A esto se suma el menor coste de las obras de captación de las aguas subterráneas frente a las superficiales y el menor coste de bombeo, al situarse preferentemente las captaciones subterráneas a cotas más elevadas que los núcleos de consumo, frente a los ríos que fluyen a cotas menores. En cuanto al coste de potabilización, si bien el uso de aguas subterráneas implicaría la necesidad de un mayor número de plantas potabilizadoras, el coste de cada una de ellas sería sensiblemente inferior al tratarse de aguas de mucha mejor calidad.

En el Plan Auga se opta de manera preferente por el uso de aguas superficiales para el abastecimiento de sistemas de más de 500 habitantes, mientras que en aquellos de menos de 500 habitantes propone captaciones superficiales o subterráneas en función de la disponibilidad del recurso y de otros factores limitantes (Xunta de Galicia 2010). Frente a la actual política seguida por la administración y a la vista de la cantidad y calidad de los recursos hidrogeológicos gallegos, así como de sus cualidades y potencialidades indicadas en este artículo, se propone el abastecimiento con aguas subterráneas de todos los núcleos de menos de 500 habitantes, y su uso preferente en los sistemas de más de 500 habitantes cuando la abundancia del recurso lo permita, limitando el uso exclusivo de aguas superficiales únicamente a lo que el Plan Auga define como “grandes sistemas de abastecimiento” que dan servicio a más de 30.000 habitantes.

5. Necesidades y tareas de gestión futuras

Para que se pueda llegar a realizar un uso adecuado, sostenible y generalizado de las aguas subterráneas en Galicia es necesario que la administración inicie las siguientes tareas:

- Mejora del conocimiento hidrogeológico local de los acuíferos existentes, con especial atención a los desarrollados en macizos cristalinos fracturados, que representan la mayor superficie de la comunidad.
- Realización de estudios de detalle en sitios específicos de cara a la evaluación precisa del potencial hidrogeológico de aquellos acuíferos próximos a los principales sistemas de abastecimiento que presenten las mayores necesidades de agua.
- Integrar definitivamente las aguas subterráneas en la gestión pública como un recurso más que debe ser considerado, tanto en los planes hídricos como en los planes de abastecimiento. Para ello es preciso dotar a los organismos gestores de un mayor número de personal con formación hidrogeológica.
- Fijar criterios de protección realistas y que puedan llegar a ponerse en práctica en un marco en el que se presupone que todo el territorio es una masa de agua subterránea continua; tales como la protección diferencial (Sahuquillo 1994), poniendo más énfasis en preservar de la contaminación aquellos acuíferos identificados con mayor potencial en cuanto a producción y calidad de las agua, y que estén siendo utilizados para el abastecimiento de población, y el estableciendo perímetros de protección (Samper 2011).

Referencias

Alencão A, Pacheco F, Ferreira MP. 2000. A bacia hidrográfica do rio Corgo (NE Portugal): escoamento subterráneo e parámetros influentes. En: J Samper, T Leitão, L Fernández, L Ribeiro (Eds.) Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica, IGME, 173-182.

Carballeira A, Devesa C, Retuerto R, Santillán E. 1983. Bioclimatología de Galicia. Fundación Pedro Barrié de la Maza, A Coruña. 392 pp.

Comisión Europea. 2008. Protección de las aguas subterráneas en Europa. La nueva directiva sobre las aguas subterráneas – Consolidación del marco normativo de la UE. Office for Official Publications of the European Communities. Luxemburgo. 35 pp.

<http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/groundwater/brochure/es.pdf> [Consulta: 10 mayo 2012].

Estrela T, Cabezas Calvo-Rubio F, Estrada Lorenzo F. 1999. La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. *Ingeniería del agua* 6, 125-138.

Comisión Europea. 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. D.O.C.E. L 327 de 22.12.00, 69 pp.

European Environment Agency. 1999. Groundwater quality and quantity in Europe. Office for Official Publications of the European Communities. Luxemburgo. 123pp. http://www.eea.europa.eu/publications/groundwater07012000/at_download/file [Consulta: 10 mayo 2012].

Fornés JM, de la Hera Á, Llamas MR. 2005. The silent revolution in groundwater intensive use and its influence in Spain. *Water Policy* 7, 253-268.

González MS, Cruz P, Amezaga A, Sueiro RA, Araujo M, Garrido MJ. 1995. Salubridad bacteriológica del agua subterránea en un área con claros indicios de contaminación difusa. En: J Sánchez Morcillo, AJ Sánchez-Raya (Eds.) *Farmacia y sanidad ambiental*. Consejo general de Colegios Oficiales de Farmacéuticos. Granada.

Hernandez-Mora N, Llamas M, Martínez Cortina L. 2001. Misconceptions in aquifer overexploitation: implications for water policy in Southern Europe. En: C Dosi (Ed.) *Agricultural use of groundwater*. Kluwer Academic Publishers, 107-125.

IGME. 2004. Cartografía Geológica Continua Digital de España (GEODE), 1:50000.

Lima AS, Silva MO. 1995. Estudo hidrogeológico dos granitóides da região de Braga (NW de Portugal). En: FS Borges, MM Marques (Eds.) *Memórias nº 4*. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 461-465.

Llamas MR, Martínez-Santos P. 2005. Intensive groundwater use: Silent revolution and potential source of social conflicts. *Journal of Water Resources Planning and Management* 131, 337-341.

López Periago E, Núñez Delgado A, Díaz-Fierros F. (1994). Contaminación biótica y abiótica de pozos en una zona ganadera. En: LF Rebollo (Ed.) *Análisis y Evolución de la contaminación de las aguas subterráneas*. AIH-GE, 379-392.

Martins Carvalho J, Plasência N, Chaminé HI, Rodrigues BC, Guerner Dias A, Antunes da Silva M. 2000. Recursos hídricos subterráneos em formações cristalinas do norte de Portugal. En: J Samper, T Leitão, L Fernández, L Ribeiro (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, IGME, 163-172.

MMA. 2000. Libro blanco del agua en España. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. 637 pp.

Molinero Huguet J, Soriano Hoyuelos G, Samper Calvete J. 1998. Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en Galicia: situación actual y estudio de detalle en la cuenca del Valiñas. En: J Samper, A Sahuquillo, JE Capilla, JJ Gómez Hernández (Eds.) Jornadas sobre la contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente. Instituto Tecnológico Geominero de España y AIH-GE, 255-260.

Navarro Alvargonzález A, Fernández Uría A, Doblas Domínguez JG. 1993. Las aguas subterráneas en España: Estudio de síntesis. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 591 pp.

Neal C, Kirchner JW. 2000. Sodium and chloride levels in rainfall, mist, streamwater and groundwater at the Plynlimon catchments, mid-Wales: inferences on hydrological and chemical controls. *Hydrology and Earth System Sciences* 4, 295-310.

Pereira MR. 2000. Quantificação da recarga subterrânea em rochas fracturadas da bacia hidrográfica do Tua. En: J Samper, T Leitão, L Fernández, L Ribeiro (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, IGME, 155-162.

Raposo JR, Molinero J, Dafonte J. 2010. Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models. *Engineering Geology* 116, 323-332.

Raposo JR, Molinero J, Dafonte J. 2012. Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrology and Earth System Sciences Discussion* 9, 1919-1960. <http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/9/1919/2012/hessd-9-1919-2012.pdf> [Consulta: 1 mayo 2012].

Romay D, Gañete M. 2007. Las comunidades de usuarios de agua como ejemplo de autoabastecimiento en las cuencas de Galicia-Costa. En: J Molinero, F Ortuño, M Valverde, LJ Lambán (Eds.) *Las aguas subterráneas en España ante las directivas europeas: Retos y perspectivas*, IGME, 239-245.

Samper J, Soriano G, Molinero J. 1997. Las aguas subterráneas en Galicia: resultados en la cuenca piloto del río Valiñas. En: J Yélamos, F Villarroja (Eds.) *Hydrogeology of hard rocks. Some experiences from Iberian Peninsula and Bohemian Massif*. AIH-GE, 149-158.

Samper J. 2011. Protección de fuentes y manantiales: La experiencia del proyecto Aqua Plann. VI Mesa del Agua : Abastecimiento Rural. Abegondo (A Coruña). http://aqua-plann.eu/fileadmin/user_upload/Aqua_Plann/Mesas_del_Agua/06/08_1_Protecci%C3%B3n_de_fuentes_y_manantiales_La_experiencia_Aqua_Plann.pdf [Consulta: 18 mayo 2012].

- Sanford W. 2002. Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeology Journal* 10, 110-120.
- Sauquillo A. 1994. La contaminación de las aguas subterráneas: Situación en España. *Ingeniería del Agua* 1(3), 31-40.
- SGMOPT (1992). Estudio de la evaluación de la contaminación por compuestos nitrogenados en abastecimientos urbanos servidos con aguas subterráneas en la Comunidad Autónoma de Galicia. Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas y Transportes. Madrid.
- Sophocleous MA. 1991. Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. *Journal of hydrology* 124, 229-241.
- Soriano Hoyuelos G, Samper Calvete J. 2000. Calidad de las aguas subterráneas y su contaminación por aguas residuales y residuos ganaderos: Resultados de la cuenca del Valiñas (A Coruña, España). En: J Samper, T Leitão, L Fernández, L Ribeiro (Eds.) *Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica*, IGME, 173-182.
- Varela C, López E, Díaz-Fierros F. (1995). Calidad química del agua ligada al flujo basal y actividad ganadera. En: J Sánchez Morcillo, AJ Sánchez-Raya (Eds.) *Farmacia y sanidad ambiental*. Consejo general de Colegios Oficiales de Farmacéuticos. Granada.
- Winter TC. 2001. The concept of hydrologic landscapes. *Journal of the American Water Resources Association* 37, 335-349.
- Xunta de Galicia. 1991. Estudio de recursos de agua subterránea en Galicia, COTOP, Santiago de Compostela.
- Xunta de Galicia. 2003. Plan Hidrológico de Galicia Costa, Real Decreto 103/2003 del 24 de enero. <http://augasdegalicia.xunta.es/gl/1.2.htm> [Consulta: 10 mayo 2012].
- Xunta de Galicia. 2010. Plan Auga. <http://augasdegalicia.xunta.es/gl/pag.htm> [Consulta: 7 mayo 2012].
- Xunta de Galicia. 2011. Propuesta de Plan Hidrológico de Galicia Costa. <http://www.planhidroloxigc.com/web/default/verCategorias> [Consulta: 10 mayo 2012].