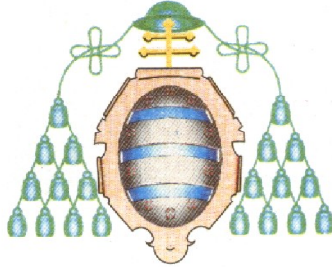


UNIVERSIDAD DE OVIEDO

DEPARTAMENTO DE EXPLOTACIÓN Y PROSPECCIÓN DE MINAS



**MODELIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA Y TÉRMICA
DE UN EMBALSE MINERO SUBTERRÁNEO.
APLICACIÓN A UN CASO EN LA CUENCA CENTRAL
ASTURIANA**

TESIS DOCTORAL

AUTOR: CLARA ANDRÉS ARIAS

DIRECTORES: D^a ALMUDENA ORDÓÑEZ ALONSO

D. RODRIGO ÁLVAREZ GARCÍA

OVIEDO, 2015



RESUMEN DEL CONTENIDO DE TESIS DOCTORAL

1.- Título de la Tesis	
Español/Otro Idioma: MODELIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA Y TÉRMICA DE UN EMBALSE MINERO SUBTERRÁNEO. APLICACIÓN A UN CASO EN LA CUENCA CENTRAL ASTURIANA	Inglés: HYDROGEOLOGICAL AND THERMAL MODELLING OF AN UNDERGROUND MINING RESERVOIR. APPLICATION TO A CASE IN THE CENTRAL ASTURIAN BASIN
2.- Autor	
Nombre: CLARA ANDRES ARIAS	DNI/Pasaporte/NIE:
Programa de Doctorado: Minería, obra civil y medio ambiente	
Órgano responsable: EXPLOTACION Y PROSPECCION DE MINAS	

RESUMEN (en español)

Esta tesis pretende ofrecer una herramienta a la gestión hidrogeológica y térmica de embalses mineros subterráneos, en particular al formado por la interconexión de las labores mineras de los pozos Barredo y Figaredo, ubicados en la Cuenca Central Asturiana.

Durante las actividades mineras subterráneas se altera el macizo rocoso, aumentando la porosidad del mismo debido a la fracturación, pudiendo llegar a formarse nuevos "acuíferos" que funcionan como embalses subterráneos en los que se acumulan grandes cantidades de agua que son susceptibles de ser aprovechadas, tanto hídrica como energéticamente. Para poder desarrollar eficazmente dichos aprovechamientos es necesario conocer en profundidad el funcionamiento hídrico y térmico del embalse.

El objetivo de esta tesis es el de elaborar un modelo numérico de simulación que permita plantear distintos escenarios de funcionamiento de los posibles aprovechamientos, mejorando así la eficiencia de las instalaciones geotérmicas mineras y permitiendo anticipar la repercusión de posibles cambios en el funcionamiento.

Para ello se partió del estudio hidrogeológico y térmico de la cuenca de afección del embalse a modelar. Se determinó, mediante toma de muestras y ensayos de laboratorio la porosidad y conductividad térmica de los materiales presentes en la zona. Así mismo, se desarrolló un modelo hídrico que permitiese calibrar el balance hídrico del sistema. Finalmente se desarrolló el modelo numérico de flujo y de transporte de calor del embalse minero mediante el empleo del paquete informático FEFLOW.

Tras la construcción y calibración del modelo se consideraron tres posibles escenarios de funcionamiento: el primero de ellos contempla continuar con el ritmo de explotación actual del embalse; en el segundo se consideró la posibilidad de generación hidráulica mediante el empleo de microturbinas, para lo cual se retorna parte del agua bombeada, y en el tercero se aumentó la recarga aportada por un río perdedor al atravesar el sistema. Para los escenarios 1 y 2 los resultados fueron semejantes, observándose que el agua fluye principalmente por las galerías abiertas, enfriándose, mientras que la temperatura del macizo permanece casi constante. Para simulaciones de 30 años de duración se observa una reducción de la



temperatura en la zona de bombeo de entre 1 y 3°C, produciéndose un paulatino equilibrio de las temperaturas con el gradiente geotérmico para simulaciones más largas. Sin embargo, en el caso del escenario 3, un aumento de un la recarga del río en un 20% provoca una disminución de 1°C en el agua de mina.

Finalmente se desarrolló un análisis de sensibilidad para determinar a qué parámetros hidrogeológicos era más sensible el modelo. Se analizaron los resultados para variaciones de la conductividad hidráulica, el almacenamiento específico y la saturación residual, comprobándose que el parámetro que más afecta al nivel piezométrico, y de una manera más estable, es el coeficiente de almacenamiento específico, mientras que los otros dos parámetros han mostrado tener menor influencia, por lo que pueden estimarse de forma aproximada sin que el error afecte significativamente al resultado final.

RESUMEN (en Inglés)

This thesis aims to provide a tool for the hydrogeological and thermal management of underground mining reservoirs, in particular to that formed by the interconnection of the mine workings of the Barredo and Figaredo pits, located in the Central Asturian Basin.

During underground mining the rock mass is altered, so its porosity is increased due to fracturing, and new "aquifers" can be formed. These work as underground reservoirs in which large amounts of water accumulate and are likely to be exploited, both for water and energy. To effectively develop such exploitations, it is necessary to know in depth the hydraulic and thermal performance of the reservoir.

The objective of this thesis is to develop a numerical model that allows simulating various operating scenarios of potential uses, thus improving the efficiency of mining geothermal installations and allowing to anticipate the impact of possible changes in the operation.

Firstly, a hydrogeological and thermal study of the reservoir basin to be modelled was undertaken. Porosity and thermal conductivity of the materials present in the area were determined by sampling and laboratory testing. Also, a water model that allowed calibrating the water balance of the system was developed. Finally, the flow and heat transport numerical model of the mining reservoir was developed by using FEFLOW software.

After the construction and calibration of the model, three possible operating scenarios were considered: i) continuing the current rate of exploitation of the reservoir; ii) part of the pumped water returns to the reservoir to consider the possibility of hydroelectric power generation by means of micro turbines; iii) the increase of the reservoir recharge from a losing river was considered. For scenarios 1 and 2 similar results were obtained, showing that water flows mainly through the open galleries, at a lower temperature, while the temperature of the solid remains almost constant. For 30 years' simulations, a temperature decrease between 1 and 3°C is observed in the pumping area, producing gradual temperature equilibrium with the geothermal gradient for longer simulations. However, in the scenario 3, a 20% increase of river recharge results in 1°C decrease of mine water temperature.



UNIVERSIDAD DE OVIEDO

Vicerrectorado
de Internacionalización y Postgrado



CENTRO INTERNACIONAL
DE POSTGRADO
CAMPUS DE EXCELENCIA
INTERNACIONAL

Finally, a sensitivity analysis was developed to determine to which hydrogeological parameters the model was more sensitive. The results for variations in hydraulic conductivity, specific storage and specific retention were analysed; the specific storage coefficient was found to be the parameter that most affects the groundwater level, in a more stable way, while the other two parameters have shown to have less influence, so they can be roughly estimated without the error affecting significantly the final result.

RESUMEN

Esta tesis pretende ofrecer una herramienta a la gestión hidrogeológica y térmica de embalses mineros subterráneos, en particular al formado por la interconexión de las labores mineras de los pozos Barredo y Figaredo, ubicados en la Cuenca Central Asturiana.

Durante las actividades mineras subterráneas se altera el macizo rocoso, aumentando la porosidad del mismo debido a la fracturación, pudiendo llegar a formarse nuevos "acuíferos" que funcionan como embalses subterráneos en los que se acumulan grandes cantidades de agua que son susceptibles de ser aprovechadas, tanto hídrica como energéticamente. Para poder desarrollar eficazmente dichos aprovechamientos es necesario conocer en profundidad el funcionamiento hídrico y térmico del embalse.

El objetivo de esta tesis es el de elaborar un modelo numérico de simulación que permita plantear distintos escenarios de funcionamiento de los posibles aprovechamientos, mejorando así la eficiencia de las instalaciones geotérmicas mineras y permitiendo anticipar la repercusión de posibles cambios en el funcionamiento.

Para ello se partió del estudio hidrogeológico y térmico de la cuenca de afección del embalse a modelar. Se determinó, mediante toma de muestras y ensayos de laboratorio la porosidad y conductividad térmica de los materiales presentes en la zona. Así mismo, se desarrolló un modelo hídrico que permitiese calibrar el balance hídrico del sistema. Finalmente se desarrolló el modelo numérico de flujo y de transporte de calor del embalse minero mediante el empleo del paquete informático FEFLOW.

Tras la construcción y calibración del modelo se consideraron tres posibles escenarios de funcionamiento: el primero de ellos contempla continuar con el ritmo de explotación actual del embalse; en el segundo se consideró la posibilidad de generación hidráulica mediante el empleo de microturbinas, para lo cual se retorna parte del agua bombeada, y en el tercero se aumentó la recarga aportada por un río perdedor al atravesar el sistema. Para los escenarios 1 y 2 los resultados fueron semejantes, observándose que el agua fluye principalmente por las galerías abiertas, enfriándose, mientras que la temperatura del macizo permanece casi constante. Para simulaciones de 30 años de duración se observa una reducción de la temperatura en la zona de bombeo de entre 1 y 3°C, produciéndose un paulatino equilibrio de

las temperaturas con el gradiente geotérmico para simulaciones más largas. Sin embargo, en el caso del escenario 3, un aumento de un la recarga del río en un 20% provoca una disminución de 1°C en el agua de mina.

Finalmente se desarrolló un análisis de sensibilidad para determinar a qué parámetros hidrogeológicos era más sensible el modelo. Se analizaron los resultados para variaciones de la conductividad hidráulica, el almacenamiento específico y la saturación residual, comprobándose que el parámetro que más afecta al nivel piezométrico, y de una manera más estable, es el coeficiente de almacenamiento específico, mientras que los otros dos parámetros han mostrado tener menor influencia, por lo que pueden estimarse de forma aproximada sin que el error afecte significativamente al resultado final.

ABSTRACT

This thesis aims to provide a tool for the hydrogeological and thermal management of underground mining reservoirs, in particular to that formed by the interconnection of the mine workings of the Barredo and Figaredo pits, located in the Central Asturian Basin.

During underground mining the rock mass is altered, so its porosity is increased due to fracturing, and new "aquifers" can be formed. These work as underground reservoirs in which large amounts of water accumulate and are likely to be exploited, both for water and energy. To effectively develop such exploitations, it is necessary to know in depth the hydraulic and thermal performance of the reservoir.

The objective of this thesis is to develop a numerical model that allows simulating various operating scenarios of potential uses, thus improving the efficiency of mining geothermal installations and allowing to anticipate the impact of possible changes in the operation.

Firstly, a hydrogeological and thermal study of the reservoir basin to be modelled was undertaken. Porosity and thermal conductivity of the materials present in the area were determined by sampling and laboratory testing. Also, a water model that allowed calibrating the water balance of the system was developed. Finally, the flow and heat transport numerical model of the mining reservoir was developed by using FEFLOW software.

After the construction and calibration of the model, three possible operating scenarios were considered: i) continuing the current rate of exploitation of the reservoir; ii) part of the pumped water returns to the reservoir to consider the possibility of hydroelectric power generation by means of micro turbines; iii) the increase of the reservoir recharge from a losing river was considered. For scenarios 1 and 2 similar results were obtained, showing that water flows mainly through the open galleries, at a lower temperature, while the temperature of the solid remains almost constant. For 30 years' simulations, a temperature decrease between 1 and 3°C is observed in the pumping area, producing gradual temperature equilibrium with the geothermal gradient for longer simulations. However, in the scenario 3, a 20% increase of river recharge results in 1°C decrease of mine water temperature.

Finally, a sensitivity analysis was developed to determine to which hydrogeological parameters the model was more sensitive. The results for variations in hydraulic conductivity, specific storage and specific retention were analysed; the specific storage coefficient was found to be the parameter that most affects the groundwater level, in a more stably way, while the other two parameters have shown to have less influence, so they can be roughly estimated without the error affecting significantly the final result.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecerle a mi familia su paciencia y confianza, y a mis amigos, que siempre han sabido estar ahí, animándome y apoyándome.

Igualmente a Almudena Ordóñez y Rodrigo Álvarez, por su ayuda, aportación y ánimo en la realización de esta tesis.

Ha sido fundamental la colaboración de la Empresa HUNOSA, y en particular, el Departamento de Nuevos Desarrollos, en la aportación de información. También debo agradecer al programa de Becas Predoctorales del Banco Santander en colaboración con la Universidad de Oviedo (reconociendo explícitamente la financiación de apoyo dada por la Universidad de Oviedo (subvención: UNOV-09-BECDOC-S)) y al grupo DHI-WASY por la cesión de la licencia del programa FELFOW y su continua ayuda.



ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Tesis por compendio de artículos	1
1.2	Planteamiento y justificación	1
1.3	Bibliografía utilizada.....	3
1.3.1	Geología e Hidrogeología.....	3
1.3.2	Uso del agua de mina como recurso geotérmico.....	9
1.3.3	Propiedades físicas de los materiales	14
1.3.4	Modelos numéricos	18
2	OBJETIVOS	23
2.1	Generales.....	23
2.2	Particulares.....	23
3	CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	25
3.1	Litoestratigrafía.....	26
3.2	Configuración estructural.....	27
3.3	Hidrogeología.....	29
3.4	Síntesis minera.....	32
3.4.1	Explotaciones mineras de montaña.....	32
3.4.2	Pozo Barredo.	33
3.4.3	Pozo Figaredo.	33
3.4.4	Pozos San José y Santa Bárbara.....	35
3.4.5	Interconexiones del embalse minero Barredo-Figaredo con explotaciones colindantes.	35
3.4.6	Efectos hidrogeológicos de la actividad minera	37
4	METODOLOGIA	40
4.1	Definición hidrogeológica del embalse minero Barredo-Figaredo	40
4.1.1	Determinación de la cuenca de afección	40
4.2	Climatología	40
4.2.1	Estudio hidrológico	41



4.3	Modelización hidrológica	44
4.4	Determinación de la conductividad térmica en la zona de estudio.....	45
4.5	Modelo numérico.....	48
4.5.1	Definición de modelo numérico	49
4.5.2	Aplicaciones a la modelización de sistemas mineros	50
4.5.3	Formulación del modelo matemático.....	52
4.5.4	Métodos numéricos para resolver las ecuaciones	61
5	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	68
5.1	Definición hidrogeológica del embalse minero	68
5.2	Capacidad del embalse minero Barredo-Figaredo.....	70
5.3	Temperatura del agua en el embalse minero.....	72
5.4	Modelización hidrológica	73
5.5	Determinación de la conductividad térmica de los materiales de la zona de estudio	77
5.5.1	Influencia de la conductividad térmica en la temperatura del agua	81
5.6	Modelo numérico.....	83
5.6.1	Modelo hidrogeológico conceptual	83
5.6.2	Modelo	87
5.6.3	Escenarios.....	92
5.6.4	Análisis y descripción de los resultados de simulación.....	93
5.6.5	Análisis de sensibilidad	97
6	CONCLUSIONES.....	99
6.1	Conclusiones respecto al estudio hidrológico	99
6.2	Conclusiones respecto a la modelización hidrológica.....	100
6.3	Conclusiones respecto al estudio de conductividades térmicas	101
6.4	Conclusiones respecto al modelo numérico.....	102
6.5	Recomendaciones y líneas de investigación abiertas	103
7	TRABAJOS	104
8	INFORME SOBRE EL IF	149
9	OTRAS APORTACIONES CIENTÍFICA.....	151
10	ANEXO I.....	155



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. a) Ubicación geográfica de la zona de estudio (límite del embalse Barredo-Figaredo); b) Corte geológico según la sección que une los pozos Barredo-Figaredo.....	25
Figura 2. Sucesión carbonífera del sector Aller-Nalón de la CCC (Barba y Colmenero, 1994). ...	28
Figura 3. Mapa hidrogeológico de la zona de estudio (modificado de HUNOSA, 2008).....	31
Figura 4 Esquema de las plantas de los pozos San Vicente y San Inocencio (Figaredo) y Barredo.....	34
Figura 5. Conexiones entre el pozo San José y el conjunto Figaredo – Barredo (modificado de original facilitado por HUNOSA)	36
Figura 6. Esquema teórico de los efectos hidrogeológicos de la minería. a) Situación antes del comienzo de las actividades mineras; b) Desarrollo de la minería subterránea con bombeo permanente; c) Cese de la actividad minera e inundación de las labores al interrumpir el bombeo (formación del “embalse minero”); d) Mantenimiento de cierto bombeo para evitar surgencias indeseadas de agua de mina en superficie.	38
Figura 7 Variación de precipitación, temperatura y evapotranspiración real a lo largo de un año hidrológico medio en la zona de estudio	41
Figura 8. Localización del área de estudio y de las estaciones de aforo en el río Turón	42
Figura 9. Representación de elementos en: a) 1D (líneas y puntos representando un río y dos pozos) y 2D (elemento de la malla perteneciente al macizo rocoso); b) visión general c) 3D (elemento con espesor representando el macizo rocoso).....	49
Figura 10. Balance de flujo en un elemento diferencial de acuífero (modificado de FCIHS, 2009)	54
Figura 11. Representación de tipos de porosidad y fases presentes en un sistema hidrogeológico (modificado de Diersch, 2009).....	59
Figura 12. Balance de calor en un elemento diferencial de acuífero	61
Figura 13. Aplicación hipotética de las mallas diferenciales (b) y elementos finitos (c) al contorno de un acuífero (modificado de Konikow, 1996)	63



Figura 14. Esquema del movimiento de la malla y de los parámetros mediante el modo free & movable (DHI-WASY GmbH, 2010).....	67
Figura 15. Comparación de los hidrogramas obtenidos por medición en las tres secciones de aforo.....	68
Figura 16. Evolución temporal de los niveles de inundación en los pozos Barredo y Figaredo en relación a los huecos estimados	72
Figura 17. Perfiles térmicos del pozo Barredo, tras el periodo de inundación	73
Figura 18. Hidrogramas real y simulado para la estación de aforo de La Granxa	74
Figura 19. Hidrogramas real y simulado para la estación de aforo de La Veguina.....	74
Figura 20. Hidrogramas real y simulado para la estación de aforo de Peñule.....	75
Figura 21. Hidrograma simulado para la estación de aforo de Peñule y flujo medio en las tres secciones de aforo durante 30 años.	76
Figura 22. Corte transversal definido por los pozos Barredo y Figaredo mostrando las conductividades térmicas de las unidades geológicas atravesadas	80
Figura 23. Mapas térmicos del embalse minero Barredo-Figaredo tras 30 años de simulación, considerando unas conductividades térmicas constantes de 1,4 (a) y 5 (b) W/(m·K).....	82
Figura 24. Modelo conceptual para un año medio del balance hídrico en la cuenca de afección del embalse minero Barredo-Figaredo	85
Figura 25. Esquema de funcionamiento de un embalse minero que encaja en materiales de muy baja permeabilidad	85
Figura 26. a) División área a modelar en el modelo 2D. b) Valores de la conductividad térmica en el modelo 2D.....	89
Figura 27. Distribución de los niveles de galerías y los pozos en el modelo 3D.....	91
Figura 28. Vista en planta de las divisiones en el modelo 3D.....	91
Figura 29. Temperatura en el embalse minero tras 30 años de simulación del modelo 2D; a) escenario 1 sin reinyección; b) escenario 2 con reinyección del 40% del agua bombeada en el embalse.....	95
Figura 30. Temperatura en el embalse minero tras 30, 60 y 90 años de simulación (a, b y c. respectivamente) sin reinyección en el modelo 3D.....	96



Figura 31. Análisis de sensibilidad para nivel piezométrico (k : conductividad hidráulica; S_r : saturación residual; S_y : coeficiente de almacenamiento específico)..... 98

Figura 32. Situación de las muestras tomadas en los paquetes San Antonio , Generalas, María Luisa y Sotón (modificado de García-Loygorri *et al.*, 1971)..... 156

Figura 33. Situación de las muestras tomadas en el paquete Caleras (modificado de García-Loygorri *et al.*, 1971) 157

Figura 34. Situación de las muestras tomadas del paquete Entrerregueras (modificado de García-Loygorri *et al.*, 1971) 158



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Características hidrogeológicas de las formaciones existentes en la zona de estudio (Ordóñez <i>et al.</i> , 2008)	29
Tabla 2. Coordenadas de las secciones de aforo del río Turón	42
Tabla 3. Conductividad térmica de los minerales constituyentes de las rocas (Horai, 1971)	46
Tabla 4. Volúmenes mensuales y anuales desaguados, en m ³ , de los pozos Barredo y Figaredo durante el periodo 2002-2007.....	69
Tabla 5. Cálculos para la estimación de volúmenes de huecos de los pozos Barredo y Figaredo.	71
Tabla 6. Parámetros considerados y resultados de la simulación de los hidrogramas obtenidos para la mejor correlación con los reales para cada una de las tres subcuencas consideradas...	73
Tabla 7. Porosidad y conductividad térmica de las muestras tomadas	78
Tabla 8. Conductividad térmica de las rocas sedimentarias (recopilado de Clark (1966), Schön (2011) y Midttømme ay Roaldset (1999)), comparada con los valores del área de estudio	79
Tabla 9. Porosidad por tramos del material alterado en el modelo 2D.....	87
Tabla 10. Valores hidráulicos de los materiales presentes en el modelo 2D tras la calibración.	90



1 INTRODUCCIÓN

1.1 Tesis por compendio de artículos

La presente Tesis Doctoral se ha realizado por compendio de artículos científicos publicados en revistas indexadas en el SCI (*Science Citation Index*). La elaboración de esta memoria se ha efectuado según lo establecido en el artículo 27 del Reglamento de los Estudios de Doctorado de la Universidad de Oviedo (BOPA 146, de 25 de Junio de 2013). Estos artículos, que se presentan en el apartado 7 de la presente memoria, se detallan a continuación:

1. Ordóñez, A., Jardón, S., Álvarez, R., Andrés, C. y Pendás, F., 2012. *Hydrogeological definition and applicability of abandoned coal mines as water reservoirs*. J. Environ. Monit., 14: 2127-2136.
2. Ordóñez, A., Andrés, C. y Álvarez, R., 2015. *Forecasting of hydrographs to simulate long term recharge from rivers in numerical models of mining reservoirs, application to a coal mine in NW Spain*. River Res Applic. Estado: Publicado online; DOI: 10.1002/rra.2905
3. Andrés, C., Ordóñez, A. y Álvarez, R. *Hydrogeological and thermal modelling of an underground mining reservoir*. Mine Water Environ. Estado: Aceptado para su publicación por el editor.
4. Andrés, C., Álvarez, R. y Ordóñez, A. *Appraising thermal conductivity in a coal basin (NW Spain) using lithological data for modelling purposes*. Environ Earth Sciences. Estado: Enviado y en revisión.

1.2 Planteamiento y justificación

El presente trabajo surge como respuesta a la necesidad de estudiar la distribución de la temperatura del agua y la conductividad térmica de las rocas que forman un “embalse minero subterráneo”, como instrumento para desarrollar un modelo de flujo y térmico que permita predecir el efecto que tendría en la temperatura media del “embalse” una circulación de agua provocada al extraer y retornar recursos hídricos del mismo. En particular, el trabajo se centra en el embalse constituido por los pozos mineros de carbón Barredo y Figaredo (Mieres) ubicados en la Cuenca Carbonífera Central (CCC) de Asturias y que actualmente se encuentran inundados. La zona de influencia de estas labores es atravesada por el cauce del



río Turón, el cual se ha podido demostrar que pierde parte de su caudal por infiltración a dichas labores a través de las fracturas inducidas por la minería.

Esta necesidad nace tras los estudios previos realizados sobre la viabilidad y las ventajas del aprovechamiento del agua contenida en dicho embalse, tanto como recurso hídrico como fuente de energía térmica, suministrando calor y/o refrigeración (Jardón, 2010), que dieron lugar a la puesta en funcionamiento de un sistema que aporta calor y refrigeración al edificio de investigación de la Universidad de Oviedo (Campus de Mieres) mediante el empleo de bombas de calor, las cuales extraen el calor del agua captada del “embalse subterráneo” a través del pozo Barredo, actuando el agua de mina como foco frío, hacia un fluido (refrigerante) con un elevado calor latente de vaporización. Para la realización del presente trabajo se abordó en primer lugar un estudio hidrogeológico de la zona de interés, para lo que se realizó un trabajo de campo de dos años de duración. Durante este periodo se midió periódicamente el caudal del río Turón en varias estaciones de aforo con el fin de poder definir el modelo conceptual del balance hídrico del embalse Barredo-Figaredo. Como complemento a este estudio, se realizó un modelo de los hidrogramas del río, estableciendo eficazmente de esta manera la recarga al embalse procedente de las pérdidas del río hacia las labores mineras.

Para la realización del modelo térmico se estudiaron en detalle las características petrográficas de las diferentes unidades litoestratigráficas presentes en la zona. A tal efecto se realizaron dos campañas de campo en las que se tomaron 28 muestras, representativas de los materiales de la zona. Estas fueron estudiadas en el laboratorio para determinar su mineralogía, su textura y estimar su porosidad y conductividad térmica. Esta última se calculó como la media geométrica ponderada de las conductividades térmicas de sus minerales constituyentes, por lo que previamente se realizó una búsqueda y análisis de estos valores.

Finalmente, con todos los datos tomados y medidos se definió el modelo conceptual del embalse minero Barredo-Figaredo, a partir del cual se elaboró el modelo numérico de flujo y de transporte de calor del mismo. En una primera fase se calibraron los parámetros hidráulicos, comparándose el nivel piezométrico simulado con el medido durante la fase de inundación de los pozos. Una vez calibrado el modelo se analizaron diferentes escenarios de funcionamiento del sistema geotérmico. El objeto último de este trabajo es proponer una metodología aplicable a otros sistemas mineros inundados, o en vías de estarlo, en otras cuencas mineras.



1.3 Bibliografía utilizada

1.3.1 Geología e Hidrogeología

En lo relativo a la división litoestratigráfica de la CCC, existen propuestas parciales desde finales del siglo XIX (Schultz) de describir la estratigrafía de los conjuntos que contienen capas de carbón. Cabe destacar el trabajo de Adaro (1926) en el que se cartografía el recorrido de las principales capas de carbón a nivel de cuenca. La vasta investigación llevada a cabo en los años 70 del pasado siglo en los inicios de HUNOSA como empresa estatal ha supuesto un avance enorme en el conocimiento y división de la CCC desde el punto de vista (crono)estratigráfico y sedimentológico. Sin desmerecer algunos trabajos intermedios (Martínez-Álvarez, 1959; 1962), el trabajo que definitivamente establece la división litoestratigráfica actual es el de García-Loygorri *et al.* (1971). Posteriormente, existen estudios más detallados en los que se describen las características sedimentarias de algunas áreas concretas con gran rigor (Águeda *et al.*, 1991; Barba, 1990; Barba, 1992; Barba y Colmenero, 1994; Colmenero y Barba, 1985; Fernández *et al.*, 1988; Salvador, 1989; 1991; Sánchez de la Torre *et al.*, 1979; 1983). También existen notables trabajos sobre los aspectos paleontológicos que, al exceder el alcance de este trabajo, no se comentan ni se incluyen.

Desde el punto de vista de la tectónica de la zona de estudio, existen algunos antecedentes (Anexos de las hojas 53, 54 y 78 del Mapa Geológico Nacional; Aller, 1986) de cierto interés, pero no es hasta el trabajo de Aller y Gallastegui (1995) cuando se caracterizan las estructuras a nivel de cuenca de una forma ordenada. Estos autores indican para la CCC un modelo con acusado estilo dominante de pliegues, en dos generaciones diferentes: la primera de ellas, predominante, genera pliegues de traza axial N-S y escala kilométrica a los que se superponen una segunda fase de pliegues de orientación E-W, de menor escala. En este trabajo se propone para la zona de estudio un espesor de las series westfalienses de unos 4000 m.

Los aspectos mineralógicos y petrográficos no han sido, hasta el momento, objeto de trabajos de detalle, pudiendo citarse los estudios de Alonso y Brime (1990) y de Aparicio *et al.* (1993) sobre las arcillas y sus implicaciones de evolución térmica de la cuenca como los más destacados.



Otros estudios de interés sobre recursos energéticos en la CCC son los de Piedad-Sánchez *et al.* (2004a; 2004b), Fernández (2006), Colmenero *et al.* (2008) y Cienfuegos y Loredo (2010).

En cuanto a la hidrogeología, no se han desarrollado trabajos específicos dentro de la CCC. Cabría destacar el realizado por la Universidad de Oviedo y el IGME dentro del convenio HUNOSA (2008) en el que se estudiaron los procesos de inundación de los pozos Mineros Barredo y Figaredo y la más reciente caracterización hidrogeológica de la cuenca del río Turón realizada por Martos (2014).

A continuación se recogen los trabajos citados:

Adaro, L. *Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana* Publ Inst Geol Min Esp. Madrid. 1926. no. 14. p. 9-79

Águeda, J.A.; Bahamonde, J.R.; Barba, F.J.; Barba, P.; Colmenero, J.R.; Fernández, L.P.; Salvador, C.I.; Vera, C. *Depositional environments in Westphalian coal bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain*. Bull Soc geol France. 1991. no. 162. p. 325–333

Alonso, O.E.; Brime, C. *Mineralogy, geochemistry and origin of the underclays of the Central Coal Basin, Asturias, Spain*. Clays Clay Mineralogy. 1990. no. 38. p. 265-276.

Alonso, J.; Marcos, A.; Suarez, A. *Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican*. Arc. Geologica Acta. 2009. no. 7(4). p. 451–473.

Aller, J.A. *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Central de Asturias*. Consejería de Industria y Energía. Principado de Asturias. 1986

Aller, J.; Gallastegui, J. *Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain)*. J Struct Geol. 1995. no. 17. p. 961-969

Aparicio, A.; Brell, J.M.; García, R. *El metamorfismo hercínico de bajo a muy bajo grado en la Zona Cantábrica (Provincias de León, Asturias, Cantabria)*. Bol Geol Mine. 1993. no. 104(4). p. 439-461.



- Aramburu, C.; Bastida, F. *Geología de Asturias*. Ed. Trea. 1995
- Arquer, F.; Meléndez M.; Nuño C.; Rodríguez M.L. *El abandono de pozos mineros en la Cuenca Carbonífera Central de Asturias: Caso de los pozos Entrego y San Mamés*. Libro de Actas de la Reunión Científico-Técnica "Gestión del agua en los procesos de cierre de minas". E.T.S. Ingenieros de Minas. Univ. de Oviedo. 2006
- Barba, F.J. *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero del Borde Meridional de la Cuenca Central de Asturias*. Tesis Doctoral inédita. Univ. de Oviedo, España. 1990
- Barba, P. *Estratigrafía y sedimentología de la sucesión Westfaliense del borde W sureste de la Cuenca Carbonífera Central*. Tesis Doctoral inédita. Univ. de Oviedo. 1992
- Barba, P.; Colmenero, J.R. *Estratigrafía y sedimentología de la sucesión westfaliense del borde sureste de la cuenca carbonífera central (zona cantábrica, N de España)*. *Studia Geologica Salmanticensis*. 1994. no. 30. p. 139-204.
- Bear, J. *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill International Book Co. 1979
- Brodie, R.S.; Hostetler, S. *A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs*. En: Proceedings of the NZHS-IAH-NZSSS 2005 conference, Auckland, New Zealand. 2005. (accesible el 20 de abril de 2015)
- Burke, S.P. ; Younger, P.L. *Groundwater rebound in the South Yorkshire Coalfield: a first approximation using the GRAM Model*. *Q J Eng Geol Hydrogeol*. 2000. no. 33. p. 149-160
- Cienfuegos, P.; Loredó, J. *Coalbed methane resources assessment in Asturias (Spain)*. *Int J Coal Geol*. 2010. no. 83. p. 366-376.
- Colmenero, J.R.; Barba, P. *Un tipo de ciclo deltaico en el Westfaliense Superior de la Cuenca Carbonífera Central*. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 1985. no. 15. p. 29-36.
- Colmenero, J.R.; Suárez-Ruiz, I.; Fernández-Suárez, J.; Barba, P.; Llorens, T. 2008. *Genesis and Rank distribution of Upper carboniferous coal basins in the Cantabrian Mountains, Northern Spain*. *Int J Coal Geol*. 2008. no. 76. p. 187-204.
- Empresa nacional Adaro de investigaciones mineras SA, ENADIMSA. *Inventario de recursos nacionales de carbón. Asturias zona sur*. Ministerio de Industria. Centro de documentación del IGME. 1977
- Fandos, P.; Rodríguez, F.; Gutiérrez, A. M.; Álvarez, J. J. *El Yacimiento de HUNOSA en la Cuenca Carbonífera Central*. Servicios de Geología del Caudal y del Nalón. 2004.



- FCIHS. *Hidrogeología. Conceptos básicos de hidrología subterránea*. Comisión docente FCIHS. Barcelona. 2009
- Felicísimo, A.M. *El clima de Asturias*. Geografía de Asturias, Editorial Prensa Asturiana, S.A. Oviedo. 1992. p: 17-32.
- Fernández, L.P.; Águeda, J.A.; Colmenero, J.R.; Salvador, C.I.; BARBA, P. *A coal-bearing complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas*. Sedimentology and Tectonics Settings. Ed. NEMEC, W. & STEEL, R.J. Blackie and Son, London. 1988. p. 286-302.
- Fernández, J.J. *Posibilidades de aprovechamiento de CBM en la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. Aplicación a la unidad La Justa-Aramil*. Tesis doctoral inédita. Univ. de Oviedo. 2006
- Fetter, C.W. *Applied Hydrogeology*, 4th Edition. Pearson Prentice Hall, USA. 2013
- Foster, S.; Hirata, R.; Gomes, D.; D'Elia, M.; Paris, M. *Protección de la calidad del agua subterránea, guía para empresas de agua, autoridades municipales y agencias ambientales*. GW-MATE-Groundwater Management Advisory Team, en colaboración con Global Water Partnership. 2002
- Freeze, A.R.; Cherry, J.A. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 1979
- Gandy, C.J.; Younger, P.L. *Predicting Groundwater rebound in the South Yorkshire Coalfield, UK*. Mine Water Environ. 2007. no. 26. p. 70–78
- García-Fuente, P.A. *Sistema experto de predicción de desagües en minas subterráneas de carbón. Aplicación al Grupo Aller de HUNOSA*. Tesis Doctoral inédita. Univ. de Oviedo.. 1996
- García-Loygorri, A.; Ortuño, G.; Caride de Liñán, C; Gervilla, M.; Greber, C.H.; Feys, R. *El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana*. Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo. 1971. no. 3. p. 101-150
- Gelhar, L.W. *Stochastic subsurface hydrology*. Ed. Prentice Hall. 1993
- Gonzalez, J.; Rebollar, A. *Interrelaciones de la minería y las aguas subterráneas en el Carbonífero de la Cuenca del Nalón (Sector Pola de Laviana-Olloniego)*. Spanish Geol Surv report. 1986.



- Gutiérrez-Alonso, G.; Nieto, F. *White-mica 'crystallinity' finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain*. J Geol Soc. 1996. no. 153. p. 287-299
- Henton, M.P. *The problem of water table rebound after mining activity and its effects on ground and surface water quality*. En el libro de actas del Simposium Internacional "Quality of Groundwater". Noordwijkerhout, The Netherlands. 1981. p. 111-116.
- HUNOSA. *Desagüe área Figaredo*. Documento interno e inédito. 2004a
- HUNOSA. *Desagüe del Pozo Barredo*. Documento interno e inédito. 2004b
- HUNOSA, *Estudio de inundación de los pozos de HUNOSA*. Documento interno e inédito. 2007
- HUNOSA, Universidad de Oviedo, IGME. *Estudio sobre la Inundación de los Pozos Mineros en la Zona Barredo – Valle del Turón – Valle del Aller*. 2008. Documento inédito.
- IGME. *Mapa geológico de España. MAGNA, Hoja 53*. Memoria. Ministerio de Educación y Ciencia. Madrid. 1975.
- IGME. *Actualización del inventario de recursos nacionales de carbón. Zona Asturias II. Cuenca Central*. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría de Energía y Recursos Minerales. Madrid. 1984
- Instituto Nacional de Estadística, Demografía y Población, <http://www.ine.es>, (accesible en enero de 2008).
- Johnson, K.L.; Younger, P.L. *Hydrogeological and geochemical consequences of the abandonment of Frazer's Grove carbonate hosted Pb/Zn fluorspar mine, north Pennines, UK*. Geol Soc, London, Special Publications. 2002. no. 198. p. 347-363,
- Konikow, L.F. *Uso de modelos numéricos para simular el flujo y el transporte subterráneo*. En: Mook, W.G. *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico*. 2004. p. 533-558
- Kortas, L.; Younger, P.L. *Using the GRAM model to reconstruct the important factors in historic groundwater rebound in part of the Durham coalfield, U.K.* Mine Water Environ. 2007. no. 26. p. 60-69
- Lohman, S.W. *Ground-water hydraulics*. U.S. Geol Survey Prof. Paper 708. 1972
- López, C.; Torres, M.; Gutiérrez, M. *Los movimientos del terreno en las laderas del valle del río Caudal y la incidencia de las escombreras del carbón en los mismos*. Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo. 2002. no. 23. p. 35-52



- Lotze, F. *Zur Gliederung der varisziden der iberischen meseta*. Geotekton Forsch. 1945. no. 6. p. 78–92.
- Martínez-Alfaro, P.E.; Martínez, P.; Castaño, S. *Fundamentos de hidrogeología*. Ed. Mundi-Prensa. 2006
- Martínez-Álvarez, J.A. *Resumen del estudio geológico del reborde oriental de la cuenca Carbonífera Central de Asturias*. Brev. Geol. Ast., año III. 1959. n 1-2
- Martínez-Álvarez, J.A., 1962: *Estudio geológico del reborde Oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias*. Inst. Est. Ast. 1962.
- Martos, E. *Caracterización hidrogeológica de la Cuenca del río Turón (Asturias) en Relación con la clausura de explotaciones mineras de carbón*. Tesis doctoral inédita. Univ. de Oviedo. 2014
- Nuttall, C.A.; Younger, P.L. *Hydrochemical stratification in flooded underground mines: an overlooked pitfall*. J. Contam. Hydrol. 2004. no. 69 (1-2). p. 101-114
- Ordóñez, A.; Loredó, J.; Pendás, F. Libro de actas del Congreso: "Jornadas Hispano-Lusas sobre las aguas subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica". 2000. p. 455-466.
- Pendás, F.; Loredó, J. *El agua en los procesos de cierre de minas en Asturias*. Proceedings de la Reunión Científico-Técnica "Gestión del agua en los procesos de cierre de minas". E.T.S. Ingenieros de Minas. Univ. de Oviedo. 2006.
- Pendás, F.; Loredó, J.; Ordóñez, A. *Exploración, evaluación y explotación de metano en capas de carbón*. Ed. Instituto Geológico y Minero de España, 2002. Vol. 1, 224 p.
- Piedad-Sánchez, N.; Izart, A.; Martínez, L.; Suárez-Ruiz, I.; Elie, M.; Menetrier, C. 2004a. *Paleothermicity in the Central Asturian Coal Basin, north Spain*. Int J Coal Geol. 2004a. no. 58. p. 205-229.
- Piedad-Sánchez, N.; Suárez, I.; Martínez, L.; Izart, A.; Elie, M.; Keravis, D. *Organic petrology and geochemistry of the Carboniferous coal seams from the Central Asturian Coal Basin (NW Spain)*. Int J Coal Geol. 2004b. no. 57. p. 211–242
- Real Decreto 140/2003, *por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano*, BOE 45(Sec. 1), p. 7228–7245.
- Salvador, C.I. *Estratigrafía y sedimentología del norte de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Oviedo. 1989.



- Salvador, C.I. *La Caliza de Peña Redonda (Westfaliense A-B): Evolución tectosedimentaria (Cuenca Carbonífera Central Asturiana)*. Geogaceta. 1991. no. 9. p. 53-56
- Sánchez, L.; Águeda, J.A.; Colmenero, J.R.; García-Ramos J.C.; Conzalez, J.A. *Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica*. C. Martínez Díaz, ed. Carbonífero y Pérmico de España. Madrid. 1983. pp 133-150
- Sánchez, L.; Águeda J.A.; Colmenero, J.R.; González J.A.; García-Ramos, J.C.; Salvador, C.I.; Martín, J., 1985: *Deltaic environments in Asturian Westphalian, Spain*. C.R. IX Congr. Int. Strt. Geol. Carb. Washington and Champaign-Urbana. 1979. no. 3. p. 499-507.
- Smakhtin, V.U. *Low flow hydrology: a review*. J Hydrol. 2001. no. 240. p. 147-186.
- Younger, P.L.; Banwart, S.A.; Hedin, R.S. *Mine Water. Hydrology, pollution, remediation*. Kluwer Ac Publ, UK. 2002.

1.3.2 Uso del agua de mina como recurso geotérmico

Las primeras investigaciones realizadas sobre el uso potencial de las minas subterráneas para aplicaciones geotérmicas se realizaron en los años 70 del siglo pasado, para el uso del agua contenida en las minas de carbón de Springhill (Nueva Escocia, Canadá) y fueron publicadas posteriormente por Jessop *et al.* (1995). Otros estudios semejantes (Wolkersdorfer, 2008) se realizaron durante años posteriores en Parck Hills, USA (Geothermal heat pump consortium, 2007), Folidal, Noruega (Banks *et al.*, 2004), Shettleston y Ochil, Reino Unido (John Gilbert Architects, 2014), Ehrenfriedesdof, Alemania (Schellschmidt *et al.*, 2000; Mands y Sanner, 2010 y Krassmann, 2014), Wetterlrode, Alemania (Koch y Hoffmann, 2013), Czelan, Polonia (Demollin *et al.*, 2005), Vysnè-Ruzbachy, Eslovenia (Bajtos, 2001) y Cuenca Carbonífera Central de Asturias, España (Jardón *et al.*, 2013). Uno de los estudios más amplios en este sentido es el del aprovechamiento del agua de una mina de carbón abandonada en Heerlen, Países Bajos (Bazargan Saber *et al.*, 2008; Verhoeven *et al.*, 2014). En Peralta *et al.* (2015) se recoge una comparación de los principales aprovechamientos del agua de mina como recurso geotérmico que se están llevando a cabo en la actualidad.

En la actualidad sigue siendo poco común encontrar localidades que aprovechen el potencial del agua de mina para producir energía geotérmica (Raymond y Therrien, 2008). En 2013 había menos de 20 ejemplos documentados de sistemas geotérmicos mineros en funcionamiento en el mundo (Preene y Younger, 2014). Sin embargo, desde que se ha demostrado la rentabilidad de su uso para estos fines, se están desarrollando un gran número



de estudios para evaluar el potencial de su explotación en diversos lugares (ver Clauser *et al.*, 2005; Van Tongeren y Dreesen, 2004; Wieber y Phol, 2008; Wolkersdorfer, 2008). Los estudios más recientes son los realizados por Ramos y Falcone (2013) y Rodríguez y Díaz (2009) sobre el potencial geotérmico de las minas subterráneas abandonadas.

En relación al caso de las minas de carbón, cabe hacer referencia al acertado comentario que en el año 2006 adelantaban Watzlaf y Ackman "a pesar de que las minas de carbón son las mejores candidatas para la explotación de la energía geotérmica, presentan el hándicap de que suele ser complicado comprender el sistema térmico e hidráulico en la interconexión lateral y vertical de las diferentes partes de la mina".

Los trabajos más relevantes son los siguientes:

Álvarez, J.; Jardón, S.; Andrés, C.; Ordóñez, A. *Valoración técnico-económica del aprovechamiento del agua de mina como recurso geotérmico mediante una red térmica de distribución en La Felguera, Asturias*. Libro de actas del Congreso sobre aspectos tecnológicos e hidrogeológicos de la geotermia, Barcelona, España. 2013

Bajtos, P. *Low enthalpy geothermal energy from mine waters in Slovakia*. Proceedings of the International Scientific Conference of Geothermal Energy in Underground Mines. Polonia. 2001

Banks, D.; Skarphagen, H.; Wiltshire, R.; Jessop, C. *Heat pumps as tool for energy recovery from mining wastes*. Energy. Waste and Environment: a Geochemical Perspective Geological Society, Londres, Special Publications. 2004. no. 236

Bazargan-Sabet, B.; Demollin, E.; Van Bergermeer, J.J. *Geothermal use of deep flooded mines*. Proceedings of the Post-Mining Symposium, Nancy, France. 2008

Cairney, T. *Utilisation of disused coal mines as water storage reservoirs*. J Hydrol. 1973. no. 19(3). p. 251–258.

Clauser, C.; Heitfeld, M.; Rosner, P.; Sakl, H.; Scheteling, K. *Nutzung von Erdwärme in aufgelassenen Bergwerken am Beispiel des Aachener Steinkohlenreviers*. Beraten de Ing. 2005. no. 6. p. 14-17



- Demollin, E.; Malolepszy, Z.; Bowers, D. *Potential use of geothermal energy from mine water in Europe for cooling and heating*. Proceedings of the International Conference "Passive and Low Energy Cooling for the Built Environment", Greece. 2005
- Dinger, J.S.; Cumbie, D.H.; Davidson, D. *Assessing water-supply potential of abandoned underground coal mines in eastern Kentucky*. Report of Investigations 12, Kentucky Geological Survey, University of Kentucky. 2006. 33 p. kgs.uky.edu/kgsweb/olops/pub/kgs/ri12_12.pdf (accesibles el 20 de abril de 2015)
- Geothermal Heat Pump Consortium, Inc. *Municipal Building Park Hills, Missouri*. 2007. www.geoexchange.org (accesibles el 20 de abril de 2015)
- Ghoreishi, S.A.; Ghomshei, M.M.; Hassani, F.P.; Abbasy, F. *Sustainable heat extraction from abandoned mine tunnels: A numerical model*. *Renew Sust Ene Rev*. 2012. no. 4(3). p. 1-16.
- Hall, A.; Scott, J.A.; Shang, H. *Geothermal energy recovery from underground mines*. *Renew Sust Ene Rev*. 2011. no.15. p. 916–924
- Hamm, V. Sabet, B.B. *Modelling of fluid flow and heat transfer to assess the geothermal potential of a flooded coal mine in Lorraine, France*. *Geothermics*. 2010. no. 39. p. 177-186.
- Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía. *Minicentrales hidroeléctricas*. 2006. http://www.idae.es/doc/Minicentrales%20hidroelectricas_80594.pdf. (accessible en mayo del 2015)
- Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía. *Ahorro y Eficiencia Energética en Climatización, Guía Técnica*, 2007. http://www.idae.es/index.php/mod.documentos/mem.descarga?file¼/documentos_10540_Contabilizacion_consumos_GT6_07_f9aaf178.pdf. (accesible en abril de 2011)
- Jardón, S. *Aprovechamiento de las aguas de mina en la Cuenca Central Asturiana como recurso energético. Aplicación al embalse minero Barredo-Figaredo*. Tesis Doctoral inédita. Univ. de Oviedo. 2010
- Jardón, S.; Ordóñez, A.; Álvarez, R.; Cienfuegos, P.; Loredó, J. *Mine water for energy and water supply in the Central Coal Basin of Asturias (Spain)*. *Mine Water Environ*. 2013. no. 32. p. 139–151.



- Jessop, A.M.; MacDonald, J.K.; Spence, H. *Clean Energy from abandoned mines at Springhill, Nova-Scotia*. Energy Sources. 1995. no. 17(1). p. 93-106.
- John Gilbert Architects. *A Technical Report on Ochil View, Lumphinnans*. 2014.
www.johngilbert.co.uk/index.php?q=node/71;
www.johngilbert.co.uk/files/JGA_Lumphinnans_V03.pdf
- Koch, L.; Hoffmann, M. *Geothermal Wettelrode -Presentation of mining session at Doctoral School Energy and Geotechnology*. 2013. <http://de.scribd.com/doc/121983233/Geothermal-Wettelrode>. (accesible el 21 de junio de 2015)
- Kranz, K.; Dillenardt, J. *Mine Water Utilization for Geothermal Purposes in Freiberg, Germany: Determination of Hydrogeological and Thermophysical Rock Parameters*. Mine Water Environ. 2010. no. 29. p. 68-76.
- Krassmann, T. *Geothermische Energieausehemaligen Bergbauanlagen*. 2014.
www.untertage.com/publikationen/22-interessantes/5-geothermische-energie-aus-ehemaligen-bergbauanlagen.html. (accesible el 21 de junio de 2015)
- Mands, E.; Sanner, B. (UbeG). *Energía geotérmica a baja profundidad*. 2010.
www.ubeg.de/Downloads/EnergiaGeotermica.pdf (accesibles el 20 de abril de 2015)
- Ochsner, K. *Geothermal Heat Pumps. A Guide to Planning and Installing*. Earthscan, London, 2008.
- Ordóñez, A.; Jardón, S.; Álvarez, R.; Andrés, C; Pendás, F. *Hydrogeological definition and applicability of abandoned coal mines as water reservoirs*. J Environ Monit. 2012. no. 14. p. 2127–2136
- Malolepszy, Z. *Man-made, low-temperature geothermal reservoirs in abandoned workings of underground mines on example of Nowa Ruda coal mine, Poland*. International Geothermal Conference, Reykjavik. 2003
- Moreno, B.; López, A.J. *The effect of renewable energy on employment, the case of Asturias (Spain)*. Renew Sustain Energy Rev. 2008. no. 12. p. 732–751
- Ohio Department of Natural Resources. *Geothermal potential of abandoned underground mines in Ohio*. 2011.
http://www.stategeothermaldata.org/sites/stategeothermaldata.org/files/presentation_files/Geothermal_potential_of_abandoned_underground_mines.pdf (accesibles el 20 de abril de 2015)



- Ordóñez, A.; Andrés, C.; Álvarez, R.; Jardón, S.; Pendás, F.; Loredó, J. *Aprovechamiento de las aguas subterráneas como recurso hídrico y energético.* , FUNDACION MAPFRE, 2008. p. 1-150. www.mapfre.com/fundacion/es/becasypremios/pmma/aprovechamiento-de-las-aguassubterraneas-como-recurso-hidrico-y-energetico.shtml. (accesible el 20 de abril de 2015)
- Peralta, E.; Breede, K.; Falcone, G. *Geothermal heat recovery from abandoned mines: a systematic review of projects implemented worldwide and a methodology for screening new projects.* Environ. Earth Sci. 2015. no. 73. p. 6783-6795
- Preene, M.; Younger, P.L. *Can you take the heat? – Geothermal energy in mining.* Mining Technology. 2014. no. 123. p. 107-118
- Ramos, E.P.; Falcone, G. *Recover of geothermal energy stored in abandoned mines.* En: M.Z. Hou *et al.* (eds): Clean Energy Systems in the Surface. 2013. p. 143-155
- Raymond, J.; Therrien, R. *Low-temperature geothermal potential of flooded Gaspé Mines, Québec, Canada.* Geothermics. 2008. no. 37(2). p- 189-210.
- Rodríguez, R.; Díaz, M.B. *Analysis of the utilization of mine galleries as geothermal heat exchangers by means a semi-empirical prediction method.* Renewable Energy. 2009. no. 34. p. 1716–1725
- Schellschmidt, R.; Clauser, C.; Burkhard, S. *Geothermal energy use in Germany at the turn of the Millennium.* World Geothermal Congress. 2000
- Van Tongeren, P.; Dreesen, R. *Residual space volumes in abandoned coal mines of the Belgian Campine basin and possibilities for use.* Geolog Belg. 2004. vol. 7. p. 3-4. Proceedings of the 5th European Coal Conference, 157-164. <http://popups.ulg.ac.be/1374-8505/index.php?id=298>. (accesible el 20 de abril de 2015)
- Verhoeven, R.; Willems, E.; Harcouet-Menou, V.; De Boever, E.; Hiddes, L.; Opt-Veld P.; Demollin, E. *Minewater 2.0 project in Heerlen the Netherlands: transformation of a geothermal mine water pilot project into a full scale hybrid sustainable energy infrastructure for heating and cooling.* Energy Procedia. 2014. no. 46. p. 58-67
- Watzlaf, G.R.; Ackman, T.E. *Underground mine water for heating and cooling using geothermal heat pump systems.* Mine Water Environ. 2006. no. 25. p. 1–14



Wieber, G.; Pohl, S. *Mine water: a source of geothermal energy - examples from the Rhenish Massif*. Proceedings of the 10th International Mine Water Association congress, Karlovy Vary. 2008. p. 113-116

Wolkersdorfer, C. *Water management at abandoned flooded underground mines: fundamentals, tracer test, modelling, water treatment*. Springer. Heidelberg. 2008. p. 465.

1.3.3 Propiedades físicas de los materiales

Existen multitud de estudios que intentan explicar el comportamiento térmico de las rocas sedimentarias. En general, estos se dividen en dos grandes grupos, en función de la metodología utilizada: se pueden emplear métodos directos e indirectos. En el primer caso, la conductividad térmica es medida directamente, ya sea in-situ o en el laboratorio. Entre estos estudios destacan los desarrollados por Somerton (1992), Beck (1965, 1988) y Keppelmayer y Hanel (1974) entre otros. Los métodos indirectos, por su parte, están basados en la medición o estudio de otras propiedades o parámetros de los que depende la conductividad térmica. En este caso cabría citar como buenos ejemplos los trabajos de Brigaud y Vasser (1989), Farouki (1981) y Horai (1971).

En la bibliografía existen recopilaciones extensas de datos sobre la conductividad térmica de un gran número de rocas, clasificadas de diversas formas; sin embargo, es importante darse cuenta de que estas recopilaciones están inevitablemente compuestas por datos que son heterogéneos en muchos aspectos, como la composición mineral, la porosidad, el grado de saturación y las condiciones experimentales. Para este estudio se tomaron los datos presentados por Horai (1971) y Brigaud *et al.* (1990) por ser las recopilaciones más exhaustivas.

Los trabajos consultados son:

Abu-Hamdeh, N.H.; Reeder, R.C. *Soil thermal conductivity: effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter*. Soil Sci Soc Am J. 2000. no. 64. p. 1285-1290

Alishaev, M.; Abdulagatov, I.; Abdulagatova, Z. *Effective thermal conductivity of fluid-saturated rocks: Experiment and modelling*. Eng Geol. 2012. no. 135-136(0). p. 24 - 39



- Alonso, T.; Rey, M.A.; Carnero, F.J.; Castro, M.P. *Determining ground thermal properties using logs and thermal drill cutting analysis. First relationship with thermal response test in principality of Asturias, Spain.* Appl Therm Eng. 2012. no. 37. p. 226-234
- Beck, A.E. *Techniques of measuring heat flow on land, in Terrestrial Heat Flow.* American Geophysical Union. Ed. W.H.K. Lee. 1965. p. 24-57.
- Beck, A.E. *Methods for determining thermal conductivity and thermal diffusivity.* Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination. 1988. p. 87-124.
- Benfield, A.E. *A heat flow value for a well in California.* Am J Sci. 1947. no. 245. p. 1-18
- Birch, F.; Clark, H. *The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition, Part II.* Am J Sci. 1940. no. 238. p. 613-635
- Birch, F. *Thermal conductivity, climatic variation and heat flow near Calumet.* Am J Sci. 1954. no. 252. p. 1-25
- Blackwell, D.D.; Steele, J.L. *Thermal conductivity of sedimentary rocks: measurement and significance.* En: Naeser N.D., McCulloch T.H. (eds) Thermal history of sedimentary basins. Springer, New York. 1989. p. 5-96.
- Brigaud, F.; Chapman, D.S.; Le Douoran, S. *Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs.* Am Assoc Pet Geol Bull. 1990. Vol. 74, No. 9. p. 1459-1477
- Brigaud, F.; Vasseur, G. *Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks.* Geophys J. 1989. vol. 98. p. 525-542.
- Brooks, R.H.; Corey, A.T. *Hydraulic properties of porous media.* Hydrology papers, Colorado State University, Fort Collins, Colorado. 1964
- Bullard, E.G.; Niblett, E.R. *Terrestrial heat flow in England: Monthly Notices Royal Astronomical Society.* Geophys Suppl. 1951. no. 6. p. 222-238.
- Burkhardt, H.; Honarmand, H.; Pribnow, D. *Test measurements with a new thermal conductivity borehole tool.* Tectonophysics. 1995. no. 244. p. 161-165
- Cermák, V.; Rybach, L. *Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks.* En: G. Angenheister (ed), Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in



- Science and Technology, New Series, Group V (Geophysics and Space Research). Vol. 16 (Physical Properties of Rocks), Springer, Berlin. 1982. p. 305-343
- Chapman, D.S.; Keoh, T.H.; Bauer, M.S.; Picard, M.D. *Heat flow in the Uinta Basin determined from bottom hole temperature (BHT) data*. Geophys. 1984. no. 49(4). p. 453-466
- Clark, S.P. *Handbook of physical constants*. Geol Soc Am. Memoir 97, Yale University, New Haven, Connecticut. 1966
- Clauser, C.; Huenges, E. *Thermal conductivity of rocks and minerals*. En: T. J. Ahrens (ed.), Rock Physics and Phase Relations - a Handbook of Physical Constants, AGU Reference Shelf. American Geophysical Union, Washington. 1995. no. 3. p. 105-126.
- Domenico, P.A.; Schwartz, F.W. *Physical and chemical hydrogeology*. Wiley. 1998
- Dortman, N.B. *Physical properties of rocks and minerals (petrophysics): handbook of geophysicist*. Nedra, Moscow. 1976
- European Commission. *Atlas of geothermal resources in Europe*. Hurter S, Haenel R (eds). Publication no. EUR 17811, Luxembourg. 2002. 270 p.
- Farouki. O.T. *Thermal properties of soils*. Cold Region Research and Engineering Laboratory Monograph. 1981. p. 1-81.
- Gehlin, S. *Thermal response test, method development and evaluation*. Tesis Doctoral inédita. Luleå University of Technology. Sweden. 2002. <http://epubl.luth.se/1402-1544/2002/39/LTU-DT-0239-SE.pdf>. (accesible el 20 de abril de 2015)
- GEOELEC (Geothermal Potential for Electricity Generation for the EU-27) *Surface heat flow and temperature maps*. 2015. http://www.thermogis.nl/geoelec/ThermoGIS_GEOELEC.html (accesible el 20 de junio de 2015)
- Hartmann, A.; Rath, V.; Clauser, C. *Thermal conductivity from core and well log data*. Int J Rock Mechanics Min Sci. 2005. no. 42. p. 1042-1055.
- Herrin, J.M.; Deming, D. *Thermal conductivity of U.S. coals*. J Geophys Res. 1996. no. 101(B11). p. 25381-25386
- Horai, K. *Thermal conductivity of rock-forming minerals*. J Geophys Res. 1971. Vol. 76. no. 5. p. 1278-1308
- Jessop, A.M. *Thermal Geophysics*. Developments in Solid Earth Geophysics 17, Elsevier. 1990



- Kappelmeyer, O.; Haenel, R. *Geothermics with special reference to application*. Geoexploration Monograph, Series 1, no 4, Berlin. 1974
- Lamela, V. *Termodinámica y transferencia de calor. Base material*. Centro Politécnico del Petróleo. 2015. <http://educaciones.cubaeduca.cu/medias/pdf/2426.pdf> (accesible el 21 de junio de 2015)
- Lee, T.C.; Henyey, T.L.; Damiata, B.N. *A simple method for the absolute measurement of thermal conductivity of drill cuttings*. Geophys. 1986. no. 51(8). p. 1580-1584
- Lee, Y.; Deming, D. *Evaluation of thermal conductivity temperature corrections applied in terrestrial heat flow studies*. J Geophys Res. 1998. no. 3(B2). p. 2447-2454
- Midttømme, K.; Roaldset, E. *Thermal conductivity of sedimentary rocks: uncertainties in measurement and modelling*. En: Aplin, A.C., Fleet, A.J. and Macquaker, J.H.S. (eds), Muds and Mudstones: Physical and Fluid-Flow properties, Geological Society of London, Special Publication. 1999. no. 158. p. 45-60
- Midttømme, K.; Roaldset, E.; Aagaard, P. (1998) *Thermal conductivity of selected claystones and mudstones from England*. Clay Miner. 1998. no. 33. p. 131-145
- Mossop, S.C.; Gafner, G. *The thermal constants of some rocks from the Orange Free State*. J Chem Metall Min Soc S Afr. 1951. no. 52. p. 61-73
- Nathan, R.J.; McMahon, T.A. *Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses*. Water Resour Res. 1990. no. 26(7). p. 1465-1473
- Rango, A.; Van Katwijk, V. 1990. *Development and testing of a snowmelt-runoff forecasting technique*. J Am Water Resour Assoc. 1990. no. 26. p. 135-144
- Reed, J.E.. *Type curves for selected problems of flow to wells in confined aquifers*. Techniques of Water-Res. Invests. of the U.S. Geol. Survey. 1980. Book 3. Ch. B3
- Robertson, E.C. *Thermal properties of rocks*. USGS Open file report 88-441, 106 pp., U. S. Geol. Survey, Reston, Va. 1988
- Sanner, B.; Hellström, G.; Spitler, J.; Gehlin, S. *Thermal Response Test – current status and world-wide application*. Proceedings World Geothermal Congress 2005. Turkey. 2005 <http://sanner-online.de/media/1436.pdf>. (accesible el 20 de abril de 2015)
- Schön, J.H. *Physical properties of rocks*. Elsevier B.V. 2011



- Somerton, W.H. *Thermal properties and temperature related behaviour of rock/fluid systems*. Developments in Petroleum Sciences. Ed. Elsevier. 1992. vol. 37
- Strahler, A.N. *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. Trans Am Geophys Union. 1957. no. 38(6). p. 913–920
- UNE 103-301-94. *Determinación de la densidad de un suelo por la balanza hidrostática*.
- Van Genuchten, M.TH. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Sci Soc Am J. 1980. no. 44. p. 892-898
- Vasseur, G.; Brigaud, F.; Demongodin, L. *Thermal conductivity estimation in sedimentary basins*. Tectonophysics. 1995. no. 244. p. 167-174
- Walton, W.C. *Selected analytical methods for well and aquifer evaluation*. Illinois State Water Survey Bull. 1962. no. 49
- Wang, H.; Qi, C.; Du, H.; Gu, J. *Improved method and case study of thermal response test for borehole heat exchangers of ground source heat pump system*. Renew Energy. 2010. no. 35. p. 727–733
- Waples, D.W.; Wapples, J.S. *A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 1: Minerals and nonporous rocks*. Nat Resour Res. 2004a. no. 13(2). p. 97-122
- Waples, D.W.; Wapples, J.S. *A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 2: Fluids and porous rocks*. Nat Resour Res. 2004b. no. 13(2). p. 123-130

1.3.4 Modelos numéricos

En la bibliografía especializada pueden encontrarse multitud de manuales y guías para la elaboración de modelos numéricos: Bear *et al.* (1992), EA (2002), GSN (1997) y Konikow (1996) son algunos ejemplos en los que se describen y analizan las fases y los factores a tener en cuenta a la hora de realizar modelos matemáticos, hidrogeológicos y térmicos.

El uso de este tipo de herramientas para flujo subterráneo de aguas de mina ha aumentado en los últimos años, ya que constituyen un recurso útil en la gestión del agua (Rapantova *et al.*, 2007; Dong *et al.*, 2012; Andrés *et al.*, 2013), pero también están resultando muy adecuadas para el análisis del comportamiento térmico de los embalses mineros



(Raymond *et al.*, 2011), y como instrumento para evaluar los potenciales aprovechamientos térmicos de los mismos (Uhlík y Baier, 2012; Rentz *et al.*, 2009; Blöcher *et al.*, 2010).

Resultan interesantes, a pesar de ser algo más antiguos, los trabajos de Boyaud y Therrien (2004) y Rushton (2003) sobre la aplicación de modelos numéricos para conocer mejor el comportamiento hidrogeológico y/o térmico del agua de mina.

Para el desarrollo de este trabajo, han sido especialmente útiles las estrategias planteadas por Adams y Younger (2001) para la simulación del rebote del nivel piezométrico en minas subterráneas, así como otros trabajos que se citan a continuación:

Adams, R.; Younger, P.L. *A strategy for modelling ground water rebound in abandoned deep mine systems*. Ground Water. 2001. vol. 39. p. 249-261

Anderson, M. P.; Woessner, W. W. *Applied Groundwater Modelling: simulation of flow and advective transport*. Academic Press - UK. 1992

Andrés, C.; Ordóñez, A.; Álvarez, R. *Hydrogeological and thermal modelling of an underground mining reservoir*. Mathematics of planet earth (Lecture Notes in Earth System Sciences), Springer-Verlag. 2013. p. 419-423

Bear, J.; Beljin, M. S.; Ross R. R. *Fundamentals of ground-water modelling*, United States Environmental Protection Agency, EPA-Ground Water Issue, EPA/540/S-92/005. 1992

Blöcher, M.G.; Zimmermann, G.; Moeck, I.; Brandt, W.; Hassanzadegan; A.; Magri, F. *3D numerical modelling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir*. Blackwell Publishing Ltd, Geofluids. 2010. no. 10. p. 406-421.

Boyaud, C.; Therrien, R. *Numerical modelling of mine rebound in Saizerais, northeastern France*. 15th Int. Conf. on computational Method in Water. 2004

Brown, K.; Trott, S. *Groundwater flow models in open pit mining: Can we do better?*. Mine Water Environ. 2014. no. 33. p. 187-190

DHI-WASY GmbH. *FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system, user manual*. WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin. 2010



- Di Sipio, E.; Chiesa, S.; Destro, E.; Galgaro, A.; Giaretta, A.; Gola, G.; Manzella, A. *Rock thermal conductivity as key parameter for geothermal numerical models*. Energy Procedia. 2013. no. 40. p. 87-94
- Diersch, H-JG. *FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system, reference manual*. WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin. 2005
- Diersch, H-JG. *FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system, reference manual*. WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin. 2009
- Dong, D-; Sun, W-; Xi, S. *Optimization of mine drainage capacity using FEFLOW for the no. 14 seam of China's Linnancang Coal Mine*. Mine Water Environ. 2012. no. 31. p- 353-360
- Dutton, R. A.; Mace, E. R. *Evolución de los modelos numéricos de flujo de agua subterránea en el acuífero de Ogallala en Texas*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, UNAM, Campus Querétaro. 2002. no. 002. p. 107-120.
- EA. *Groundwater resources modelling: Guidance notes and template project brief (Version 1)*. Environment Agency, Research and Development Guidance Notes. Bristol United Kingdom. 2002
- GSN. *An introduction to hydrogeological and geochemical models and modeling*. Geol Surv Norway. 1997. no. 97. 117 p.
- Herrera, Z.G.; Simuta, C.R.; Bravo, J.A. *Modelo de flujo del agua subterránea y diseño de red de monitoreo del acuífero del valle Querétaro*. Libro de actas del 2º Congreso Nacional de Métodos Numéricos en Ingeniería y Ciencias Aplicadas. 2007
- Huyakorn, P.S.; Pinder, G.F. *Computational methods in subsurface flow*. Academic Press, New York. 1983
- Konikow, L.F. *Uso de modelos numéricos para simular el flujo y el transporte subterráneo*. USGS-Instituto Geológico Norteamericano, Reston, Virginia, EEUU. 1996
- National Research Council. *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone*. NRC of U.S - National Committee for Rock Mechanics. National Academy Press Washington, D.C. 2001
- Núñez, M.J.L. *Aplicación de los modelos matemáticos de flujo y transporte de contaminantes para el diseño de sistemas de remediación*. IGME. 2001. Tema 5, p. 361-370



- O'Sullivan, J.; Croucher, A.; O'Sullivan, M.; Stevenson, L.; Esberto, M. *Modelling the evolution of a mine pit in a geothermal field at Lihir Island, Papua New Guinea*. New Zealand Workshop 2011 (Proceedings). 2011
- Peaceman, D.W. *Fundamentals of numerical reservoir simulation*. Elsevier, Amsterdam. 1977
- Pruess, K. *TOUGH2-a general purpose numerical simulator for multiphase fluid and heat flow*. Lawrence Berkely Laboratory report. 1991
- Rajapakse, R. *Numerical groundwater flow and solute transport modelling: A case study of Sardon Catcment, Spain*. ITC- International Institute for Geo-Information Science and earth observation Enschede. The Netherlands. 2009
- Rapantova, N; Grmela, A.; Vojtek, D.; Halir, J.; Michalek, B. *Gound water flow modelling application in mining hydrology*. Mine Water Environ. 2007. no 26 (4). p. 264-270.
- Raymond, J.; Therrien, R.; Gosselin, L.; Lefebvre R. *Numerical analysis of thermal response test with a groundwater flow and heat transfer model*. Renew Energ. 2011. no. 36(1). p. 315-324
- Remson, I.; Hornberger, G.M.; Molz, F.J. *Numerical methods in subsurface hydrology*. Wiley, New York. 1971
- Renz, A.; Wolfram, R.; Schätzl, P.; Diersch H.J.G.. *Numerical modelling of geothermal use of mine water: challenges and examples*. Mine Water Environ. 2009. no. 28. p. 2-14
- Rühaak, W.; Rath, V.; Wolf, A.; Clauser, C. *3D finite volume groundwater and heat transport modelling with non-orthogonal grids, using a coordinate transformation method*. Adv Water Resour. 2008. no. 31. p. 513-524
- Rushton, K.R. *Groundwater hydrology conceptual and computational models*. Ed. John Wiley & Sons, England. 2003.
- Ruvalcaba, G. A. *Modelación matemática del comportamiento hidrogeológico de la zona lacustre de Xochimilco, México*. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM. 2009
- Sarwars, A.; Eggers, H. *Development of a conjunctive use model to evaluate alternative management options for surface and groundwater resource*. Hydrogeol J. 2006. no 14 (8). p. 1676-1687



Uhlík, J.; Baier, J. *Model evaluation of thermal energy potential of hydrogeological structures with flooded mines*. Mine Water Environ. 2012. no. 31. p. 179-191.

Von Rosenberg, D.U. *Methods for the numerical solution of partial differential equations*, Elsevier, New York. 1969

Woessner, W. W.; Anderson, M. P. *Setting calibration targets and assessing model calibration—Room for improvement: An example from North America*. *Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*. Ed. K. Kovar USA. IAHS Pub. 1990. no. 125. p. 279–290.



2 OBJETIVOS

2.1 Generales

El objetivo final de este trabajo es la elaboración de un modelo matemático de simulación que permita conocer el comportamiento hidrogeológico y térmico del embalse minero Barredo-Figaredo; en particular, se pondrá especial énfasis en la determinación de la temperatura del agua contenida en dicho embalse al cabo de un número determinado de años, bajo diferentes escenarios.

2.2 Particulares

Teniendo en cuenta el encuadre estructural, hidrogeológico y litoestratigráfico de la zona de estudio, y en base a las propiedades petrofísicas del macizo rocoso, se pretende definir las propiedades hidrogeológicas y térmicas del embalse minero Barredo-Figaredo con el objetivo de poder elaborar un modelo conceptual en el que se contemplen todas las entradas y salidas al sistema. Para ello habrá que tener en cuenta las estructuras mineras presentes en la zona y su interacción, así como su influencia en la porosidad, la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento de los materiales presentes.

Mediante toma de muestras y ensayos de laboratorio se calculará la porosidad y la conductividad térmica de los materiales presentes en la zona de estudio. La conductividad térmica se determinará a partir de los resultados del estudio mineralógico de las muestras tomadas (y con la ayuda de tablas estandarizadas por fases minerales) y de la determinación de la porosidad (calculada para una roca como la media geométrica de las conductividades térmicas de los minerales constituyentes).

Se pretende desarrollar un modelo hídrico del caudal en tres estaciones de aforo del río Turón que permita calibrar el balance hídrico del sistema. Para ello se utilizarán los hidrogramas registrados en cada una de las estaciones de medición, así como las características de cada sub-cuenca y se establecerán modelos predictivos a largo plazo para, como principal aplicación, conocer sin incertidumbre la recarga que el sistema minero recibe por infiltración desde el río que lo atraviesa.



Con estos datos se podrá definir el modelo conceptual del embalse minero. A partir de éste y de las propiedades térmicas calculadas de los materiales presentes, se definirán las condiciones de contorno del modelo numérico.

Según la delimitación de la cuenca de afección del embalse minero Barredo-Figaredo se implementará, con la ayuda del paquete informático FEFLOW, un modelo numérico que tenga en cuenta los diferentes materiales presentes y la topografía, definiéndose las capas necesarias para poder representar el embalse subterráneo de la forma más realista posible.

Posteriormente, se realizará una primera simulación que abarque el periodo de inundación del embalse Barredo-Figaredo con el fin de poder calibrar aquellos parámetros hidráulicos que se han estimado y no han sido medidos directamente. Para la calibración del modelo será determinante la evolución temporal del nivel piezométrico y la correspondencia entre las medidas reales y simuladas de este parámetro.

Una vez definido y calibrado el modelo, se plantearán distintos escenarios de aprovechamiento del mismo, con el fin de poder predecir su comportamiento bajo distintas condiciones a lo largo del tiempo.

3 CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Como ya se ha comentado, este estudio se centra en el embalse minero formado por los pozos Barredo y Figaredo, ambos situados en el concejo de Mieres (Asturias), dentro del sector Caudal-Nalón de la Cuenca Carbonífera Central (o CCC) (Figura 1). El pozo Barredo está situado en el margen derecho del río Caudal y los pozos de Minas Figaredo, al sur de Barredo, cerca del río Turón, afluente del Caudal. En ambos pozos ha cesado la producción (en 1993 en el pozo Barredo y en 2007 en el pozo Figaredo) y se encuentran actualmente inundados.

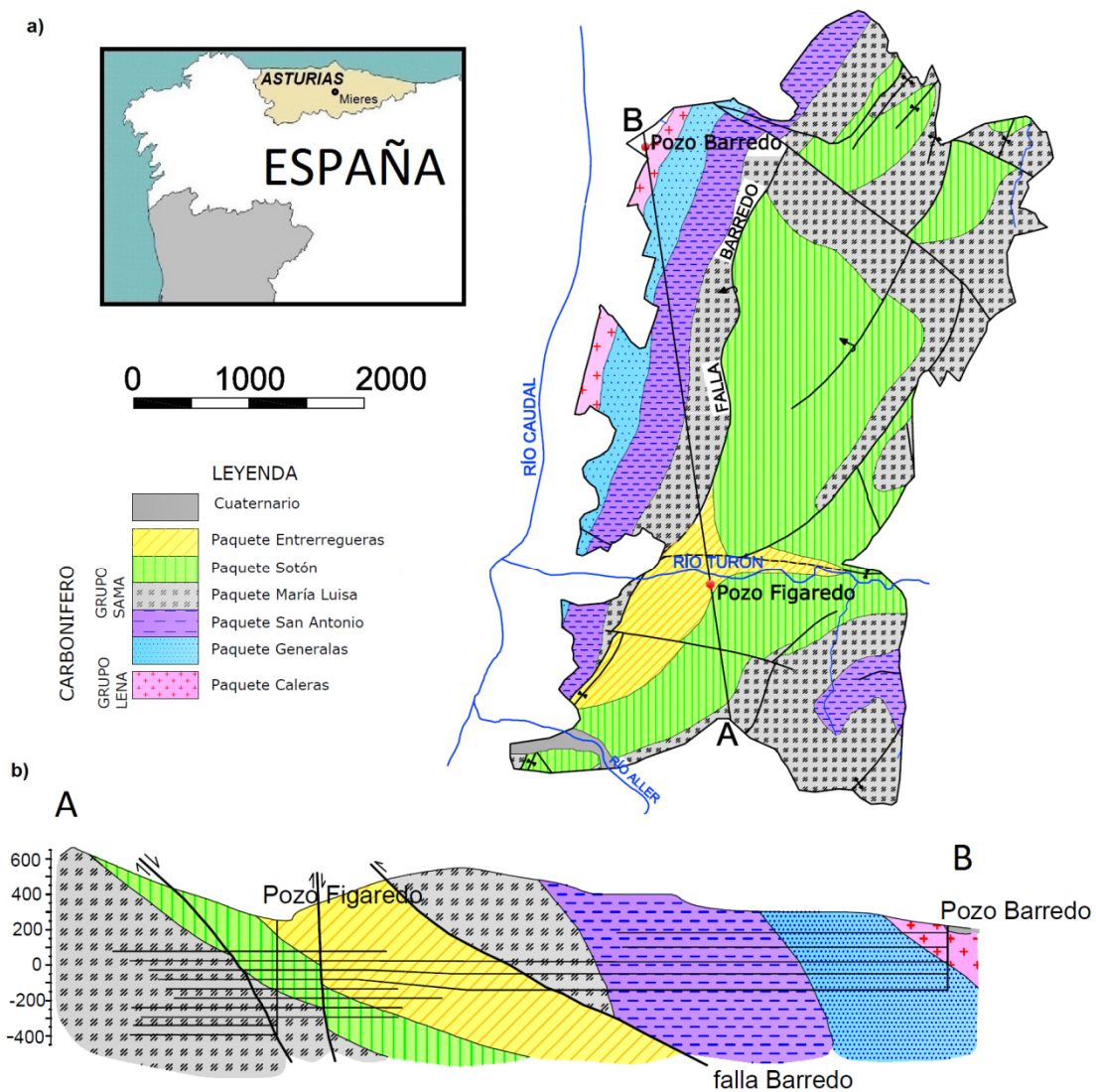


Figura 1. a) Ubicación geográfica de la zona de estudio (límite del embalse Barredo-Figaredo); b) Corte geológico según la sección que une los pozos Barredo-Figaredo



3.1 Litoestratigrafía

La estratigrafía de la zona se caracteriza por una sucesión cíclica de parasecuencias formadas por margas y lutitas (pizarras sedimentarias), areniscas y capas de carbón, agrupadas en unidades informales definidas con criterios mineros ("paquetes"). Esta serie cuanta con modestas bancadas de caliza y algunas intercalaciones de conglomerados y de brechas, de tipo y origen diversos.

En la zona de estudio, constituida por el área de influencia de los pozos Barredo y Figaredo (Figura 1), prácticamente todos los materiales presentes son de edad Paleozoica (Carbonífero Westfaliense), existiendo únicamente una pequeña representación de sedimentos Cuaternarios, tanto en depósitos aluviales de los ríos Caudal, Turón y Aller (constituyente del río Caudal), como eluviales y coluviales, a los que hay que sumar los de carácter antrópico.

En este trabajo, se ha adoptado la división clásica establecida por García-Loygorri *et al.* (1971) en su trabajo de síntesis sobre el Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. Las unidades presentes en la zona de estudio (Figura 2) se describen a continuación (para un mayor detalle consultar Aramburu y Bastida, 1995; Barba y Colmenero, 1994 y García-Loygorri *et al.*, 1971):

1. Grupo Lena:

En sentido estricto, el grupo Lena incluye más de 2000 m de sedimentos y según está definido, comienza con un nivel lutítico-pizarroso de varios cientos de metros conocido como Fm Fresnedo, al que siguen tres paquetes (Levinco, Llanón y Tendeyón, de muro a techo) improductivos. Dado que no guardan relación directa con el sistema Barredo-Figaredo, no se insistirá más sobre ellos. A continuación se sitúa, en continuidad estratigráfica, el primero de los paquetes productivos (Caleras).

- Paquete Caleras (~300 m): secuencia continental de pizarras con 5 ó 6 capas de carbón sobre el que descansa un nivel marino sin indicios de carbón, cuya base se caracteriza por estar constituida por una caliza. Le sigue otro nivel continental arenoso, con pasos de carbón y finaliza el paquete con un nuevo nivel marino con base de caliza y tres pasos de carbón.



2. Grupo Sama:

- Paquete Generalas (~300 m): comienza con un nivel marino de calizas continuas, interrumpido por un carbonero de suelo de vegetación (al este desaparece el carbón, que se ve sustituido por niveles de calizas). Sobre el nivel marino descansa un tramo continental arenoso con lechos de carbón.
- Paquete San Antonio (~315 m): constituido, en su base, por cinco capas de carbón en el Oeste, dos en el Este y tres en el Sur, que descansan sobre el Paquete Generalas. Los techos de las capas son continentales en las zonas occidentales y marinos en el resto.
- Paquete María Luisa (~300 m): comienza con un tramo continental con varios pisos de carbón, de los que dos o tres son explotables. Sobre este tramo aparece un nivel marino con intercalaciones de capas de carbón, y por encima de este un nuevo nivel continental con de siete a diez capas de carbón con frecuentes techos de pizarras. El paquete finaliza con dos nuevos tramos marinos con pasos de carbón, entre los que descansa un tramo continental con dos o tres capas de carbón. Presenta, junto con el paquete Sotón, la mayor densidad de capas de carbón de todo el conjunto.
- Paquete Sotón (~400 m): paquete formado por un grupo de capas que varían de ocho a doce, alternándose sedimentos marinos y continentales. El primer nivel, que es continental, presenta entre cuatro y nueve pasos de carbón, de los que uno o dos son explotables. En los tres siguientes niveles aparecen numerosas capas de carbón.
- Paquete Entrerregueras (~340 m): paquete formado por un nivel continental con varios carboneros bajo el cual aparece un nivel en el que se intercalan dos o tres pasos de carbón. Sobre el nivel continental yace un tramo marino predominantemente arenoso. El paquete finaliza con un conjunto de tramos continentales con abundantes pasos de carbón separados por un nivel marino de pequeño espesor.

El Grupo Sama culmina, tal y como se puede ver en la Figura 2, con tres paquetes (Sorriego, Modesta y Oscura) que solamente aparecen en los núcleos de los sinclinales del sub-sector del Nalón, fuera del área del estudio, por lo que no se detallan en este trabajo.

3.2 Configuración estructural

Todos los materiales de la CCC aparecen muy deformados. En líneas generales se observa la existencia de una estructura sinclinal más o menos compleja, originada por interferencia del sinclinal de Sama (de dirección axial NE-SO, y cuyo núcleo principal se sitúa en la zona de Sama) y otro accesorio en la zona de El Entrego.

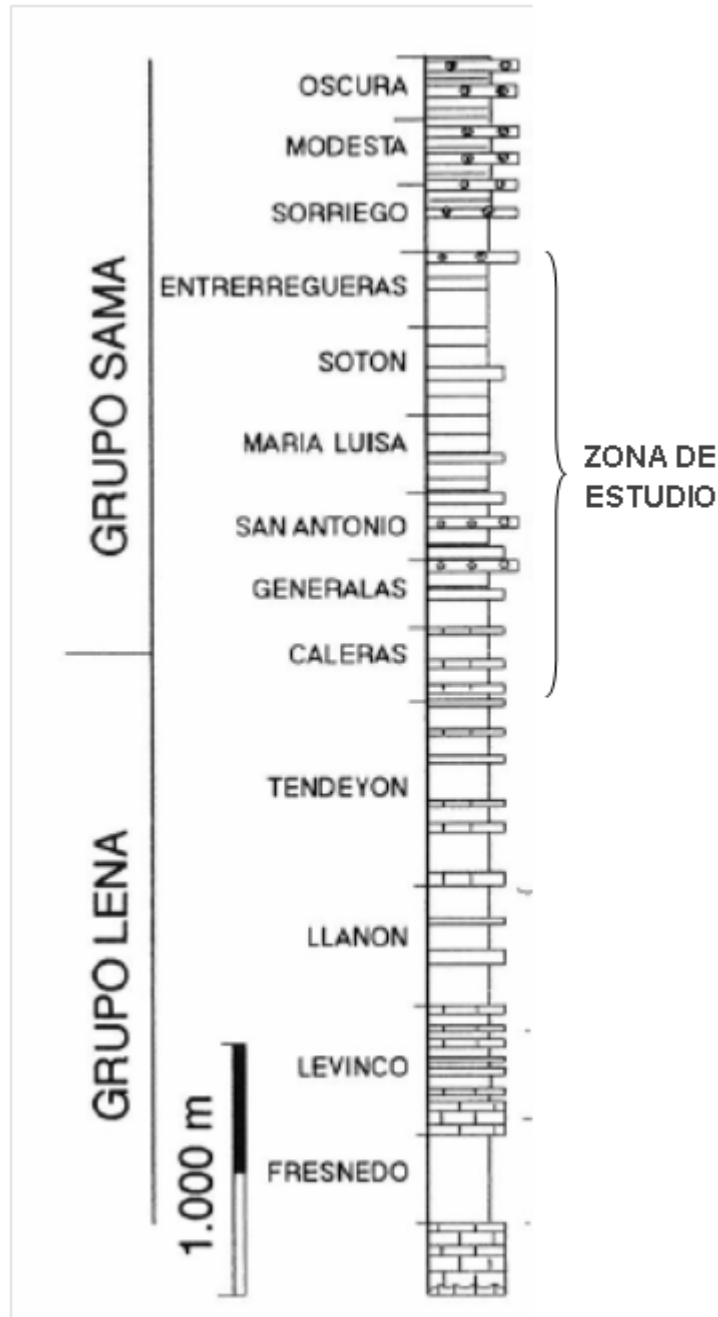


Figura 2. Sucesión carbonífera del sector Aller-Nalón de la CCC (Barba y Colmenero, 1994).

La zona de estudio se ve afectada por el Sinclinal de Barredo, el cual es una estructura asimétrica que se inicia en La Cobertoria. Se encuentra volcado al E, con su flanco oriental tendido, con buzamientos que oscilan normalmente entre 20° y 40° al O, y el flanco occidental invertido, inclinado de 60° a 80°, asimismo al W. La superficie axial está enmascarada por una importante falla inversa que le acompaña en toda su extensión y que ha montado el flanco occidental sobre el oriental. El cabeceo del eje es claramente al N, a partir de la falla de Mieres, mientras que al S de ésta es manifiestamente meridional, coadyuvando a ello la



intersección con la superficie axial del sinclinal de Turón, de rumbo E-O (IGME, 1975). Este sinclinal de Barredo está, además, afectado por la falla del mismo nombre y las de Peñón y Cortina, de características similares. En el flanco occidental, invertido, afloran los paquetes existentes desde Caleras hasta la parte baja de Sotón, mientras que en el oriental únicamente aparecen los paquetes María Luisa y Entrerregueras (Figura 1).

3.3 Hidrogeología

Desde el punto de vista hidrogeológico, la zona de estudio se encuentra situada en un área formada por materiales con una permeabilidad primaria intrínseca muy modesta que, aunque pueden dar lugar a pequeños acuíferos, no constituyen sistemas acuíferos de importancia. En particular, desde un punto de vista hidrogeológico, el entorno estudiado se enmarca dentro de la denominada “Unidad Paleozoica” (IGME, 1984), que se caracteriza por una circulación de agua de tipo fisural, dando lugar a numerosas surgencias de escasa entidad.

Los materiales presentes en la zona de trabajo incluyen lutitas, limolitas, areniscas, microconglomerados, conglomerados (pudingas y gonfolitas, en el argot minero, según la naturaleza silícea o calcárea de los cantos, respectivamente), calizas y capas de carbón, y depósitos cuaternarios: aluviales, coluviones y antrópicos (escombreras, rellenos compactados, rellenos heterogéneos) (Figura 3). Clasificando estos materiales según su permeabilidad (antes de verse afectados por la actividad minera), se pueden reconocer cuatro conjuntos principales:

MATERIALES CARBONÍFEROS	CLASIFICACIÓN	TRANSMISIVIDAD (m ³ /d)	PERMEABILIDAD (m/s)
Materiales de permeabilidad muy baja a nula	Lutitas o limolitas con intercalación de capas de carbón	$5,79 \cdot 10^{-7}$	$2,96 \cdot 10^{-8}$
Materiales de baja permeabilidad por fisuración	Cuarcitas, areniscas calcáreas y arcillosas, micropudingas y pudingas	$5,52 \cdot 10^{-5}$	$3,92 \cdot 10^{-5}$
Materiales de permeabilidad variable por fisuración y karstificación	Calizas y dolomías intercaladas entre las series de lutitas y limolitas	Valores variables en función de tipo de karstificación y del tipo de relleno posterior	
DEPÓSITOS CUATERNARIOS	CLASIFICACIÓN	TRANSMISIVIDAD (m ³ /d)	PERMEABILIDAD (m/s)
Materiales de permeabilidad variable por porosidad intergranular	Desde lutitas a gravas	-	10^{-5} - 10^{-6} (arenas arcillosas y arcillas arenosas) 10^{-5} - 10^{-6} (gravas)

Tabla 1. Características hidrogeológicas de las formaciones existentes en la zona de estudio (Ordóñez *et al.*, 2008)



En la Figura 3 se representa una cartografía hidrogeológica de la zona de estudio, en la que se han discriminado los niveles litológicos en función de su conductividad hidráulica (permeabilidad), clasificándolos en tres grupos principales. Los niveles con permeabilidad variable por porosidad intergranular se distribuyen a lo largo de las llanuras de inundación de los ríos, en especial en las zonas bajas de los valles. Los materiales que presentan permeabilidad baja por fisuración constituyen niveles que se alternan entre los sedimentos de muy baja a nula permeabilidad a lo largo de la zona de trabajo, siendo más abundantes los siliciclásticos. Estos se disponen en bancos de escaso espesor (entre 20 y 60 m) siguiendo las estructuras generales de plegamiento del terreno (sinclinales y anticlinales) y, al igual que el resto de los materiales, están afectados por la fracturación (HUNOSA, 2008).

En resumen, la mayor parte de las litologías que componen el sustrato rocoso (lutitas, limolitas, litarenitas, etc.) presentan un carácter muy poco permeable. Las precipitaciones, dada esta elevada impermeabilidad litológica, llegarían a los cauces principales por escorrentía superficial, favorecida por las elevadas pendientes, y una parte del agua de lluvia (de volumen reducido) se infiltraría a través de la red fisural (López *et al.*, 2002). Sin embargo tras la actividad minera, se modificaron los parámetros hidrogeológicos de estos materiales (permeabilidad, transmisividad, etc.), aumentando notablemente respecto a sus valores iniciales (García-Fuente, 1996). Por tanto, desde el punto de vista hidrogeológico, hay que tener en cuenta el incremento de permeabilidad debido a la posible circulación de agua a través de las fracturas como posibles vías de drenaje y, de manera relevante, de los grandes huecos ocasionados por las labores mineras.

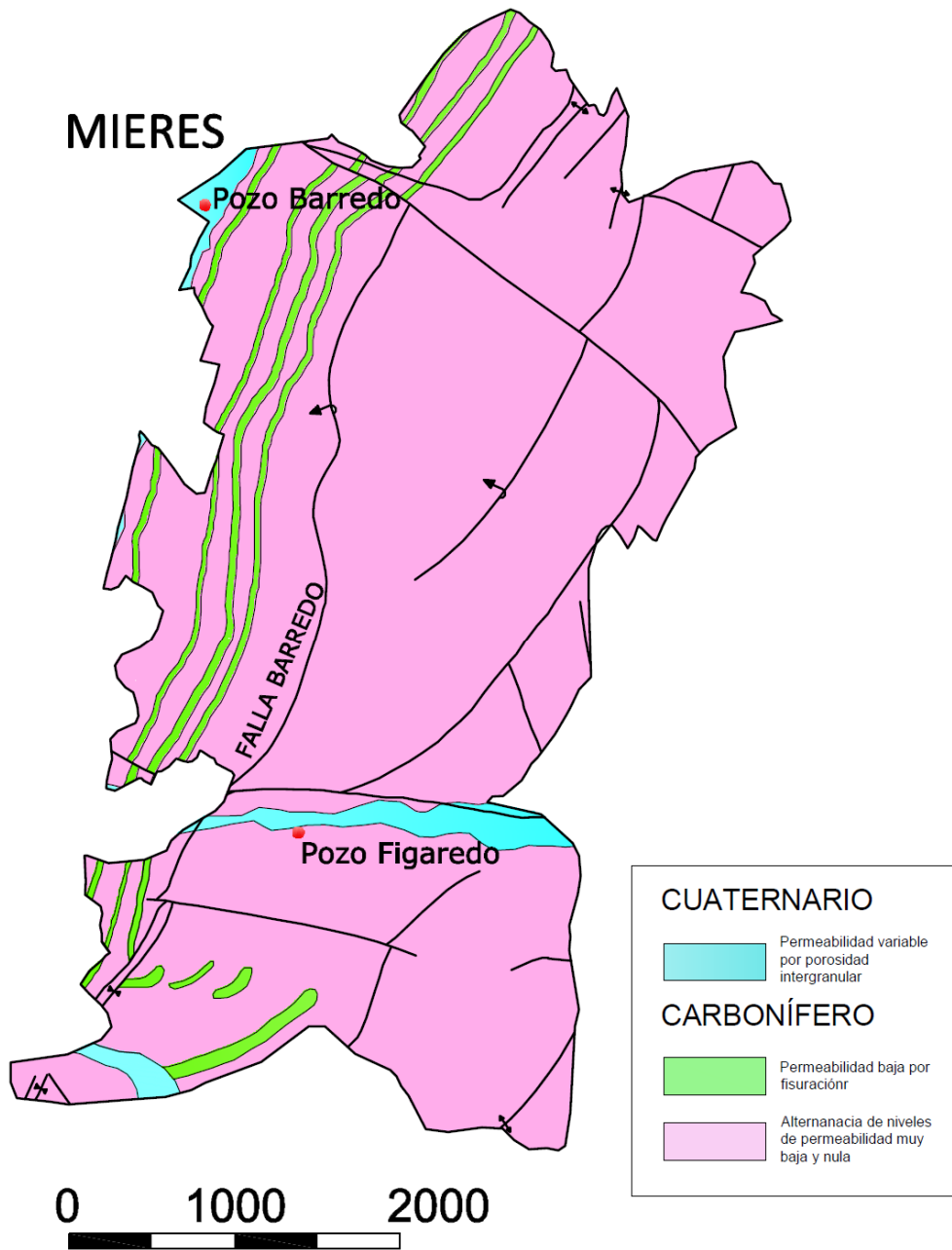


Figura 3. Mapa hidrogeológico de la zona de estudio (modificado de HUNOSA, 2008)



3.4 Síntesis minera.

La minería de la CCC comenzó mediante la minería de montaña, explotándose los paquetes productivos desde el nivel del valle hasta el afloramiento de las capas en superficie. Una vez agotado el yacimiento explotable de esta forma, se continuó su explotación mediante pozos de extracción, verticales o inclinados, que facilitaban el acceso a cotas inferiores. De la actividad minera de la zona de estudio se considerará fundamentalmente la de aquellas explotaciones cuya incidencia de fracturación y fisuración afecta hidrológicamente a la recarga del embalse minero Barredo-Figaredo. Las fuentes utilizadas para dicha descripción han sido los Inventarios de Carbón de 1977 (ENADIMSA, 1977) y su actualización de 1984 (IGME, 1984), así como la información facilitada por la empresa HUNOSA.

3.4.1 Explotaciones mineras de montaña.

En el entorno del pozo Barredo la minería de montaña queda principalmente representada por Mina Mariana, que forma parte del grupo Coruxas-Mariana. Su estructura incluye hasta 15 pisos y el carbón de los mismos era transportado al exterior mediante planos inclinados. Esta mina se encuentra comunicada con el pozo Barredo a través de cales entre talleres y por diversos pozos de ventilación.

Además de Mina Mariana, dentro del sistema de recarga del embalse Barredo-Figaredo se encuentran Mina Baltasara, en el valle del río San Juan. Entre las fallas de Polio y Baltasara, explotó hasta el Piso 13º, con afloramiento, localmente, hasta la superficie (sin referencia de cotas), sobre cinco capas del paquete María Luisa, nueve de Sotón, cinco de Enterregueras y una de Sorriego (IGME, 1985). Fuera de esta zona entre fallas, también explotó en dirección a Mina Mariana desde la capa 3ª del paquete María Luisa hasta la capa Juan Carro del paquete Caleras. Sobre esta capa su actividad afectó desde una primera bocamina a la cota +259 hasta la última bocamina a la cota +366,4, existiendo datos de cale de un pozo a la cota +395,9.

El descenso de la producción de estas explotaciones, por agotamiento del yacimiento, obligó a continuar la explotación del yacimiento en profundidad. Así, en 1923, se puso en funcionamiento, en la zona de Barredo, el Socavón Barredo, abierto 7 m por encima del nivel de la carretera de Adanero a Gijón.



3.4.2 Pozo Barredo.

Está situado en el sector noroccidental del área de estudio, dentro del núcleo urbano de Mieres (Término Municipal homónimo), en la margen derecha del río Caudal. Las coordenadas U.T.M de las instalaciones del pozo son: X = 274.848; Y = 4.791.676 (huso 30) | Figura 1 La cota del brocal del pozo es de +220,7 m.s.n.m. y, por tanto, su emboquille es el que se encuentra situado a menor cota del conjunto de explotaciones subterráneas de la zona. Su actividad extractiva comenzó en el año 1926 y finalizó en 1993. Sin embargo, en el pozo se continuó con el desagüe debido a la comunicación interior de esta labor con el Pozo Figaredo. En el mes de diciembre de 2007 se comenzó el proceso de inundación.

El Pozo Barredo explotó principalmente el flanco occidental tumbado del Sinclinal de Barredo, que continúa al sur hacia Figaredo, cortado por la Falla de Barredo, falla inversa, paralela y coincidente con el eje del sinclinal, que eleva el flanco oeste sobre el este. Se reprofundizó hasta un total de 362 metros (5ª planta), a la cota -142 m.s.n.m., como puede verse en el esquema de la Figura 4. Los paquetes explotados por el Pozo Barredo fueron María Luisa, San Antonio, Generalas y Caleras.

3.4.3 Pozo Figaredo.

Está situado al sur del Pozo Barredo, en la margen izquierda del río Turón, ya en el tramo final antes de su desembocadura en el río Caudal (Figura 1), en la localidad de Cortina (Termino municipal de Mieres).

Está formado por dos cañas de pozo vertical, como puede verse esquemáticamente en la Figura 4: Pozo San Inocencio (coordenadas U.T.M. X = 275.357; Y = 4.787.965; huso 30) a cota +253,7 m.s.n.m. y Pozo San Vicente (coordenadas U.T.M. X = 275.316; Y = 4.787.987; huso 30) a cota +278,7 m.s.n.m. En el año 2007 se puso fin a las labores de extracción de carbón, aunque se continuó con las labores de bombeo hasta diciembre de 2007, fecha a partir de la cual comenzó el proceso de inundación de las labores.

El Pozo San Vicente tiene una profundidad máxima de 524 m, llegando a cota -245 m.s.n.m., que se corresponde con la 11ª planta. Por su parte, el Pozo San Inocencio tiene una profundidad máxima de 599 m, hasta llegar a cota -345 m.s.n.m., la cual se corresponde con la 9ª planta. Ambos pozos se pueden considerar como una única unidad debido a las numeras



conexiones que existen entre ellos. Además, se encuentran conectados con el Pozo Barredo hacia el norte y con San José hacia el sur.

En función de la estructura geológica, se dividió el yacimiento en varios campos de explotación que llegaron a tener cierta complejidad, más aún cuando la antigua empresa propietaria dividía además su yacimiento en función de las distintas cotas de cada pozo. El pozo Figaredo explotó las capas de carbón situadas en el sector occidental del Sinclinal de Turón. Los paquetes explotados fueron Sotón y María Luisa.

En la Figura 4 se esquematiza una sección vertical de las plantas de los pozos Barredo y San Vicente y San Inocencio de Minas Figaredo.

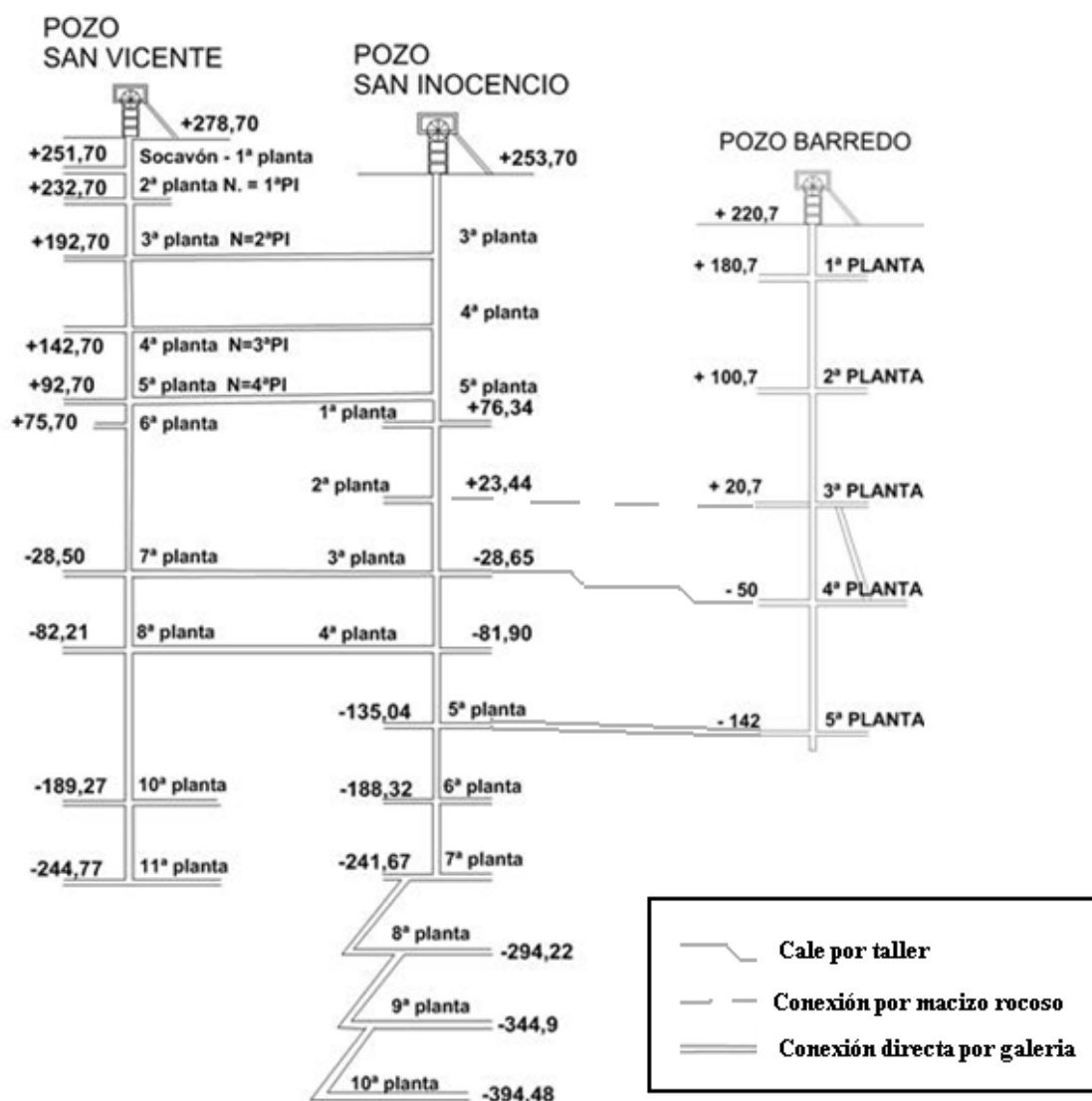


Figura 4 Esquema de las plantas de los pozos San Vicente y San Inocencio (Figaredo) y Barredo.



3.4.4 Pozos San José y Santa Bárbara

Situado más al este del Pozo Figaredo y aguas arriba siguiendo el curso del río Turón, se encuentra el Pozo San José (coordenadas U.T.M. $x=277.671$; $y=4.787.761$; huso 30). Su funcionamiento comenzó en 1952, finalizando su actividad extractiva en 1993 y continuando sus labores de desagüe hasta junio de 2008. Su brocal se sitúa a cota +294 m.s.n.m., estando formado por 8 plantas, la más profunda a -105 m.s.n.m. Explotó principalmente la zona central del Sinclinal de Turón, el Anticlinal de Revanillas y el Sinclinal de Moreda en su zona norte.

El Pozo Santa Bárbara se encuentra situado a cota +355 m.s.n.m. en La Rabaldana, al este de San José y aguas arriba del mismo (siguiendo igualmente el cauce del río Turón, coordenadas U.T.M.: $x=279.334$; $y=4.788.364$; huso 30). Se explotó hasta el año 1994, fecha en la que cesaron las labores extractivas. Consta de dos pozos, uno maestro y otro para el retorno de ventilación, muy próximos entre sí. El primero profundiza hasta -98 m.s.n.m. (planta 9ª), mientras que el segundo alcanza 11 plantas con una profundidad de 544 m. Además, consta de un pozo inclinado denominado Fortuna, que realiza las veces de pozo auxiliar. En este pozo se explotaron las capas situadas en la zona oriental del Sinclinal de Turón.

La situación de estos dos pozos se muestra en la Figura 8.

3.4.5 Interconexiones del embalse minero Barredo-Figaredo con explotaciones colindantes.

Para implementar un modelo hidrogeológico adecuado resulta necesario el estudio de las interconexiones del embalse objeto de estudio con otras explotaciones próximas, ya que pueden determinar tanto el establecimiento de la cota máxima de inundación, como los límites de la cuenca de afección hidrológica que alimenta al embalse minero. De acuerdo con los datos facilitados por HUNOSA, en los estudios realizados sobre la inundación de sus pozos (HUNOSA, 2007; HUNOSA, 2008), las conexiones son las siguientes:

1. Interconexiones Barredo-Figaredo:

- La conexión principal es a través de galería entre 5ª planta del pozo San Inocencio (-135 m.s.n.m.) y 5ª planta del pozo Barredo (-142 m.s.n.m.). La distancia entre el punto de conexión y las respectivas cañas de ambas explotaciones es de 3.300 m al pozo Barredo y de 1.050 m al pozo Figaredo.



Tras los estudios realizados por HUNOSA (2008) y Jardón (2010) del proceso de inundación de estos pozos, se concluyó que el embalse minero Figaredo-Barredo se puede considerar como una unidad hidrogeológica aislada, y su cuenca de afección, aunque localizada dentro de la Cuenca minera Caudal-Turón, es independiente de las que afectan a las labores de otros pozos de la misma, como San José.

3.4.6 Efectos hidrogeológicos de la actividad minera

Las explotaciones mineras desarrolladas en Asturias a lo largo de los años han ocasionado una alteración en el flujo natural del agua subterránea, dando lugar a un nuevo acuífero de triple porosidad (Pendás *et al.*, 2002). La minería ha provocado que se pasase de tener pequeños acuíferos multicapa en areniscas, a acuíferos con un comportamiento similar a los kársticos, debido a la construcción de galerías y a la aparición de zonas fracturadas como consecuencia de las labores de extracción (Pendás y Loredo, 2006). Así, se tiene que el conjunto de los huecos provocados por la minería del carbón en la CCC funcionen, cuando cesan las labores mineras y el bombeo de desagüe, como un gran embalse subterráneo.

La fracturación del macizo rocoso producida por la explotación minera facilita la infiltración del agua procedente de la lluvia en las cuencas afectadas por las labores. Este agua infiltrada debe ser extraída mediante bombeo, principalmente desde las últimas plantas de cada pozo (Figura 6), pudiendo asimilarse los caudales bombeados durante un año hidrológico a la recarga anual aportada por la lluvia. Esta situación de bombeo permanente supone que el hueco ocupado por las labores mineras y la fracturación producida por los hundimientos y la convergencia de hastiales está siendo drenado continuamente.

Como ya se ha dicho, el resultado inmediato de las labores mineras es que en el seno de las formaciones geológicas del área estudiada se ha generado un "acuífero" nuevo con triple porosidad formado por una serie de redes de conductos, aisladas entre sí por terrenos pizarrosos impermeables. Este acuífero, está a su vez formado, en orden de menor a mayor relevancia, por la porosidad de pequeños acuíferos de areniscas de un sistema multicapa, por las fracturas del macizo rocoso y por la red de huecos de labores mineras, a su vez comunicados entre sí. El sistema "tramos litológicos permeables-labores mineras", forma, por tanto, una compleja red de conductos interconectados y que también en muchas ocasiones, por la ineficacia de los macizos de protección, comunican con la superficie. Este nuevo acuífero, de acuerdo con el esquema representado en la Figura 6-b, se mantendrá desaguado

para permitir el trabajo en seco y sólo habrá pequeñas filtraciones intermedias por conductos de baja transmisividad y de escasa entidad.

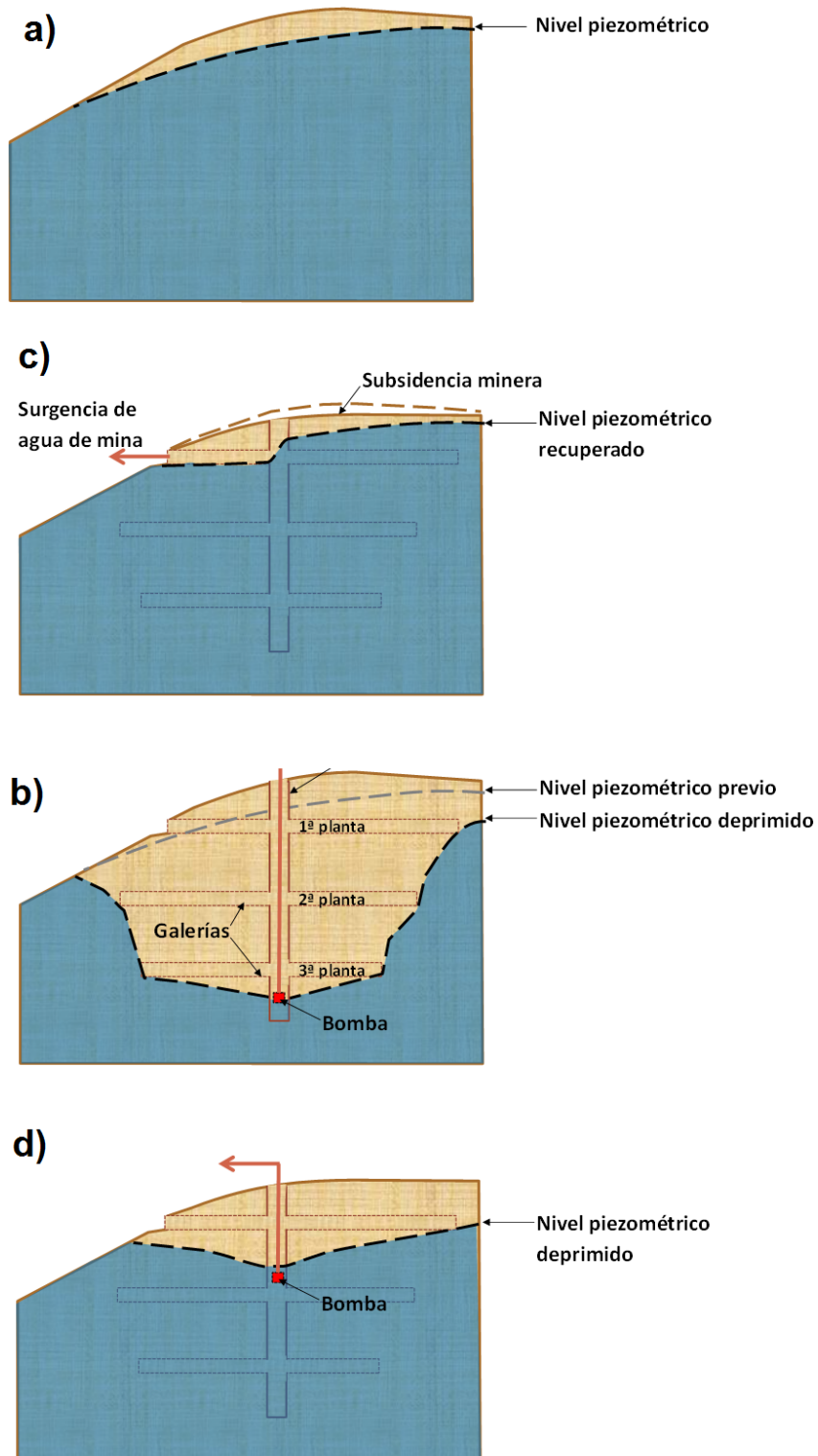


Figura 6. Esquema teórico de los efectos hidrogeológicos de la minería. a) Situación antes del comienzo de las actividades mineras; b) Desarrollo de la minería subterránea con bombeo permanente; c) Cese de la actividad minera e inundación de las labores al interrumpir el bombeo (formación del "embalse minero"); d) Mantenimiento de cierto bombeo para evitar surgencias indeseadas de agua de mina en superficie.



Una vez finalizada la explotación, la opción suele ser el abandono del bombeo, procediéndose a la inundación del hueco minero. La circulación libre del agua subterránea tras el cese del bombeo conduciría al restablecimiento del equilibrio potenciométrico, fenómeno conocido como 'rebote' del nivel piezométrico (cuya nueva posición puede no coincidir con la original). Por tanto, el flujo de agua subterránea durante la vida activa de la mina puede ser diferente al esperable tras su clausura (Younger *et al.*, 2002). En resumen, cuando cesa el drenaje existente en los niveles inferiores producido por el bombeo, el nivel piezométrico se irá recuperando y el agua irá paulatinamente inundando tanto los huecos de las labores mineras como aquellos que corresponden a la "porosidad abierta" de los niveles litológicos interceptados por las labores mineras y, por tanto, conectados hidráulicamente con ellas.

Teóricamente, el nivel de agua en este proceso de inundación ascenderá por cada conducto, más rápidamente cuanto mayor sea su conductividad hidráulica. En consecuencia, el agua normalmente se desplazará con mayor rapidez por los huecos mineros libres que por aquellos conductos relacionados con la porosidad abierta con que cuentan los niveles litológicos permeables, en los que, el valor de este parámetro es habitualmente bajo a muy bajo y, por tanto, infiere al agua circulante importantes pérdidas de carga. Este proceso produciría primero el llenado total de las labores mineras y, transcurrido un pequeño lapso de tiempo, la saturación de los tramos litológicos permeables conectados con dichas labores hasta donde el equilibrio hidrodinámico lo requiera (Arquer *et al.*, 2006).

Si no se reanuda el bombeo, y alguno de los tramos permeables conectados a alguna labor minera del conjunto inundado aflora a cota inferior a alguna bocamina o la boca del pozo minero, podría llegar a producirse la correspondiente surgencia hídrica superficial (manantial) y, finalmente, si estas surgencias son incapaces de evacuar la totalidad de agua de lluvia filtrada, el agua acabaría rebosando por la entrada a las labores que conecten con la superficie a menor cota (Figura 6-c).

En ocasiones, no es posible abandonar los bombeos, permitiendo el restablecimiento del equilibrio potenciométrico, para evitar posibles inundaciones en zonas donde actualmente existen obras civiles y que no existían al comienzo de las actividades mineras, hecho incrementado en ocasiones por la existencia de subsidencia minera, por lo que es necesario continuar con el bombeo, asegurando que el nivel piezométrico se mantenga a una cota segura (Figura 6-d).



4 METODOLOGIA

4.1 Definición hidrogeológica del embalse minero Barredo-Figaredo

4.1.1 Determinación de la cuenca de afección

Según Jardón (2010), para delimitar la cuenca de afección del embalse minero se han tenido en cuenta los siguientes aspectos:

1. Se ha tomado como divisoria la línea de crestas que rodean las labores mineras, incluyendo en su interior los afloramientos de los paquetes explotados, salvo en la ladera hacia Santa Cruz, en el valle del río Aller, ya que no hay afectación por fisuración, ni por tanto conexión, entre las labores de montaña y las del pozo.
2. A nivel del río Caudal, en las labores más cercanas al río, la cuenca vendrá delimitada por los bordes de sus cubetas de hundimiento y fisuración.
3. Se ha cortado la cuenca, al Este, por la línea clara de separación entre las labores del pozo San José y las del pozo Figaredo. Por su parte, el río Aller por encima de las labores de Minas de Figaredo, al E de Santa Cruz de Mieres, entre Grillero y Sovilla, funciona hidrológicamente como un río colgado sin afección al embalse minero Figaredo-Barredo.

Según esto, se tiene una cuenca de afección con un perímetro de 27,3 km y un área de 17,4 km².

4.2 Climatología

El clima general de Asturias es oceánico, con precipitaciones a lo largo de prácticamente todo el año y temperaturas suaves tanto en verano como en invierno (Felicísimo, 1992).

La precipitación útil en la cuenca de afección del embalse Barredo-Figaredo se calculó usando el método de isoyetas (el más preciso, porque tiene en cuenta la relación entre precipitación y altitud, Martínez-Alfaro *et al.*, 2006), a partir de los mapas previamente generados (Ordóñez *et al.*, 2008). De este estudio se obtuvo que la precipitación media en el área de estudio es de unos 1130 mm/año (590 l/s), mientras que la lluvia útil anual es de unos 570 mm/año (300 l/s), por lo que de media se evapotranspira aproximadamente un 50% de la precipitación sobre la cuenca considerada.

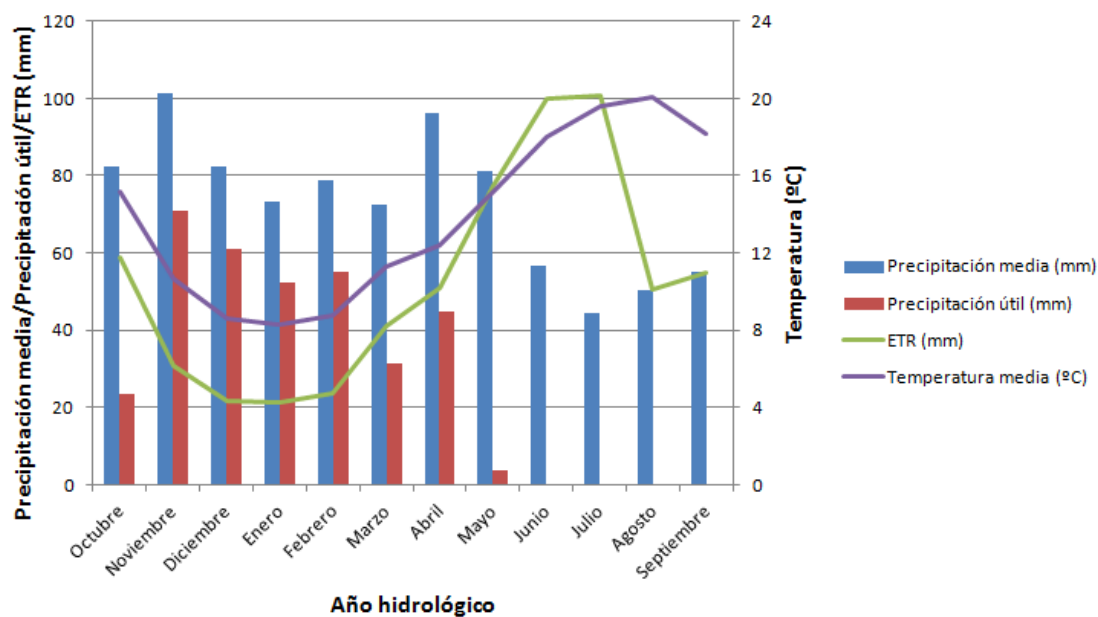


Figura 7 Variación de precipitación, temperatura y evapotranspiración real a lo largo de un año hidrológico medio en la zona de estudio

4.2.1 Estudio hidrológico

Para definir las características hidrológicas de la cuenca de afección del embalse minero Barredo-Figaredo se realizó un estudio de la cuenca del río Turón, a la que pertenece, la cual tiene una superficie total de 57,15 Km² y un perímetro de 20,8 km (Ordóñez *et al.*, 2008). Para ello se seleccionaron tres puntos de aforo aguas arriba y abajo de las labores mineras, antes de la desembocadura al río Caudal, con el fin de evaluar la influencia de dichas labores en el río. Así, se establecen tres subcuencas (Figura 8):

1. Aguas arriba de la sección de aforo 1 (La Granxa), corresponde a la cabecera del río y a una zona prácticamente “virgen” o no minada. Al no haber labores mineras subterráneas de entidad, la infiltración es la propia natural del terreno.
2. Se corresponde con la cuenca de afección de las labores correspondientes a los pozos Santa Bárbara y San José. El aumento de la fracturación y la porosidad secundaria hacen que aumente la infiltración. Se encuentra entre las estaciones de aforo 1 y 2 (La Veguina).
3. Esta subcuenca se corresponde con la cuenca de afección del embalse minero Barredo-Figaredo, en la que se produce una relativamente importante infiltración a través de la zona minada. A la entrada y salida de esta subcuenca están situadas las secciones de aforo 2 y 3 (Peñule).



Estas secciones de aforo se corresponden con las siguientes coordenadas:

SECCIÓN	COORDENADAS			OBSERVACIONES
	X	Y	Z	
La Granxa	281.593	4.788.343	375	Punto aguas arriba de los pozos Fortuna y Santa Bárbara.
La Veguina	277.242	4.787.880	280	Punto aguas abajo de los Pozos San José y Santa Bárbara
Peñule	274.749	4.787.996	230	Punto aguas abajo del Pozo Figaredo

Tabla 2. Coordenadas de las secciones de aforo del río Turón

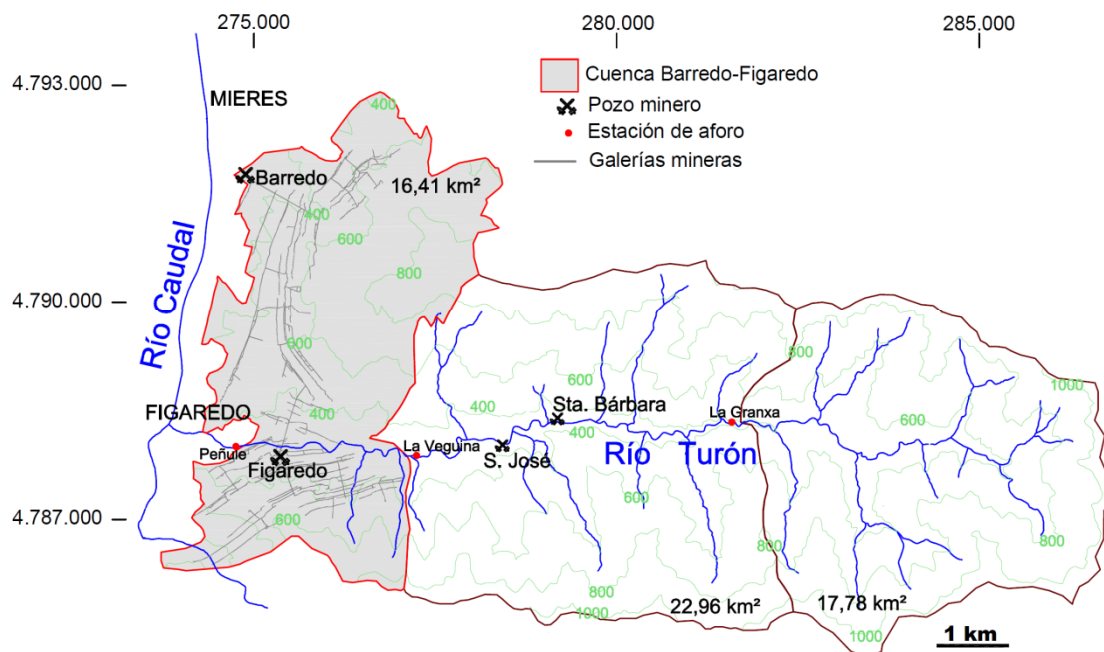


Figura 8. Localización del área de estudio y de las estaciones de aforo en el río Turón

Para la determinación del caudal se instalaron en cada una de las secciones de aforo escalas limnimétricas y se realizaron aforos quincenales directos mediante molinete durante un año hidrológico para obtener las curvas de gastos. A partir de medidas diarias de altura limnimétrica, realizadas por vecinos de la zona, y por medio de dichas curvas de gastos, se pudieron obtener hidrogramas con datos diarios para cada estación de aforo.

Además del caudal también se controló in-situ el pH, la salinidad, la conductividad, el oxígeno disuelto, la turbidez y la temperatura mediante el empleo de una sonda multiparamétrica.



4.2.1.1 Capacidad del embalse minero Barredo-Figaredo

Como ya se comentó, el desarrollo de la minería de montaña ha alterado el flujo natural de agua, favoreciendo la infiltración de la precipitación y la circulación hídrica a través de los huecos minados, provocando por tanto un aumento considerable de la recarga de agua en el "embalse minero".

Para determinar la capacidad del embalse minero Barredo-Figaredo se han tenido en cuenta los dos tipos de explotaciones llevadas a cabo. En las explotaciones con relleno se forma un "acuífero" con dos porosidades, una debida a la compactación de los materiales de relleno y otra a la fracturación de los estratos. En cambio, en la explotación por hundimiento el resultado final es un acuífero en el que las porosidades se deben a los huecos del colapso del techo (acuífero "kárstico") y a la porosidad por fractura en los estratos superiores ya estabilizados.

Por lo tanto, para calcular el hueco útil a partir del volumen deshullado, habrá que considerar dos coeficientes diferentes según el tipo de explotación. Para estimar dichos coeficientes se han tenido en cuenta consideraciones recogidas en la bibliografía especializada y la opinión de expertos, llegándose a la conclusión de que el hueco resultante tras la explotación en el embalse minero Barredo-Figaredo es un 20% del hueco original explotado por relleno y un 30% del hueco explotado por hundimiento.

Para calcular el volumen deshullado se tuvieron en cuenta las toneladas de carbón extraídas por cada nivel en los pozos Barredo y Figaredo. Para ello se consultaron 59 planes de labores conservados en el Archivo Histórico de Oviedo (1970-1980) y en el archivo de la Dirección General de Minería y Energía (de 1981 a la actualidad). Los planes de labores anteriores a 1970 fueron destruidos, por lo que para el hueco total disponible se dedujo comparando el hueco disponible en determinados niveles, para los que sí hay datos, con el volumen de agua infiltrada para llenar el "embalse minero".

Una vez estimadas las toneladas de carbón extraídas tanto por relleno como por hundimiento por cada una de las plantas de los pozos Barredo y Figaredo, se obtiene el volumen extraído correspondiente, multiplicando por una densidad del carbón de $1,6 \text{ t/m}^3$ y se estima el hueco final resultante, según el tipo de explotación.



Hay que tener en cuenta que además del hueco residual debido a la extracción de material, un volumen importante de huecos será aquél producido por las galerías. Considerando las secciones medias de las galerías, así como la disminución final del hueco por convergencia hasta la estabilización de las mismas, finalmente se adoptó una sección útil final de 8 m², que habrá que multiplicar por la longitud de galerías en cada planta.

Asimismo habrá que considerar las secciones de las cañas de pozos (se ha tomado 25 m²) y la longitud de las mismas, así como el hueco de las zonas de embarques principales (se tomó una sección útil de 20 m² y una longitud total de 300 m por embarque).

4.3 Modelización hidrológica

Con el fin de conocer detalladamente las pérdidas de caudal del río Turón hacia los huecos mineros y minimizar la incertidumbre de este parámetro durante la realización del modelo numérico, se modelizaron sus hidrogramas. Para la realización de este modelo se tuvieron en cuenta los resultados del estudio hidrológico.

En un hidrograma, la curva de agotamiento es la rama descendente del mismo que representa la disminución de la esorrentía subterránea tras un evento de lluvia. Este periodo de recesión dura hasta que el caudal vuelve a aumentar de nuevo a causa de nuevas precipitaciones (Brodie y Hostetler, 2005). Tradicionalmente estos análisis se han realizado en base a las gráficas; sin embargo, cada vez se realizan más soluciones analíticas o modelos matemáticos que definan adecuadamente estos periodos de recesión (Rango y van Katwijk, 1990; Brodie y Hostetler, 2005). Por lo general, cada tramo de recesión suele considerarse como una función exponencial decreciente expresada de la forma:

$$Q_t = \frac{Q_0}{e^{\alpha \cdot t}} = \frac{Q_0}{e^{t/T_c}} = Q_0 \cdot k_t \quad [\text{Ec. 1}]$$

donde Q_t es el caudal en el tiempo t , Q_0 el caudal inicial al comienzo de la curva de agotamiento, α constante conocida como coeficiente de agotamiento (generalmente expresada en día⁻¹) y T_c es el tiempo de retorno de las aguas subterráneas del sistema, el cual define la relación entre el caudal y el almacenamiento (Fetter, 2013; Brodie y Hostetler, 2005). Un aumento del coeficiente de agotamiento se corresponde con una reducción del caudal base. El término $e^{-\alpha}$ en esta ecuación puede sustituirse por k , conocida como



constante de recesión y que se utiliza como indicador de medida del caudal base (Brodie y Hostetler, 2005). Otro parámetro que puede estimarse de la curva de recesión es el periodo de caudal-mitad ("half-flow period"), que es el tiempo (en días) que el caudal tarda en reducirse a la mitad.).

En este caso, para la modelización de los hidrogramas del río Turón, se monitorizó un periodo de dos años (2009-2011) para cada una de las tres subcuencas de aforo definidas anteriormente (Figura 8). La precipitación útil diaria se estimó como un 52% de la precipitación total registrada en la estación pluviométrica más próxima (Santa Cruz de Mieres). Teniendo en cuenta el área de cada una de las subcuencas, la lluvia útil se transformó en caudal a la salida de cada una de ellas, considerando una constante tentativa (I) que representa el incremento de flujo generado por un incremento unitario de lluvia útil. Para los periodos secos, se calculó la reducción de caudal utilizando la ecuación 1 para cada una de las curvas de agotamiento de los hidrogramas. La constante " I " y el coeficiente de agotamiento " α ", se calibraron con el fin de lograr un mejor ajuste de los hidrogramas simulados en comparación con los reales de cada una de las tres subcuencas durante el periodo estudiado. Se calculó, para cada una de las subcuencas, el coeficiente de correlación de Pearson entre los caudales diarios reales (730 datos) y el flujo simulado, el cual se usó como referencia de ajuste. Tras comparar cada uno de los hidrogramas modelados con los hidrogramas reales y verificar el ajuste, se estimaron el parámetro T_c , definido anteriormente, el parámetro K y el periodo medio de flujo, teniendo en cuenta los coeficientes de agotamiento (α) obtenidos en la calibración.

Tras definir los parámetros óptimos para un buen ajuste entre el caudal teórico y el real durante el periodo de modelización (2 años), se aplicó el modelo obtenido a un periodo de precipitación de 30 años obtenido de la estación pluviométrica más cercana ya citadas. Esto permitió estimar el caudal medio durante dicho periodo en las tres estaciones de aforo (a pesar de que no se tomaron medidas directas) y estimar el caudal medio del río que se infiltra en las labores mineras, por diferencia entre los caudales simulados en las estaciones de aforo 2 y 3. Este valor estable puede ser usado sin incertidumbre en la definición del modelo matemático del embalse minero.

4.4 Determinación de la conductividad térmica en la zona de estudio

Conocida la composición y moda mineralógica de las rocas, pueden aplicarse diversos modelos teóricos para calcular su conductividad térmica a partir de los valores de los



minerales que forman la matriz rocosa, obtenidos éstos de la literatura (p.e. Horai, 1971). En la Tabla 3 se muestran los valores usados.

TIPO	MINERALES	k (W/m·K)
MINERALES	Cuarzo	7,8
	Calcita	3,4
	Esparita	3,4
	Dolomita	5,1
	Anhidrita	6,4
	Siderita	3
	Ortoclasa	2,3
	Albita	2,3
	Moscovita	2,32
	Halita	6,5
	Fragmentos de roca	3,6
	Carbón	0,3
	Paligorskita	2,7
	Caolinita	2,8
	Clorita	5,1
	Illita	1,8
	Turmalina	4,4
	Glauconita	1,63
	Micas	3,43
	Matriz micrítica	3,4
Cemento esparítico	3,4	
Feldespató potásico	2,49	
Capas mixtas	1,9	
FLUIDOS	Aire	0,03
	Agua	0,6

Tabla 3. Conductividad térmica de los minerales constituyentes de las rocas (Horai, 1971)

En este caso se ha usado el modelo de la media geométrica definido por Brigaud *et al.* (1990) para determinar la conductividad térmica de las rocas que conforman en el embalse subterráneo. La eficacia del modelo dependerá del hecho de que podamos desprestigiar el efecto de la anisotropía de las rocas (Somerton, 1992). La conductividad total, k , de un medio poroso constituido por agregados de varios materiales viene dada por:

$$k = k_m^{(1-\phi)} \cdot k_f^\phi \quad [\text{Ec. 2}]$$

Donde k_m es la conductividad térmica de la roca matriz, k_f es la conductividad térmica del fluido y ϕ es la porosidad in situ. El rango típico de variación de k_f es de 1 a 6 W/m·K.

Para obtener la conductividad térmica de la roca matriz, k_m , se partió de la composición mineralógica de las muestras, determinada por estudio en lámina delgada mediante



microscopía óptica de polarización (modo transmisión), estimándose la proporción de los componentes de la roca matriz sólida en volumen. Es necesario referir estos porcentajes al total de la muestra, teniendo en cuenta el volumen de poros. Suponiendo que la roca matriz está constituida por un agregado de m componentes minerales, k_m se calcula como la media geométrica ponderada de las conductividades de los minerales que la forman:

$$k_m = \prod_{i=1}^m k_i^{P_i} \quad [\text{Ec. 3}]$$

Donde k_i ($i=1,\dots,m$) es la conductividad térmica de cada uno de los constituyentes (mineral o fragmento de roca) que forman la roca (Tabla 3) y P_i su fracción volumétrica. En esta expresión no se tiene en cuenta la materia orgánica. De acuerdo con el trabajo de Abu-Hamdeh y Reeder (2000), se puede considerar una reducción de la conductividad térmica en función del contenido en materia orgánica.

La porosidad se determinó a partir de la densidad total del terreno (ρ_b) y viene dada por la ecuación:

$$\phi = \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_f} \quad [\text{Ec. 4}]$$

Donde ρ_m es la densidad de la matriz y ρ_f es la densidad del fluido. En este caso, ρ_m y ρ_f se determinaron siguiendo la norma UNE 103-301-94. Se consideró que el agua era el único fluido que saturaba las rocas, por lo que $\rho_f = 1 \text{ g/cm}^3$.

Resultados experimentales muestran que la temperatura ejerce un efecto significativo sobre la conductividad térmica de los componentes de la matriz de la roca para rangos de temperatura comprendidos entre 0 y 200°C, por lo que la conductividad térmica calculada en laboratorio a 20°C de una roca porosa debe ser corregida para la temperatura in situ en aplicaciones de campo. Según Chapman *et al.* (1984), la conductividad de la matriz es proporcional a la inversa de su temperatura absoluta:

$$k_{m,T} = k_{m,20} \cdot \frac{293}{273 + T} \quad [\text{Ec. 5}]$$



Donde $k_{m,T}$ es la conductividad de la matriz a la temperatura $T(^{\circ}\text{C})$ y $k_{m,20}$ es la conductividad térmica de la matriz determinada en el laboratorio a 20°C . Esta corrección es especialmente significativa en cuencas sedimentarias profundas. En el caso del agua, se aplicó la siguiente ecuación (Kappelmeyer y Haenel 1974):

$$k_{w,T} = 0.56 + 0.003 \cdot T^{0.287} \quad 0 \leq T \leq 50^{\circ}\text{C} \quad [\text{Ec. 6}]$$

Con el fin de obtener la temperatura a una determinada profundidad, se tomó el gradiente medio geotérmico de $0.03^{\circ}\text{C}/\text{m}^1$. Por lo tanto, la temperatura T a una profundidad z viene dada por:

$$T = T_0 + \Delta T \cdot z \quad [\text{Ec. 7}]$$

donde T_0 es la temperatura en la superficie

4.5 Modelo numérico

Los modelos numéricos de flujo y transporte de calor pueden ser una herramienta útil para la determinación de la eficiencia de los sistemas geotérmicos, aunque, como han demostrado los trabajos desarrollados hasta el momento sobre el tema, lograr una modelización fiable de un macizo rocoso alterado (como es el caso del resultante tras la minería subterránea) puede llegar a ser muy complicado, debido, entre otras cosas, a que el flujo de agua a través de los grandes huecos dejados por las explotaciones mineras es a menudo turbulento. Además, se deben tener también en cuenta los flujos de agua a través de las fracturas y huecos existentes en la roca encajante. Es por esto que hasta el momento no se han desarrollado muchos modelos para simular la inundación de minas subterráneas y el rebote del nivel piezométrico. Así, la mayoría de los trabajos realizados hasta la fecha son adaptaciones de diferentes modelos a la escala de la mina subterránea (de unos pocos cientos de metros cuadrados a miles de kilómetros cuadrados). Todos estos estudios (Adams y Younger, 2001; etc) muestran que, aplicados de manera rutinaria, los modelos de flujo de agua a través del subsuelo no ofrecen una correcta simulación en medios de doble porosidad con flujo a través de las fracturas y fugas a través de la roca matriz. Hasta la fecha, la aplicación de modelos de flujo y transporte, por ejemplo: FEFLOW, FRAC3DVS, FRACTRAN, NETFLO, SWIFT, etc., a proyectos mineros ha sido muy limitada, en parte debido a la complejidad de estos

modelos y a la falta de información adecuada de entrada, como son los parámetros estructurales de la mina y los de transporte.

En diferentes estudios se han desarrollado distintos métodos de modelización, tomándose en unas ocasiones secciones 2D transversales, en otras modelos 2D en los que se usa una malla sin espesor (modelo horizontal) con elementos 1D (generalmente líneas o puntos a los que se ajusta la malla) que podrían representar ríos, carreteras, galerías mineras... y en otros casos más complejos, modelos 3D en los que a la malla en 2D se le da un espesor, de forma que los elementos de la misma tienen un determinado grosor (Figura 9). Sin embargo, está claro que ninguna de las estrategias de modelización actuales puede ser vista como una solución perfecta y total, apareciendo diferentes sugerencias sobre cómo utilizar los distintos enfoques. Podemos decir por tanto, que el enfoque correcto del modelo dependerá de la escala de aplicación del mismo (Rapantova *et al.*, 2007). Adams y Younger (2001) fueron unos de los primeros en describir una serie de estrategias para modelizar el terreno en casos de rebote del nivel piezométrico en minas abandonadas, en relación con la escala de observación.

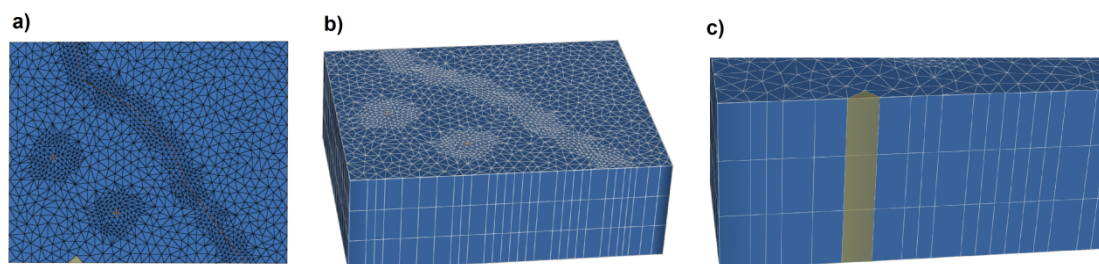


Figura 9. Representación de elementos en: a) 1D (líneas y puntos representando un río y dos pozos) y 2D (elemento de la malla perteneciente al macizo rocoso); b) visión general c) 3D (elemento con espesor representando el macizo rocoso)

4.5.1 Definición de modelo numérico

Los modelos son por definición aproximaciones y simplificaciones de un sistema natural (Dutton y Mace, 2002). Un modelo conceptual es una hipótesis de cómo se comporta un sistema, que puede ser expresada de forma cuantitativa con un modelo matemático (Konikow, 1996). Estos modelos matemáticos se rigen por un conjunto de ecuaciones diferenciales que simulan la relación estímulo-respuesta del sistema (Anderson y Woessner, 1992). En este caso, los modelos de simulación de flujo y de transporte de calor tendrán como resultado el nivel piezométrico, el flujo hídrico producido y la temperatura del agua contenida en el embalse subterráneo.



Muchos de los modelos de agua subterránea son modelos matemáticos determinísticos que están basados en los principios de conservación de masa, energía y cantidad de movimiento o momento lineal (impetu). Estos modelos requieren generalmente la resolución simultánea de ecuaciones en derivadas parciales, resolviéndose mediante métodos numéricos (Konikow, 1996). Los métodos numéricos requieren de una discretización espacial y temporal. Resuelven las ecuaciones diferenciales mediante el empleo de matrices en cada una de las celdas (o malla) en la que se ha discretizado el sistema a simular. Son los más utilizados en hidrogeología e investigación y gestión de acuíferos contaminados (Núñez, 2001).

Actualmente se encuentran disponibles un gran número de modelos deterministas genéricos del agua subterránea, basados en una variedad de métodos numéricos. La selección de un modelo genérico para un problema en particular puede depender de la precisión, el costo y la utilidad (Konikow, 1996).

Los modelos de simulación permiten entender lo que no conocemos del medio físico, además de identificar los parámetros de mayor sensibilidad del sistema, así como puntos vulnerables, planteando una gran diversidad de escenarios.

4.5.2 Aplicaciones a la modelización de sistemas mineros

Para la modelización del flujo de agua en sistemas mineros, se requieren datos fiables de entrada, incluyendo la variabilidad espacial de los parámetros hidráulicos del macizo rocoso y la naturaleza de las condiciones del contorno. Pero una descripción realista de la heterogeneidad y la anisotropía de los parámetros hidráulicos es un problema general de las aplicaciones de modelización de flujo de agua, resuelto a través de la calibración y validación de los modelos. En el sector minero, hidráulicamente destaca que el flujo de agua subterránea tiene un importante componente vertical, que requiere de modelos en 3D (Rapantova *et al.*, 2007). Sin embargo la viabilidad de la determinación de la anisotropía natural en el ambiente minero es discutible debido a la alteración de las condiciones naturales por la actividad minera.

La exploración geológica en la mayoría de las zonas mineras se inició antes de que existieran métodos avanzados de prospección hidrogeológica, por lo tanto, la densidad de este tipo de información y su fiabilidad es variable. Por otra parte, algunos datos simplemente



reflejan una opinión más o menos subjetiva de los expertos y pueden ser de una fiabilidad relativamente baja (Rapantova *et al.*, 2007).

Basándose en los modelos desarrollados por Adams y Younger, comenzaron a surgir nuevos trabajos que pretendían modelizar el flujo de agua y el flujo de calor a través de macizos rocosos alterados. Así, por ejemplo, Malolepszy (2003) utilizó el paquete informático TOUGH2 (Pruess, 1991) para simular el flujo de agua y el transporte de calor en la extracción de energía geotérmica en las minas de carbón de Polonia. Boyaud y Therrien (2004) propusieron un método para la modelización del flujo de agua de mina basado en el acoplamiento de un flujo en 1D por galerías con flujos en 3D por el medio poroso, usando el modelo de elementos finitos FRAC3DVS. Así, la red de elementos 1D representaría las galerías mineras superpuestas a una malla en 3D que representaría el medio poroso. Los nodos de los elementos 1D y 3D deberían ser coincidentes, y las contribuciones nodales para las ecuaciones de discretización en los elementos 1D superpuestos se añadirían a las derivadas de los elementos 3D de la matriz. Por lo tanto, no sería necesario realizar cálculos de intercambio de agua entre los elementos en 1D y los elementos en 3D, evitándose la iteración durante la solución. Este modelo fue aplicado a una mina de hierro abandonada en Saizerais, al noreste de Francia, para la cual los autores desarrollaron un modelo que permitía simular el proceso de inundación tras el cierre de la mina en 1981, así como el comportamiento del sistema hidrogeológico una vez que finalizó el proceso de inundación de la misma (Boyaud y Therrier, 2004).

En 2006 Sarwar y Eggers desarrollaron un modelo de uso conjunto para evaluar las distintas opciones de gestión de las aguas subterráneas y superficiales. Para ello, usaron un enfoque simple de balance hídrico que estimase la recarga neta al acuífero. Utilizaron para ello el simulador de agua subterránea FEFLOW, tomando la recarga neta como una entrada en los cálculos de balance hídrico y simulando el flujo en agua subterránea bajo distintos límites de presión. El modelo desarrollado se aplicó en un área de riego en la cuenca Indo, Paquistán, para predecir los niveles de agua subterránea hasta el año 2010 en respuesta a la posible necesidad de intervenir prácticas agrícolas y/o de riego.

En el 2007 Rapantova *et al.* realizaron un estudio en el que se describían algunas de las características y problemas específicos de la aplicación de la modelización numérica en minería, presentando tres casos distintos. Dos de ellos se centraron en los problemas por fugas de agua en minas de carbón activas, y el tercero planteaba la aplicación de la modelización



matemática como herramienta para acortar los tiempos del vertido del agua de mina a los cauces tras ser purificada. Más recientemente, Raymond *et al.* (2008) modelizó la mina Gaspé Mines en Québec (Canadá), en un medio poroso con un enfoque en tres dimensiones (Darcy) y con un flujo turbulento en el interior de las labores mineras.

Este tipo de modelos además de ser útiles para predecir los flujos de agua y calor que tienen o van a tener lugar en el sistema, también se están usando con fines productivos o de gestión. Es obvio que en el caso de aprovechamientos geotérmicos es necesario conocer los procesos que se producen durante el aprovechamiento y explotación de los mismos para una gestión óptima de los recursos y una utilización sostenible. Blöcher *et al.* (2010) realizaron un estudio de los procesos hidrotermales que tenían lugar en la reserva geotérmica de GroßSchönebeck (al norte de Berlín, Alemania) en la que se tiene un pozo de inyección y otro de producción. Para la simulación utilizaron el software FEFLOW. El estudio, además de describir la configuración de un modelo térmico de los sistemas geotérmicos, analizó el uso de las simulaciones numéricas para la evaluación del ciclo de vida de las centrales geotérmicas y la viabilidad general de los sistemas geotérmicos.

4.5.3 Formulación del modelo matemático

El ambiente subterráneo es una formación hidrogeológica heterogénea, tridimensional y compleja. Esta variabilidad influye fuertemente en el flujo y el transporte de calor subterráneo, de manera que esa realidad sólo se podrá describir de forma precisa a partir de minuciosos ensayos hidrogeológicos de campo. Independientemente de la cantidad de datos recogidos, siempre existe incertidumbre respecto a las propiedades y los contornos del sistema de acuíferos que se quiere estudiar (Gelhar 1993).

El desarrollo de las ecuaciones matemáticas que describen los procesos de flujo y transporte de calor se puede determinar a partir del principio fundamental de la conservación. A partir de un determinado volumen representativo del medio poroso, la ecuación general de la conservación para ese volumen se expresa según:

$$\text{ENTRADAS} - \text{SALIDAS} = \text{VARIACIÓN DE ALMACENAMIENTO}$$

Esta ecuación de la conservación de la masa puede combinarse con una expresión matemática del proceso relevante para obtener una ecuación diferencial que describa el flujo y el transporte (Bear, 1979; Domenico y Schwartz, 1998; Freeze y Cherry, 1979).



4.5.3.1 Ecuación de flujo

Ecuación de flujo en medio saturado

El caudal de agua a través de un medio poroso se relaciona con las propiedades del agua, las propiedades del medio poroso y el gradiente del nivel piezométrico, a partir de la ley de Darcy:

$$q_i = -k_{ij} \cdot \frac{\partial h}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 8}]$$

donde q_i es el caudal o flujo; K_{ij} es la conductividad hidráulica del medio poroso; y h es el nivel piezométrico.

Si tenemos en cuenta que un sistema acuífero está en estado transitorio cuando la carga hidráulica h varía a lo largo del tiempo e indica que el sistema pierde o gana agua en el periodo de tiempo considerado (GSN, 1997), a partir de la combinación de la ley de Darcy con la ecuación de continuidad se puede obtener una forma general de la ecuación que describe el flujo transitorio de un fluido compresible en un acuífero heterogéneo y anisótropo. Para ello consideramos las siguientes hipótesis (FCIHS, 2009):

1. El flujo es saturado
2. El volumen del acuífero no cambia, es decir, se trata de un acuífero confinado o semiconfinado
3. El flujo se mueve en una dirección determinada. Dado que el caudal, q , es una magnitud vectorial, tendrá tres componentes: q_x , q_y y q_z .

Tenemos pues, según la Figura 10 y el balance de masas que:

- la masa que entra por la cara 1 del volumen de control será el caudal o flujo específico por área de paso ($\Delta y \cdot \Delta z$) y por la densidad (ρ), es decir: $M_x = q_x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \cdot \rho$ [Ec. 9]
- la masa de fluido que saldrá por la cara 2: $M'_x = (\rho \cdot q_x + \Delta \rho \cdot q_x) \cdot \Delta y \cdot \Delta z$ [Ec. 10], es decir, hay una variación lineal que depende de Δx , luego:

$$M'_x = (\rho \cdot q_x + \frac{\partial(\rho \cdot q_x)}{\partial x} \cdot \Delta x) \cdot \Delta y \cdot \Delta z \quad [\text{Ec. 11}]$$

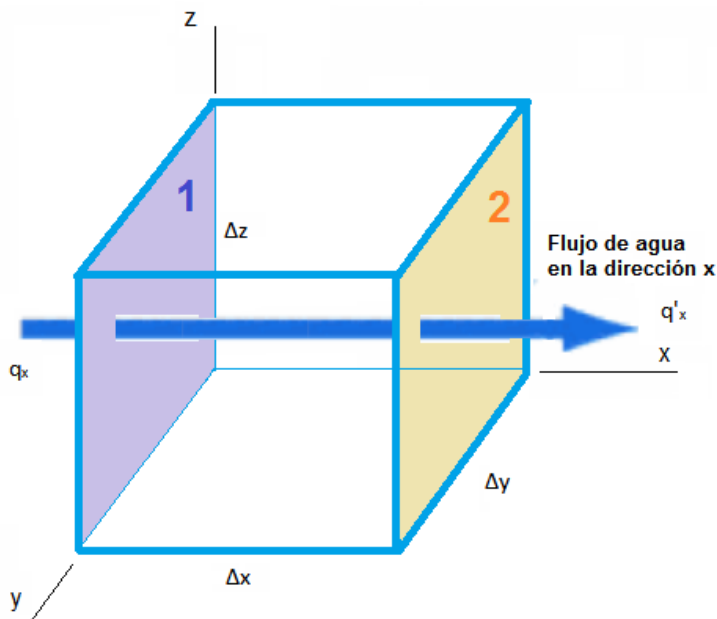


Figura 10. Balance de flujo en un elemento diferencial de acuífero (modificado de FCIHS, 2009)

Si consideramos el balance de masas como:

$$\text{ENTRADAS-SALIDAS} + \text{CREACIÓN(fuentes)} - \text{DESTRUCCIÓN(sumideros)} = \text{VARIACIÓN DE VOLUMEN}$$

1
2
3

y aplicamos el desarrollo anterior para las caras 'y' y 'z' [Ec. 12]:

$$-\frac{\partial}{\partial x}(\rho \cdot q_x) \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z - \frac{\partial}{\partial y}(\rho \cdot q_y) \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z - \frac{\partial}{\partial z}(\rho \cdot q_z) \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z + \rho \cdot w \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z = \frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot n) \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$$

donde w es el volumen recargado por unidad de volumen de acuífero y de tiempo (medida de la recarga) y n es la porosidad. Luego:

$$-\frac{\partial}{\partial x}(\rho \cdot q_x) - \frac{\partial}{\partial y}(\rho \cdot q_y) - \frac{\partial}{\partial z}(\rho \cdot q_z) + \rho \cdot w = \frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot n) \quad [\text{Ec. 13}]$$

$$q_x = -k_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}$$

Según la Ley de Darcy: $q_y = -k_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}$, por lo que sustituyendo, tenemos que:

$$q_z = -k_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}$$



$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\rho \cdot k_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \cdot k_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \cdot k_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \rho \cdot w = \frac{\partial}{\partial t} (\rho \cdot n) \quad [\text{Ec. 14}]$$

Si además tenemos en cuenta que al añadir o quitar agua podemos tener variación en la porosidad debido a la compresibilidad del esqueleto mineral (α) y que puede haber variaciones en la densidad del agua por cambios en la presión y debido a la compresibilidad del agua (β):

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho \cdot n) = \rho \cdot \frac{\partial n}{\partial t} + n \cdot \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad [\text{Ec. 15}]$$

Dado que el almacenamiento específico S_s (m^{-1}) viene dado por la expresión: $S_s = \rho \cdot g \cdot (\alpha + n \cdot \beta)$, tenemos que:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\rho \cdot k_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \cdot k_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \cdot k_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \rho \cdot w = \rho \cdot S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [\text{Ec. 16}]$$

Por lo que, para medios con densidad constante, la ecuación general de flujo de agua subterránea quedará de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [\text{Ec. 17}]$$

$$\text{O de forma simplificada: } d(k \cdot \nabla h) + W = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [\text{Ec. 18}]$$

donde S_s (m^{-1}) es el coeficiente de almacenamiento específico, t (d) es el tiempo, h (m) es el potencial hidráulico y W (d^{-1}) es el flujo volumétrico por unidad de volumen (positivo cuando el flujo va hacia afuera y negativo cuando el flujo va hacia el interior).

Para resolver esta ecuación diferencial en una situación real, será necesario disponer de las condiciones iniciales ($t=0$) en que $h(x,y,z,t)=h_0(x,y,z,0)$ para todo x,y,z , y las condiciones de contorno en los límites de la zona de estudio (p.e. límites impermeables, contactos con lagos, ríos...)



Flujo en medio no saturado

En esta zona de suelo no saturado coexisten tres fases: agua, aire y sólido.

A ambos lados de la interfaz aire-agua, la presión no es la misma en los dos fluidos. A esta diferencia de presión se le denomina presión capilar. La ecuación de Laplace expresa el valor de la presión capilar (p_c) en función de la tensión superficial entre el aire y el agua (σ_{aw}) y el radio medio de curvatura de la interfaz (r):

$$p_c = p_a - p_w = \frac{2\sigma_{aw}}{r} \quad [\text{Ec. 19}]$$

donde p_a es la presión del aire en un punto del medio poroso y p_w la del agua. Por lo tanto, debido a que la presión del aire es cero por definición, la presión del agua siempre es negativa en la zona no saturada.

En un medio poroso, a cada contenido en agua le corresponde un reparto de las fases aire y agua, dentro de un volumen representativo de dicho medio poroso. Puesto que la fase agua es continua, a una altura o cota dada del medio, las presiones de agua se igualan y por tanto la presión capilar, la cual es función del contenido de agua o del grado de saturación. La relación entre la presión capilar y la saturación se llama curva característica o de retención. Como la composición granulométrica determina en gran parte el radio de los poros, la curva de retención es característica de cada suelo que puede obtenerse en el laboratorio (FCIHS, 2009).

Hay varias ecuaciones matemáticas para expresar las curvas de retención. Una de las más extendidas es la de Brooks y Corey (1964):

$$\begin{cases} S_e = \frac{S - S_r}{S_s - S_r} = \left(\frac{\phi_{bc}}{\phi_c} \right)^\lambda & \text{para } \phi_c \leq \phi_{bc} \\ \theta = \theta_s & \text{para } \phi_{bc} \leq \phi_c \leq 0 \end{cases} \quad [\text{Ec. 20}]$$

donde ϕ_c es el potencial capilar, ϕ_{bc} es el parámetro de escala de presión, λ es el parámetro de forma de Brooks y Corey, S_e es la saturación efectiva, S_r la saturación residual o mínima, S_s la saturación máxima y θ la porosidad.



La ecuación más usada es la de Van Genuchten (1980):

$$S_e = \left[1 + \left(\frac{\phi_c}{\phi_0} \right)^n \right]^{-m} \quad [\text{Ec. 21}]$$

donde ϕ_0 es un parámetro de ascenso capilar análogo a ϕ_{bc} y n y m son parámetros de forma. Lo habitual es tomar $m = 1 - 1/n$, aunque a veces se toma $m = 1 - 2/n$. Las curvas de retención Van Genuchten y Brooks-Corey son análogas si $\lambda = m$.

La conductividad hidráulica que interviene en la ley de Darcy está afectada por la saturación. Como el agua fluye sólo por las zonas donde hay agua, la conductividad se reduce bastante en la zona no saturada. Van Genuchten expresó una relación entre la conductividad hidráulica y la saturación (Van Genuchten, 1980):

$$K = K_s \sqrt{S_e} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad [\text{Ec. 22}]$$

donde K y K_s son la conductividad y la conductividad saturada y m es un parámetro característico. Se suele usar el mismo valor de m para la curva de retención y la conductividad relativa.

Para hallar la ecuación general de flujo en medio no saturado partimos igualmente del balance de masas, recordando que un simple planteamiento de entradas menos salidas igual a variación de almacenamiento conduce a una expresión como la siguiente (FCIHS, 2009):

$$\frac{\partial(\text{masa_de_agua})}{\partial t} + \nabla(\text{flujo_de_masa_de_agua}) = f \quad [\text{Ec. 23}]$$

que no es más que la ecuación de conservación de la masa, donde el primer término representa la variación de almacenamiento y, el segundo, el flujo. El término a la derecha de la igualdad representaría las fuentes y los sumideros. Dado que:

1. la masa de agua es: $\rho_w \cdot S \cdot \theta = \rho_w \cdot \theta_w$, donde θ es el contenido volumétrico y S el coeficiente de almacenamiento.
2. el flujo de masa de agua es: $\rho_w \cdot q = \rho_w \cdot (-k \cdot \nabla h)$



La ecuación de flujo queda de la forma:

$$\frac{\partial(\rho_w \cdot \theta_w)}{\partial t} + \frac{\partial(-\rho_w \cdot k \cdot \nabla h)}{\partial z} = f^w \quad [\text{Ec. 24}]$$

Considerando que la densidad del agua prácticamente no varía:

$$\rho_w \cdot \frac{\partial \theta_w}{\partial t} + \frac{\partial(-\rho_w \cdot k \cdot \nabla h)}{\partial z} = f^w \quad [\text{Ec. 25}]$$

por lo que dividiendo por la densidad del agua, se llega a la ecuación de flujo en la zona no saturada, o ecuación de Richards (FCIHS, 2009):

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} + \frac{\partial(-k \cdot \nabla h)}{\partial z} = g^w \quad [\text{Ec. 26}]$$

Velocidad de filtración

La velocidad del agua subterránea puede afectar a la migración y al transporte. Comúnmente se denomina al flujo específico, q_i , como velocidad de Darcy, sin embargo este no representa la velocidad del agua, si no el flujo volumétrico por unidad de área transversal. Para calcular la velocidad de filtración del agua subterránea se ha de tener en cuenta la sección transversal por la que pasa el flujo (Konikow, 2004):

$$V_i = \frac{q_i}{\varepsilon} = -\frac{k_{ij}}{\varepsilon} \cdot \frac{\partial h}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 27}]$$

donde V_i es la velocidad de filtración (también denominada comúnmente velocidad lineal media o velocidad intersticial media), y ε es la porosidad efectiva del medio poroso.

Luego, otra forma de dar la ecuación general de flujo en un medio poroso es:

$$\nabla(V_i) + W = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [\text{Ec. 28}]$$

4.5.3.2 Ecuación de transporte de calor

La transferencia de calor es el proceso por el que se intercambia energía en forma de calor debido a una diferencia de temperaturas. El calor se transfiere mediante convección,

radiación o conducción. Aunque estos tres procesos pueden tener lugar simultáneamente, puede ocurrir que uno de los mecanismos predomine sobre los otros dos. Este proceso está controlado por las características térmicas, tales como la conductividad y calor específico, las cuales a su vez dependen de la temperatura. Si además, existen condiciones de contorno, como convección natural, radiación... el problema se complica, siendo necesario el uso de métodos numéricos para su resolución.

En el proceso de transferencia de calor a través de un sistema hidrogeológico, hay que tener en cuenta que este está compuesto por diferentes fases (partículas sólidas, agua y aire, en general) con propiedades térmicas distintas (Figura 11), por lo que a la hora de formular la ecuación general de transporte de calor habrá que tener en cuenta esta singularidad. En este caso, al igual que en el caso de la ecuación de flujo, vamos a considerar un macizo saturado, por lo que únicamente tendremos las fases sólida y líquida (agua), y se tendrán en cuenta los procesos de conducción (en ambas fases) y de convección (únicamente en la fase líquida).

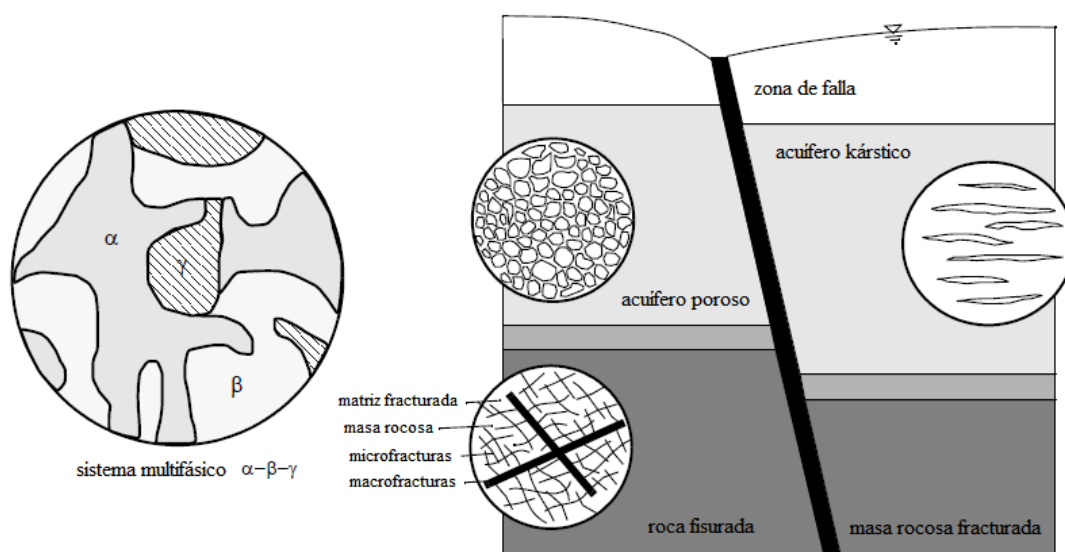


Figura 11. Representación de tipos de porosidad y fases presentes en un sistema hidrogeológico (modificado de Diersch, 2009)

La conducción es la transferencia de calor por contacto directo, sin intercambio de materia, de forma que el calor va de las zonas con más calientes a las más frías. La ecuación de Fourier relaciona el flujo de calor por conducción, j (W/m^2), que atraviesa un medio con su conductividad térmica, λ ($W/m \cdot K$), y la variación de temperatura, T (K), o gradiente térmico (Diersch, 2009):



$$j_i^{cond} = -\lambda_{ij} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 29}]$$

Luego, si tenemos en cuenta las fracciones volumétricas de cada uno de los componentes del suelo, de forma que φ es la fracción volumétrica de la fase líquida, y por tanto $(1-\varphi)$ es la de la fase sólida:

$$j_i^{cond,f} = -\varphi \cdot \lambda_{ij}^f \cdot \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 30}]$$

$$j_i^{cond,s} = -(1-\varphi) \cdot \lambda_{ij}^s \cdot \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 31}]$$

Por lo que:

$$j_i^{cond} = -[\varphi \cdot \lambda_{ij}^f + (1-\varphi) \cdot \lambda_{ij}^s] \cdot \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 32}]$$

La convección es el transporte de calor por medio del movimiento del fluido. Este fenómeno queda descrito por la ley de Newton-Richman (Lamela, 2015):

$$j_i^{conv} = -\alpha_{ij} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 33}]$$

donde α (W/m·K) es el coeficiente de convección, el cual es una correlación simplificada entre el estado del fluido y las condiciones de flujo. Puede relacionarse con la velocidad de Darcy de la siguiente forma: $\alpha_{ij} = \rho^f \cdot c^f \cdot q_i$, donde ρ^f es la densidad de la fase fluida, c^f es su calor específico y q_i es la velocidad de Darcy.

En este caso sólo existe convección en la fase fluida, por tanto:

$$j_i^{conv,f} = -\alpha_{ij}^f \cdot \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad [\text{Ec. 34}]$$

A partir del principio de conservación de la energía se puede derivar una ecuación que describa el transporte de calor en el medio subterráneo, de igual manera que se hizo con la ecuación general de flujo. Si tenemos en cuenta la Figura 12 y hacemos un balance de energía:



Como alternativa a las soluciones analíticas surgen las aproximaciones numéricas. Para ello, las variables continuas se sustituyen por variables discretas que se definen para las celdas de una malla o para los nodos. De esta manera, se sustituye la ecuación diferencial continua de flujo, o de transporte de calor, por un número finito de ecuaciones algebraicas que dan el nivel piezométrico o la temperatura del agua en puntos específicos. Este sistema de ecuaciones suele resolverse mediante el empleo de matrices. Existen dos métodos numéricos principales, cada uno de los cuales incluye subclases. Los métodos de diferencias finitas aproximan las primeras derivadas de las ecuaciones en derivadas parciales como cocientes diferenciales, las diferencias entre los valores de las variables en los nodos adyacentes, en el espacio y en el tiempo, respecto al intervalo entre aquellos nodos adyacentes (Peaceman, 1977; Remson *et al.*, 1971; Von Rosenberg, 1969). Los métodos de elementos finitos utilizan funciones que contienen las variables y los parámetros dependientes para evaluar la fórmula integral equivalente de las ecuaciones en diferencias parciales (Huyakorn y Pinder, 1983). Cada método presenta ventajas e inconvenientes, pero existen muy pocos problemas de agua subterránea en los que ambos estén bien claros. Por lo general los métodos en diferencias finitas son más simples a nivel conceptual y a nivel matemático, y son más fáciles de programar. Presentan una malla rectangular relativamente sencilla, lo que también facilita la entrada de datos. Los métodos con elementos finitos generalmente requieren una matemática más sofisticada, pero, en algunos problemas la solución dada puede resultar más precisa. Una de las ventajas más importantes de los métodos con elementos finitos es la flexibilidad de la malla, que permite obtener una aproximación espacial buena, ya que se adapta bien a los contornos irregulares del modelo y/o además permite considerar una discretización más fina en aquellas zonas del acuífero en las que se requiera una información más detallada. No obstante esto hace que la entrada de datos sea más difícil. La Figura 13 muestra un sistema acuífero hipotético (con el contorno de nuestro sistema objeto de estudio), que posee contornos impermeables y un campo de pozos. Este modelo se ha discretizado mediante diferencias (Figura 13-b) y elementos (Figura 13-c) finitos. Las Figura 13-b y c representan conceptualmente como sus respectivas mallas se ajustan para obtener una malla más discretizada en las áreas de mayor interés. La malla rectangular de diferencias finitas aproxima los contornos del acuífero escalonadamente, lo que hace que haya nodos o celdas fuera del acuífero, mientras que los elementos triangulares de la malla de elementos finitos se ajusta bastante bien a los contornos del acuífero utilizando un número mínimo de nodos.

Ningún método numérico o modelo de simulación es ideal para el espectro completo de los problemas reales de transporte subterráneo. Además existe la dificultad de que en el campo la velocidad de filtración del agua subterránea es muy variable, incluso cuando las propiedades del acuífero son relativamente homogéneas.

Hasta el momento, la mayoría de los códigos de simulación de aguas subterráneas se basan en modelos de diferencias finitas o de volúmenes finitos para mallas ortogonales. El problema de estos modelos es que en el caso de que haya que realizar representaciones geométricas complejas del subsuelo, este tipo de red o bien lleva a mallas muy gruesas o muy finas (Rühaak *et al.*, 2008). En 2008, el WASY Institute for Water Resources Planning and Systems Research (Alemania) junto con la RWTH Aachen University (Alemania) desarrollaron un método de transformación de coordenadas para evitar estas diferencias, y lo aplicaron con éxito con las ecuaciones de Navier-Stokes. El método se basa en el análisis de tensores, realizándose una transformación de una malla curvilínea a otra lineal, en la que se aplica una fórmula modificada de las ecuaciones diferenciales, no siendo necesario reformar totalmente el código de simulación. Para la comprobación del código, lo aplicaron sobre otro ya existente en tres dimensiones (SHEMAT) para una simulación de conducción de calor y advección en un medio poroso. Los resultados obtenidos, comparados con los conseguidos con otros códigos, no aumentaron sustancialmente el error, estando la solución alcanzada en la línea de las anteriores.

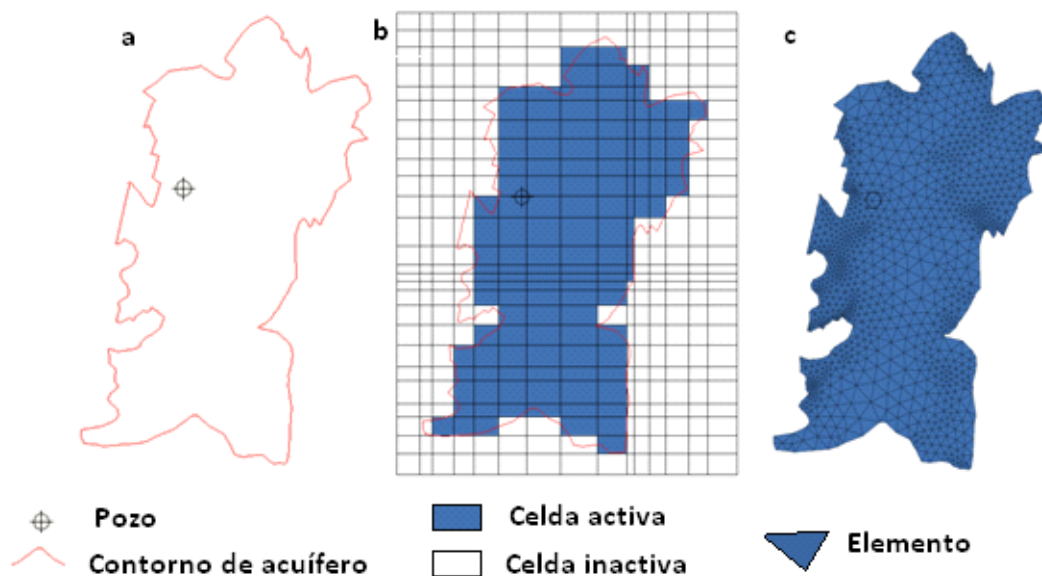


Figura 13. Aplicación hipotética de las mallas diferenciales (b) y elementos finitos (c) al contorno de un acuífero (modificado de Konikow, 1996)



4.5.4.1 *Modelo matemático (FEFLOW)*

Para las simulaciones realizadas en el presente trabajo se eligió el software FEFLOW, debido a que este incluye la simulación general de un amplio rango de problemas que implican el flujo y el transporte de contaminantes o calor en el medio poroso. Este programa resuelve el sistema de ecuaciones diferenciales por el método de los elementos finitos. El desarrollo físico y matemático de los modelos mediante elementos finitos aquí utilizados está descrito de manera detallada en Diersch (2005).

Entre los usos más llamativos de este programa se ha encontrado la simulación del diseño de mejoras en algunas de las grandes marcas de productos higiénicos absorbentes, como pañales para bebés, etc. Sin embargo, su uso más común es la modelización de aguas subterráneas, incluyendo dentro de este grupo la simulación de la contaminación producida por minas abandonadas y para la simulación de sistemas de energía geotérmica.

Los puntos más importantes a destacar del paquete son:

- Discretización flexible de elementos finitos.
- Sofisticados generadores de malla
- Interfaces SIG y CAD para mapas y atributos de datos
- Herramientas de visualización actualizadas
- Solucionadores numéricos de alto nivel
- Cálculos paralelos
- Paquete de modelización completo, cubriendo multitud de procesos químicos y físicos.
- Software comercial fiable con un equipo de desarrollo dedicado a largo plazo
- Alto nivel de atención a los usuarios y a la formación
- Simulaciones de referencia bien documentadas en muchas áreas de aplicación
- Interfaz abierta de programación para modelos específicos de los usuarios

Más concretamente, se seleccionó este programa porque se adapta perfectamente a la simulación de sistemas geotérmicos, cubriendo un amplio rango de procesos físicos para la simulación del intercambio de calor-perforación. Además, el hecho de que el mallado sea flexible y que se pueda trabajar con condiciones de saturación variables, lo hacen idóneo para el trabajo con un sistema minero parcialmente inundado como el aquí presentado.



Los fenómenos de flujo y transporte subterráneo que implican superficies libres representan una general e importante clase de problemas no lineales. En el pasado, se establecieron varios enfoques y métodos computacionales para resolver los problemas de las superficies libres en el agua subterránea en dos y tres dimensiones con más o menos éxito. La mayoría de ellos estaban limitados al rango de aplicación y a una motivación práctica, por ejemplo, la escala local de los problemas de infiltración en presas, modelación de flujos subterráneos de agua regionales o el movimiento de la humedad en la zona vadosa para columnas de suelo han llevado a estrategias y soluciones bastante diferentes. Generalmente, en los problemas de modelización de superficies libres se pueden encontrar dos modelos conceptuales (DHI-WASY GmbH, 2010): (1) los *modelos de aproximación no saturado-saturado* y (2) los *enfoques clásicos de modelización del agua subterránea para la zona totalmente saturada, con nivel de agua*. Cada uno de ellos tiene sus ventajas y sus inconvenientes. Mientras que el enfoque de no saturado-saturado incluye todo el dominio del flujo en el análisis, en enfoque de totalmente saturado considera sólo el dominio por debajo de la superficie libre, donde el nivel de agua es tratado como una interfaz de material en movimiento.

Desde el punto de vista físico, el enfoque de modelización saturado-no saturado proporciona el tratamiento más riguroso de los problemas informáticos de las superficies libres. Sin embargo, su solución aumenta el esfuerzo computacional y tiene que hacer frente a las fuertes no linealidades en las ecuaciones de flujo y de transporte. En la solución numérica pueden aparecer problemas en el proceso de convergencia, especialmente bajo condiciones secas. Además, en muchas aplicaciones ingenieriles los datos y las características del estado no saturado no están disponibles. Los datos de estado inicial de saturación, presión capilar y relaciones de conductividad relativa para un lugar específico suelen ser difíciles de obtener.

Por otro lado, los modelos de agua subterránea piezométrica tienen una serie de limitaciones. El concepto de superficie libre de agua subterránea puede fallar en aplicaciones complejas, por ejemplo, si no hay un nivel piezométrico coherente y la superficie libre se vuelve muy dinámica y aislada (agua atrapada o estancada), lo que a menudo ocurre si el nivel piezométrico a una profundidad determinada, o el uso del agua (y drenaje), en un sistema acuífero lleva a regiones parcialmente deshidratadas, mientras que las capas superiores permanecen saturadas. Estos procesos combinados con otros de intrusión marina y geotermalismo hacen que sean muy difíciles de resolver sin un enfoque unificado de flujo no



saturado-saturado. Además, la adaptación de la malla debido al movimiento de la superficie libre es difícil de controlar numéricamente, especialmente para sistemas acuíferos complejos con altos contrastes en sus parámetros y zonas con fuertes depresiones de agua. Por otro lado, el uso de mallas finas (inmóviles) en un análisis convencional del agua subterránea puede traer problemas si (a) partes del acuífero están totalmente secas debido al manejo de esas celdas secas de manera heurística y físicamente incorrecta y (b) tiene que modelarse el transporte de masa porque los contaminantes pueden ser "congelados" en las celdas "secas" en lugar de moverse de acuerdo al nivel piezométrico.

FEFLOW permite tanto la simulación de acuíferos no saturados, pudiendo trabajarse tanto con todo el acuífero como únicamente con la zona saturada.

En el primer caso, FEFLOW resuelve la ecuación de Richards, asumiendo una fase de aire a presión atmosférica. Este modo puede dar lugar a un esfuerzo computacional considerable debido a la necesidad de resolver las ecuaciones no lineales que relacionan la presión capilar y la saturación y la saturación y la carga hidráulica.

Si únicamente se quiere trabajar con la zona saturada, el programa permite el empleo de superficies libres (modo free&movable). Este modo se encarga de la superficie freática, moviéndola verticalmente de forma que la capa superior del modelo coincida siempre con el nivel del agua. Para ello se va cambiando la elevación de la capa a cada paso de tiempo (estado transitorio) o para cada iteración (estado estacionario) mediante el uso de la técnica denominada BASD (Figura 14) que realiza cortes a la estratigrafía original. Como propiedades de los materiales (elementos) se conservan siempre las originales, mientras que las propiedades nodales (tales como las condiciones de contorno) se mueven con las nuevas "rebanadas" (DHI-WASY GmbH, 2010).

La principal ventaja de este método es su capacidad de excluir aquellas partes de la estratigrafía que no se encuentren saturadas, simulándose únicamente la zona saturada. La desventaja es el propio movimiento de la capa, ya que puede darse el caso en que el nivel freático abarque elementos de distintas capas. En este caso, se hace una media ponderada de las propiedades de los materiales.

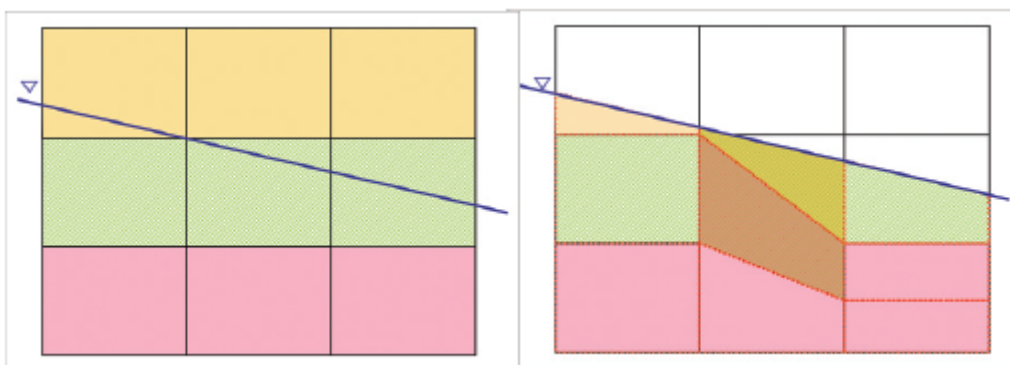


Figura 14. Esquema del movimiento de la malla y de los parámetros mediante el modo free & movable (DHI-WASY GmbH, 2010)

5 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1 Definición hidrogeológica del embalse minero

En la Figura 15 se muestran los hidrogramas de las tres secciones de aforo descritas anteriormente. Se ve como en todos los casos el caudal se reduce en los meses de verano, en los que decrece la lluvia útil. Además, se observa una distribución análoga para los tres casos, coincidiendo las puntas de caudal con episodios de precipitación intensa. Sin embargo, es llamativo que el caudal medio en Peñule (sección de aforo aguas abajo de la zona minada por el pozo Figaredo), es menor que el de la sección de La Veguina, situada aguas arriba. Esta diferencia es de unos 61 l/s (5300 m³/d), los cuales son infiltrados en la subcuenca 3 (cuenca de afección del sistema Barredo-Figaredo).

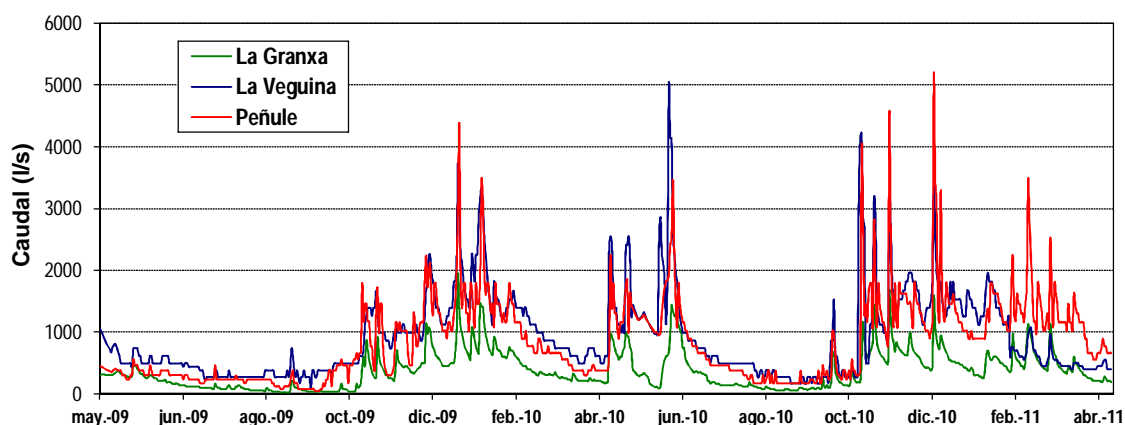


Figura 15. Comparación de los hidrogramas obtenidos por medición en las tres secciones de aforo

Durante los últimos años, HUNOSA ha realizado estudios para correlacionar los caudales drenados por las labores mineras con la precipitación, determinándose, por ejemplo, que en el caso de minas de montaña el tiempo medio de permanencia del agua de lluvia en las mismas está comprendido entre 4 y 10 días, recogándose casi la totalidad del agua de lluvia caída en la superficie abarcada por la explotación. En el caso de los pozos mineros esta correlación es más variable, estimándose tiempos de retención del agua en la mina de entre 15 y 45 días, en función de las características de cada pozo, el macizo entre la superficie y el área deshullada y otros factores que pueden afectar a la infiltración (HUNOSA, 2008).

En función de los datos de caudal bombeado desde ambos pozos entre los años 2002 y 2007 (Tabla 4) Datos facilitados por HUNOSA, tanto de forma personal como a partir de



documentos internos: HUNOSA, 2004 a y b), se observa que en el conjunto de ambos pozos se ha realizado un desagüe total medio anual de $4,1 \text{ Hm}^3/\text{año}$, equivalente a unos 130 l/s . Estos se calcularon conociendo las horas totales de bombeo mensuales y el caudal nominal de las bombas, aplicando un coeficiente corrector del 85%, que fue estimado adecuado por los equipos de mantenimiento.

Barredo	2002	2003	2004	2005	2006	2007	Media
Enero	75.105	132.740	265.086	176.645	154.201	57.167	143.491
Febrero	60.809	195.933	262.383	191.344	155.233	55.266	153.495
Marzo	72.611	219.507	206.588	275.461	184.498	73.542	172.035
Abril	80.257	141.415	214.154	315.881	171.944	188.055	185.284
Mayo	123.659	111.008	162.742	247.132	124.100	135.758	150.733
Junio	147.084	92.122	146.983	159.862	99.429	109.961	125.907
Julio	159.825	92.110	125.930	116.772	89.968	107.893	115.416
Agosto	137.557	86.272	132.262	79.798	80.739	83.713	100.057
Septiembre	111.725	67.268	109.721	64.611	64.869	67.470	80.944
Octubre	102.459	61.045	103.165	69.102	65.101	65.998	77.812
Noviembre	82.540	74.711	82.540	65.163	47.354	58.292	68.433
Diciembre	97.103	142.173	97.103	98.022	47.512	61.453	90.561
Caudal medio Barredo (l/s)	39,7	44,9	60,5	59	40,7	33,8	46
Figaredo	2002	2003	2004	2005	2006	2007	Media
Enero	169.230	200.406	362.689	221.595	265.173	155.262	229.059
Febrero	165.510	232.736	385.221	237.080	242.142	143.685	249.562
Marzo	185.974	312.558	429.931	505.071	450.729	190.998	345.877
Abril	164.828	249.663	324.957	331.909	332.708	313.181	286.208
Mayo	234.633	217.395	285.061	261.689	254.965	241.009	249.125
Junio	227.498	191.326	270.473	236.684	207.891	201.459	222.555
Julio	208.662	181.580	238.927	212.503	178.100	252.580	212.059
Agosto	204.054	174.592	198.329	179.528	157.640	206.667	186.802
Septiembre	186.759	159.600	173.387	169.532	148.471	177.716	169.244
Octubre	182.098	154.402	164.621	171.199	154.633	131.899	159.809
Noviembre	173.026	151.710	173.026	165.807	144.030	104.323	151.987
Diciembre	190.724	202.960	190.724	185.682	144.026	125.156	173.212
Caudal medio Figaredo (l/s)	72,7	79,9	101,4	91,3	85	71,2	84
Caudal medio Total (l/s)	112,4	124,8	161,9	150,3	125,7	105	130

Tabla 4. Volúmenes mensuales y anuales desaguados, en m^3 , de los pozos Barredo y Figaredo durante el periodo 2002-2007.

Para determinar en nuestro sistema el periodo de retardo, o intervalo de tiempo desde que se produce la infiltración de agua en superficie hasta que se bombea al exterior, se ha comparado, en el caso de Figaredo, los días de máximo desagüe con las puntas de lluvia útil y en el caso de Barredo, se han comparado los datos de desagüe diario con la lluvia útil diaria. En ambos casos se concluyó que el periodo de retardo de la infiltración en la zona de estudio es de 19 ± 5 días. Esto concuerda con los estudios realizados por García-Fuente (1996) para la CCC.

Además, cabe destacar que se mantiene un cierto bombeo en los periodos secos, indicando que existe un aporte "constante" de infiltración, además del procedente de las



precipitaciones, y que corresponde a la infiltración diaria de unos 5300 m³ (61 l/s) de agua del río Turón, en la zona más fracturada a su paso por las labores de Figaredo.

Relacionando la lluvia útil con la infiltración conocida a partir de los caudales bombeados, se dedujo que la infiltración es aproximadamente un 23% de la lluvia útil, existiendo un aporte constante (5.300 m³/día, unos 61 l/s) debidos a las pérdidas del río al "embalse minero".

Por la tanto, la relación entre la lluvia útil diaria y la infiltración al interior del embalse minero Barredo-Figaredo puede expresarse como:

$$\text{Infiltración}(m^3 / \text{día}) = 0,23 \cdot \text{Lluvia}_{\text{útil}}(m^3 / \text{día}) + 5300(m^3 / \text{día}) \quad [\text{Ec. 37}]$$

5.2 Capacidad del embalse minero Barredo-Figaredo

Como ya se ha comentado, dada la baja permeabilidad de los materiales y la limitada posibilidad de circulación de agua a través de fracturas, el agua almacenada en ellos es irrelevante comparada con la almacenada en los huecos ocasionados por las labores mineras, por lo que el hueco útil existente por debajo de la cota final del agua coincidirá, prácticamente, con los huecos mineros residuales tras la convergencia de hastiales, la compactación de los rellenos y la subsidencia minera.

Según lo explicado en el apartado 4.2.1.1, los volúmenes de huecos en Barredo y Figaredo se muestran en la Tabla 5. También se calculó el volumen de hueco por m vertical, que facilita su representación gráfica, así como el volumen acumulado de ambos pozos, metro a metro. Hay que destacar que la estimación de los huecos es imprecisa (subestimada) en las plantas superiores de ambos pozos, puesto que no se pudo acceder a los planes de labores más antiguos y por tanto no se ha contabilizado su producción.

Estos valores se contrastaron y corrigieron en las cotas superiores, para lo cual se realizó el cálculo de huecos a partir del volumen ocupado por el agua infiltrada durante la inundación, la cual se determinó a partir de la precipitación útil diaria durante el periodo de inundación. Finalmente el volumen total del embalse minero Barredo-Figaredo se estimó en 7,3 Hm³. Estableciendo una cota de inundación segura a +150 m.s.n.m., el volumen sería entonces de 5,8 Hm³.



En la Figura 16 se observa que la velocidad de ascenso del nivel piezométrico durante el proceso de inundación de las minas es mayor entre plantas y se reduce al alcanzar los tramos de mayor volumen de hueco minero, disminuyendo especialmente la pendiente de las curvas en aquellos tramos en los que prácticamente coinciden plantas de ambos pozos.

A partir del verano de 2009, se restableció el desagüe en el pozo Barredo, para controlar el ascenso del nivel en el embalse minero, que se mantiene en torno a la cota +150 m.s.n.m., como ya se ha dicho.

Tramo	Cota sup. (msnm)	Cota inf. (msnm)	Hueco útil (m3) BARREDO					Total
			Relleno	Hundimiento	Galerías	Caña pozo	Embarques	
Superficie-Planta 1	220	183,2	272.727	181.818		920		455.465
Planta 1	183,2	180,7			208.121	63	3.000	211.184
Planta 1-Planta 2	180,7	103,2	363.636	363.636		1.938		729.210
Planta 2	103,2	100,7			249.867	63	3.000	252.929
Planta 2-Planta 3	100,7	20,2	92.467	103.925		2.013		198.405
Planta 3	20,2	17,7			448.570	63	6.000	454.632
Planta 3-Planta 4	17,7	-47,5	192.091	83.161		1.630		276.882
Planta 4	-47,5	-50			250.886	63	3.000	253.949
Planta 4-Planta 5	-50	-139,5	38.193	125.978		2.238		166.409
Planta 5	-139,5	-142			99.899	63	6.000	105.961
TOTAL BARREDO:			959.115	858.518,6	1.257.342	9.050	21.000	3.105.025
Tramo	Cota sup. (msnm)	Cota inf. (msnm)	Hueco útil (m3) FIGAREDO					Total
			Relleno	Hundimiento	Galerías	Caña pozo	Embarques	
Superficie-Planta 1	278,7	78,84	536.364	363.636		4.997	24.000	928.997
Planta 1	78,84	76,34			284.900	63	6.000	290.963
Planta 1-Planta 2	76,34	25,94	52.166	6.683		1.260		60.109
Planta 2	25,94	23,44			294.592	63	3.000	297.655
Planta 2-Planta 3	23,44	-26,15	72.455	8.861		1.240		82.555
Planta 3	-26,15	-28,65			340.263	63	6.000	346.326
Planta 3-Planta 4	-28,65	-79,4	57.983	5.485		1.269		64.737
Planta 4	-79,4	-81,9			268.298	63	6.000	274.361
Planta 4-Planta 5	-81,9	-132,54	304.787	5.692		1.266		311.745
Planta 5	-132,54	-135,04			294.906	63	3.000	297.968
Planta 5-Planta 6	-135,04	-185,82	230.999	27.113		1.270		259.382
Planta 6	-185,82	-188,32			286.504	63	6.000	292.567
Planta 6-Planta 7	-188,32	-239,17	161.234	18.558		1.271		181.063
Planta 7	-239,17	-241,67			222.496	63	9.000	231.558
Planta 7-Planta 8	-241,67	-292,22	112.118	777		1.264		114.159
Planta 8	-292,22	-294,72			134.553	63	3.000	137.615
Planta 8-Planta 9	-294,72	-338,738	26.171			1.100		27.271
Planta 9	-338,738	-341,238			18.394	63	3.000	21.457
Planta 9-Planta 10	-341,238	-391,98	18.255			1.269		19.523
Planta 10	-391,98	-394,48			11.038	63	3.000	14.101
TOTAL FIGAREDO:			1.572.532	436.805	2.155.945	16.830	72.000	4.254.111
TOTAL EMBALSE:								7.359.137

Tabla 5. Cálculos para la estimación de volúmenes de huecos de los pozos Barredo y Figaredo.

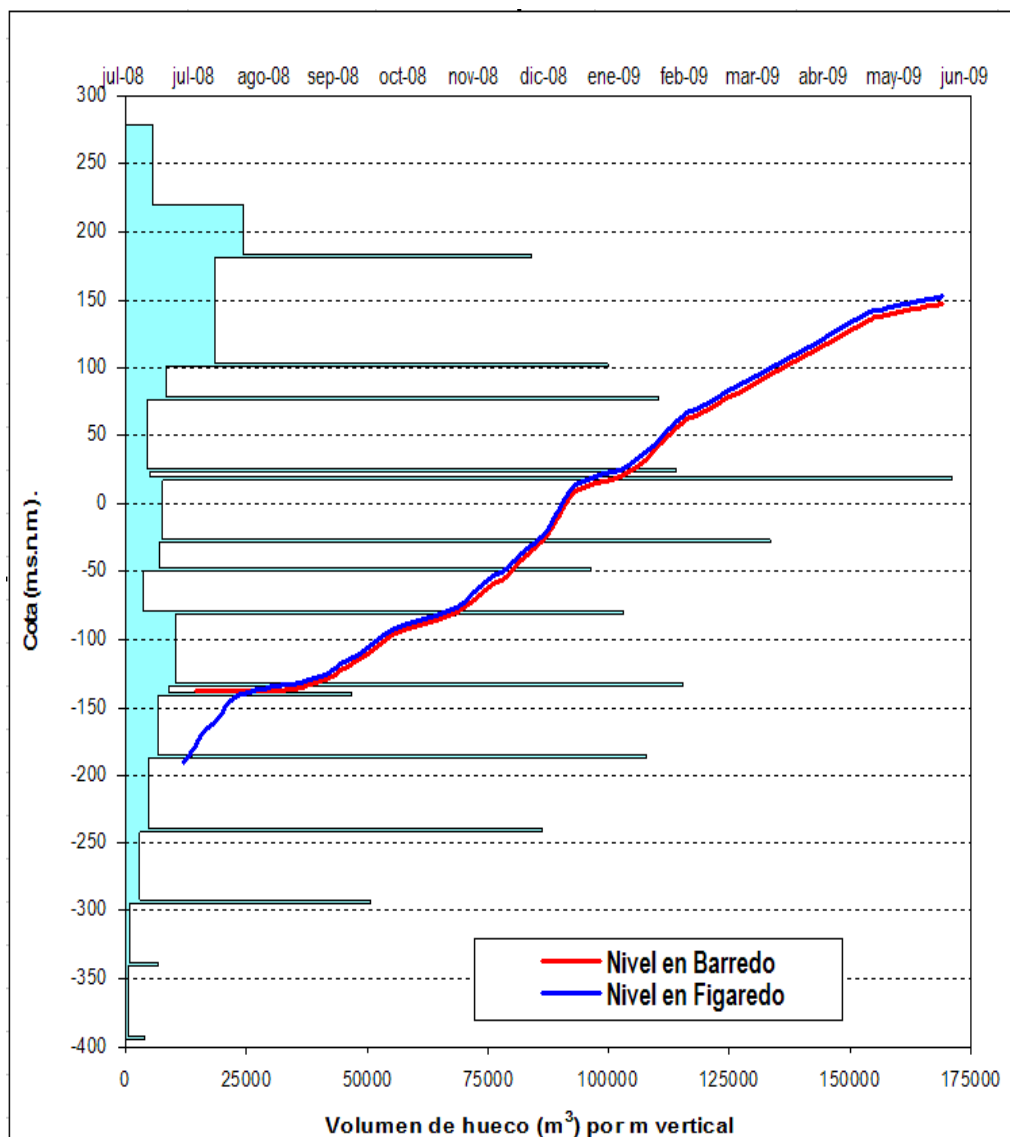


Figura 16. Evolución temporal de los niveles de inundación en los pozos Barredo y Figaredo en relación a los huecos estimados

5.3 Temperatura del agua en el embalse minero

Las temperaturas medias del agua en los pozos Barredo y Figaredo superan los 20°C, siendo siempre superior la de Barredo. Durante el periodo de inundación la temperatura descendió hasta casi 15°C pero tras ella se recuperaron las temperaturas.

En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se muestran algunos perfiles érmicos medidos en el pozo Barredo, una vez finalizado el periodo de inundación. En la zona superior puede observarse la influencia de la variación estacional, mientras que en las zonas profundas la temperatura es más constante debido a que el bombeo mezcla aguas de diferentes temperaturas. La pendiente de los perfiles muestra que el agua de los pozos no está

en equilibrio con el gradiente geotérmico, debido a un periodo de residencia corto. El agua usada para alimentar las bombas de calor está siendo tomada del pozo Barredo a una profundidad de 100 y 200 m de la superficie, con una temperatura de entre 20 y 22°C.

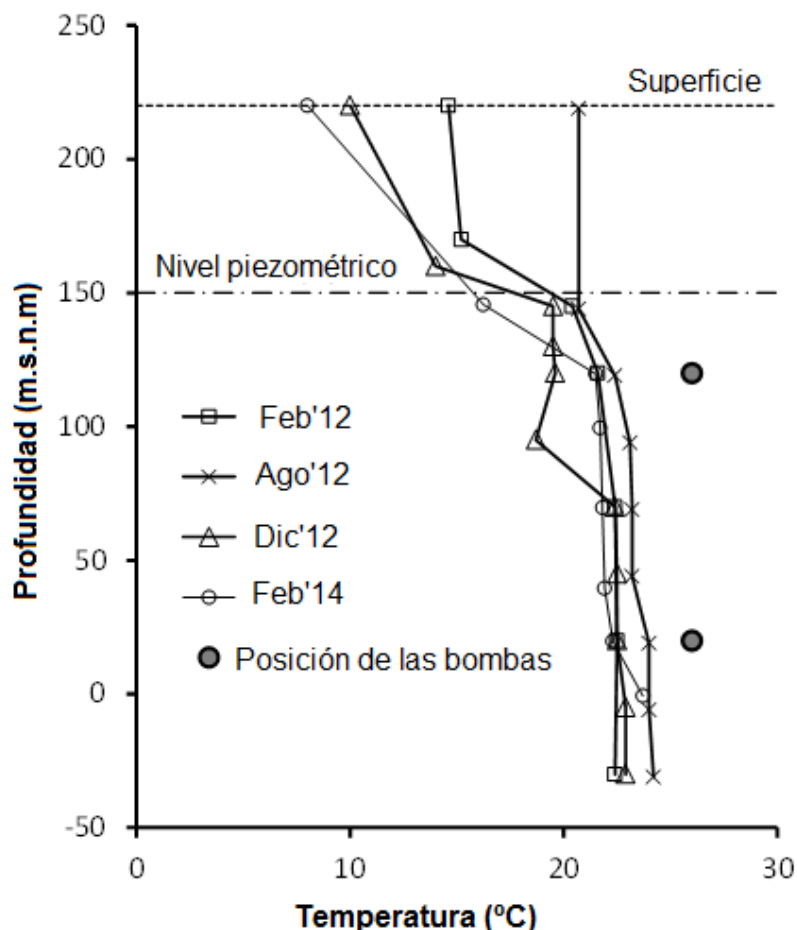


Figura 17. Perfiles térmicos del pozo Barredo, tras el periodo de inundación

5.4 Modelización hidrológica

En la siguiente tabla se resumen los principales parámetros que definen los hidrogramas de cada una de las subcuencas estudiadas. Como ya se comentó, los parámetros β y α se calibraron para lograr el mejor ajuste entre los hidrogramas modelizados y los reales, mientras que T_c , K y el periodo medio de flujo se calcularon a partir de los primeros:

Estación de aforo	Area de subcuenca (km ²)	Coef. de agotamiento α (día ⁻¹)	Tiempo de retorno T_c (día)	Constante de recesión k	Periodo de caudal-mitad (día)	Incremento de caudal por m ² de cuenca debido a 1 mm-día ⁻¹ de lluvia útil I (l-día ⁻¹)	Coef. de correlación de Pearson entre hidrogramas reales y simulados
La Granxa	17,78	0,089	11,2	0,91	7,8	0,053	0,86
La Veguina	40,74	0,071	14,1	0,93	9,8	0,049	0,75
Peñule	57,15	0,059	16,9	0,94	11,7	0,028	0,77

Tabla 6. Parámetros considerados y resultados de la simulación de los hidrogramas obtenidos para la mejor correlación con los reales para cada una de las tres subcuencas consideradas



Las Figura 18, Figura 19 y Figura 20 muestran respectivamente los hidrogramas reales de La Granxa, La Veguina y Peñule en comparación con los obtenidos durante la simulación. El ajuste potencial de la curva de gastos usada para calcular el flujo real, da unos caudales máximos excesivos correspondientes a los picos de precipitación; sin embargo el flujo simulado tiende a atenuar los picos principales, que en cualquier caso son escasos. A pesar de esto, los parámetros seleccionados ofrecen un buen ajuste entre los caudales reales y los simulados en los tres casos, con coeficientes de correlación de 0,86, 0,75 y 0,77 para La Granxa, La Veguina y Peñule, respectivamente (Tabla 6).

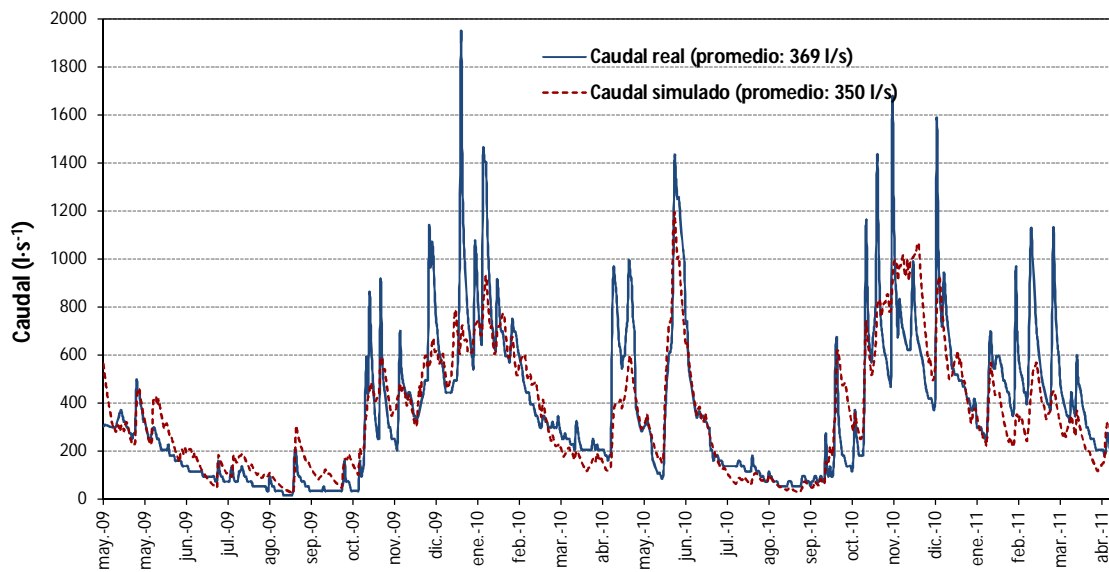


Figura 18. Hidrogramas real y simulado para la estación de aforo de La Granxa

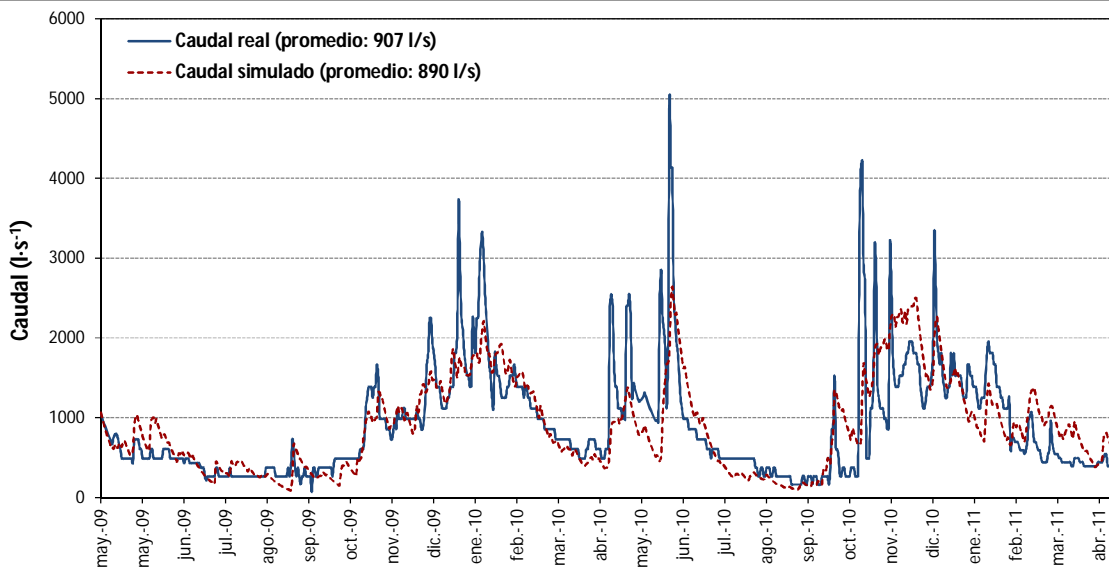


Figura 19. Hidrogramas real y simulado para la estación de aforo de La Veguina

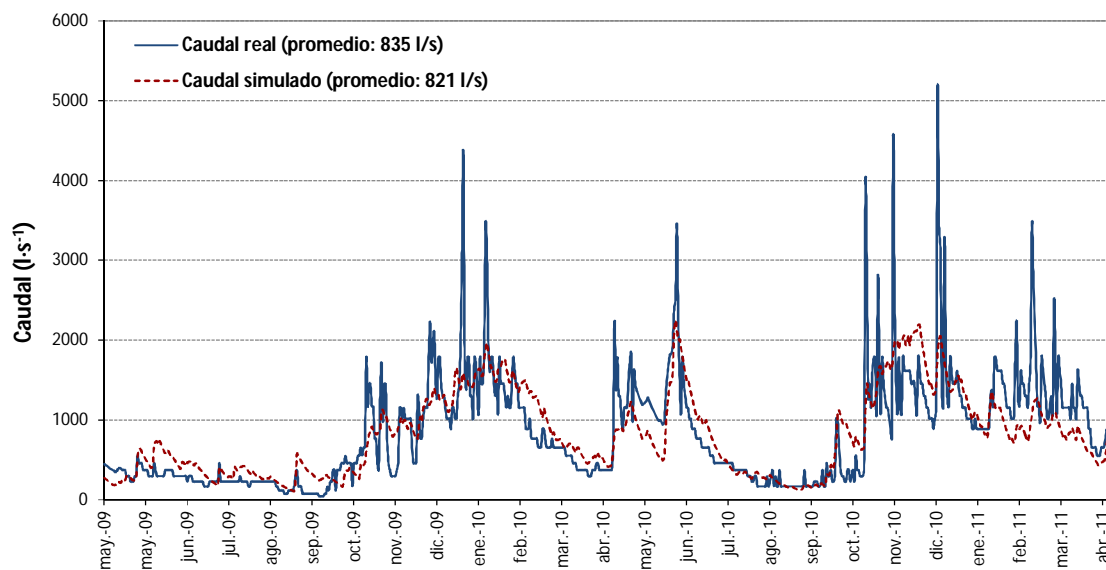


Figura 20. Hidrogramas real y simulado para la estación de aforo de Peñule

El coeficiente de agotamiento α decrece de la cuenca de La Granxa (0,089) a la de La Veguina (0,071), y disminuye aún más para la subcuenca de Peñule (0,059). Esto se debe a que el área cercana a la desembocadura del río se encuentra intensamente minada (Figura 1), y como ya se ha comentado las fracturas causadas por la minería aumentaron la permeabilidad original de los materiales geológicos. Debido a las condiciones particulares de bombeo en el embalse minero, el nivel piezométrico se encuentra mucho más deprimido que el nivel del río Turón. Únicamente durante los periodos lluviosos aparece un acuífero local en las orillas del río, lo que retrasa la escorrentía superficial. En este sentido, el periodo de caudal-mitad es bajo (7,8, 9,8 y 11,7 para La Granxa, La Veguina y Peñule, respectivamente), lo que se corresponde bajo aporte de caudal base (Smakhtin, 2001). Esto concuerda con una cuenca con sedimentos originalmente muy poco permeables, que ha sido antropológicamente modificada por la minería aumentando su permeabilidad, por lo que el periodo de caudal-mitad aumenta en las áreas más minadas. El coeficiente de recesión k , varía entre 0,91 (La Granxa) y 0,94 (Peñule), lo que encaja con el hecho de que el caudal base aumenta en las áreas más minadas. El parámetro I se seleccionó para lograr el mejor ajuste, considerando el área de cada una de las subcuencas. Como media, en las cuencas de La Granxa y La Veguina, una precipitación unitaria (1 mm/día) produce un incremento en el caudal del río de 0,053 y 0,049 l/día por m² de cuenca respectivamente (Tabla 6). Sin embargo, la misma precipitación genera casi la mitad de aumento de caudal en la última de las subcuencas (0,028 l/día), debido al descenso de caudal en el río a causa de las infiltraciones hacia el embalse minero a través de las zonas fracturadas.



El caudal del río Turón es generalmente bajo en verano, con picos en invierno y primavera, donde aumenta hasta dos órdenes de magnitud. Durante el periodo de monitorización, el caudal medio simulado en la estación de aforo de La Granxa fue de 350 l/s, un 5% diferente del medido (Figura 18). En La Veguina, por su parte, el caudal medio simulado ha sido de 890 l/s, difiriendo un 1,8% del real (Figura 19). Finalmente, el caudal medio simulado en Peñule durante el periodo de monitorización ha sido de 821 l/s, un 1,6% menor que el medido en el mismo periodo (Figura 20).

Los parámetros seleccionados y el modelo definido se aplicaron posteriormente a un conjunto de datos de precipitación de 30 años. Este periodo abarca años medios, secos y húmedos, siendo considerado suficientemente largo como para obtener valores medios estadísticamente representativos. Aplicando la metodología explicada, se obtuvieron los hidrogramas simulados para las tres estaciones de aforo durante dicho periodo (Figura 21). Los caudales medios para las estaciones de aforo de La Granxa, La Veguina y Peñule son respectivamente 310, 790 y 728 l/s. La diferencia entre las dos últimas estaciones es de 62 l/s, lo que se corresponde con el valor estimado en el apartado de estudio hidrológico (61 l/s) como caudal infiltrado hacia el sistema minero en la zona más minada de la cuenca. Como consecuencia, para simulaciones más largas del embalse minero Barredo-Figaredo, puede considerarse una recarga constante de 61-62 l/s del río Turón en dicha zona.

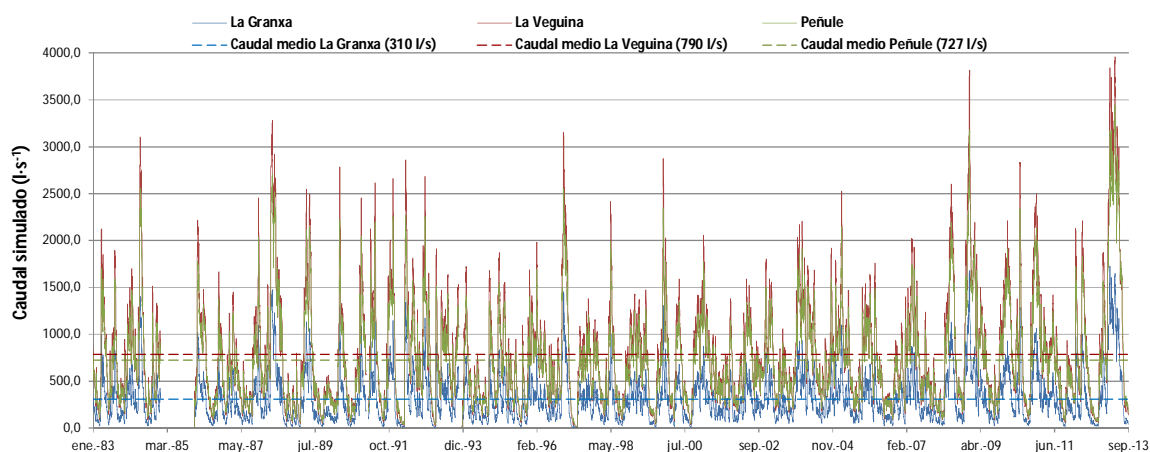


Figura 21. Hidrograma simulado para la estación de aforo de Peñule y flujo medio en las tres secciones de aforo durante 30 años.



5.5 Determinación de la conductividad térmica de los materiales de la zona de estudio

Para este estudio se tomaron 28 muestras en afloramientos de los paquetes que configuran el embalse Barredo-Figaredo, las cuales fueron analizadas mediante microscopía óptica (en el Anexo I se muestran los puntos donde se tomaron cada una de las muestras). En concreto, se tomaron 4 muestras del paquete Caleras, 3 de Generalas, 9 de San Antonio, 4 de María Luisa, 4 de Sotón y 4 de Entrerregueras. Las muestras cubren los tramos continental y marino, así como las diferentes litologías, siendo esencialmente lutitas, areniscas, limolitas y conglomerados. En este último caso, los cantos y la matriz se estudiaron por separado. En la Tabla 7 se muestra la clasificación petrográfica de las muestras tomadas para cada uno de los paquetes del área de estudio. El estudio a microscopio reveló que los componentes más frecuentes eran cuarzo, calcita, moscovita y carbón. Los fragmentos de roca son predominantemente de naturaleza metamórfica, cuya composición mineralógica se estimó en 55% clorita más biotita, 25% cuarzo y 20% feldespatos K-Na (Clauser y Huenges, 1995), por lo que su conductividad térmica se tomó como la media ponderada de estos minerales. La cantidad de materia orgánica varía entre un 0% y un 8%.

Con los datos obtenidos se calculó la conductividad térmica media de cada uno de los paquetes mineros presentes en el embalse subterráneo Barredo-Figaredo. Para ello se tuvo en cuenta el espesor de cada una de las capas, haciéndose la media ponderada de las k de los constituyentes presentes (Tabla 7). En la Figura 22 se muestra la sección transversal Barredo-Figaredo en la que se muestran las conductividades térmicas de las unidades geológicas atravesadas.

Considerando la temperatura en superficie, se corrigieron la temperatura y las conductividades térmicas calculadas cada 25 m hasta los 700 m de profundidad, obteniéndose una reducción en el valor de k de entre el 4 y el 6%.



Paquete minero	Clasificación petrográfica	Porosidad (%)	k ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	k media ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)
Entrerregueras	Sublitarenita	22,37	3,58	2,49
	Grauvaca lítica	14,56	2,46	
	Lutita	4,76	1,73	
	Grauvaca lítica	3,74	2,85	
Sotón	Cuarciarenita	10,32	3,98	2,40
	Lutita	4,4	1,64	
	Litarenita	3,42	4,34	
	Lutita	3,05	1,65	
María Luisa	Cuarzovaca	6,49	2,96	2,95
	Cuarzovaca	10,2	2,65	
	Lutita	4,16	1,69	
	Litarenita	5,01	4,68	
San Antonio	Lutita	16,4	1,42	2,33
	Litarenita	9,7	4,47	
	Grauvaca calcarenítica	32,5	2,21	
	Cuarzovaca	8,3	2,59	
	Litarenita (matriz del conglomerado)	13,8	4,07	
	Ortoquarcita (canto de conglomerado)	28	2,93	
	Grauvaca calcarenítica	11,6	3,43	
	Lutita	10,6	1,48	
	Grauvaca	7,5	2,35	
	Litarenita	17,9	3,35	
Generalas	Litarenita (matriz de conglomerado)	32,8	2,75	2,49
	Cuarciarenita (canto de conglomerado)	18,4	4,67	
	Lutita	11,2	1,51	
	Litarenita	9,7	3,84	
Caleras	Sublitarenita	5,98	4,89	4,47
	Wackestone microbial	3,35	2,87	
	Cuarzovaca	1,07	3,85	
	Grauvaca lítica	1,33	4,69	

Tabla 7. Porosidad y conductividad térmica de las muestras tomadas



TIPO DE ROCA	REFERENCIA	k ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	
		Rango	Media
Arenisca	Cuenca Barredo-Figaredo	2.18-4.89	3,51
	Mossop y Gafner (1951)	1.46-3.22	1.97
	Bullard y Niblett (1951)	2.51-3.22	2.77
	Birch (1954)	2.13-4.27	2.83
	Clark (1966)		2.5
	Dortman (1976)	0.38-5.17	1.66
	Cermák y Rybach (1982)	0.9-6.50	2.47
	Jessop (1990)	1.88-4.98	3.72
Lutita	Cuenca Barredo-Figaredo	1.42-1,73	1,59
	Benfield (1947)	1.17-1.76	1.49
	Mossop y Gafner (1951)	1.97-2.87	2.38
	Bullard y Niblett (1951)	1.26-1.80	1.36
	Clark (1966)		1.1
	Blackwell y Steele (1989)		2.1
	Cermák y Rybach (1982)	0.55-4.25	2.07

Tabla 8. Conductividad térmica de las rocas sedimentarias (recopilado de Clark (1966), Schön (2011) y Middtømme ay Roaldset (1999)), comparada con los valores del área de estudio

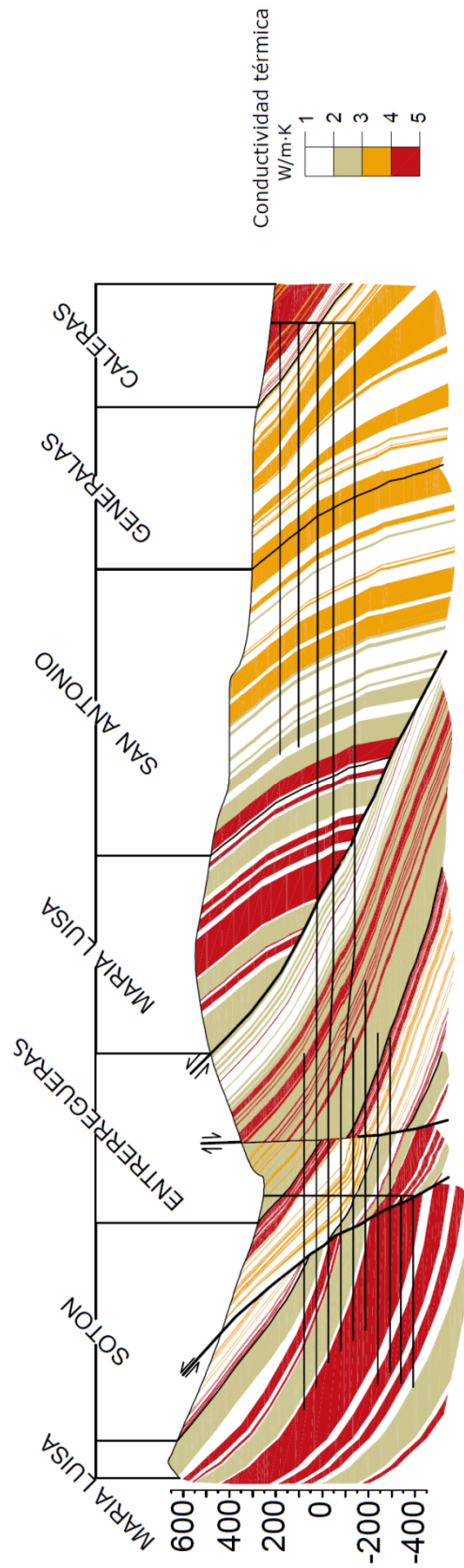


Figura 22. Corte transversal definido por los pozos Barredo y Figaredo mostrando las conductividades térmicas de las unidades geológicas atravesadas



5.5.1 Influencia de la conductividad térmica en la temperatura del agua

Para determinar la influencia de la conductividad térmica en la temperatura del agua se han realizado dos modelos numéricos, uno con una K de $1,4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ y otro con $5 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ (valores similares a los mínimo y máximo obtenidos para los paquetes mineros del embalse Barredo-Figaredo). Los modelos se hicieron según la sección transversal que une los pozos Barredo y Figaredo, teniendo en cuenta la topografía y las propiedades de los materiales presentes. Para ello se usó el paquete informático FEFLOW y se consideró la situación actual, donde se está bombeando un caudal equivalente a la recarga en el sistema, con el fin de mantener estable el nivel piezométrico.

El modelo conceptual asume un medio isotrópico, heterogéneo, poroso y uniforme. Las simulaciones se hicieron siguiendo el modelo saturado/variablemente saturado (Ecuación de Richards). Dado que los materiales de estudio son muy poco permeables, se consideró que los flujos laterales eran despreciables, por lo que la recarga al sistema únicamente procede de la infiltración desde el río Turón, que fue modelado como pozos de inyección, y de la lluvia útil.

La temperatura media superficial varía entre 9°C en invierno y 20°C en verano, sin embargo para la simulación se consideró una temperatura media anual de 13°C . En el borde inferior del modelo se aplicó el flujo geotérmico de $65 \text{ mW}/\text{m}$ (Renz *et al.* 2009).

Como condiciones iniciales, se tomó una temperatura del macizo rocoso que variaba entre 9°C en la superficie y 30°C en las zonas más profundas, considerando el gradiente geotérmico de $0,03 \text{ }^\circ\text{C}/\text{m}$. La temperatura del agua de recarga se tomó igual a la media ambiente (13°C).

En la Figura 23 se muestra la sensibilidad de los modelos numéricos al parámetro k . Las Figura 23-a y Figura 23-b muestran los mapas térmicos obtenidos tras 30 años de simulación usando valores constantes de conductividad térmica (mínimo y máximo ya indicados). Puede observarse que cuanto menor es la conductividad térmica del macizo menos se modifican las condiciones iniciales de temperatura tras la simulación. En la Figura 23-a la zona próxima a la superficie mantiene una temperatura baja, mientras que si se aumenta la k , al tener una mayor capacidad de transferencia de calor, el agua infiltrada a 13°C ejerce una mayor influencia haciendo la zona más cálida. Sin embargo, al aumentar la profundidad, sobre todo el

entorno del pozo Figaredo, donde se produce una mayor infiltración procedente del río, el macizo, inicialmente a alta temperatura, se enfría más cuanto mayor sea la K.

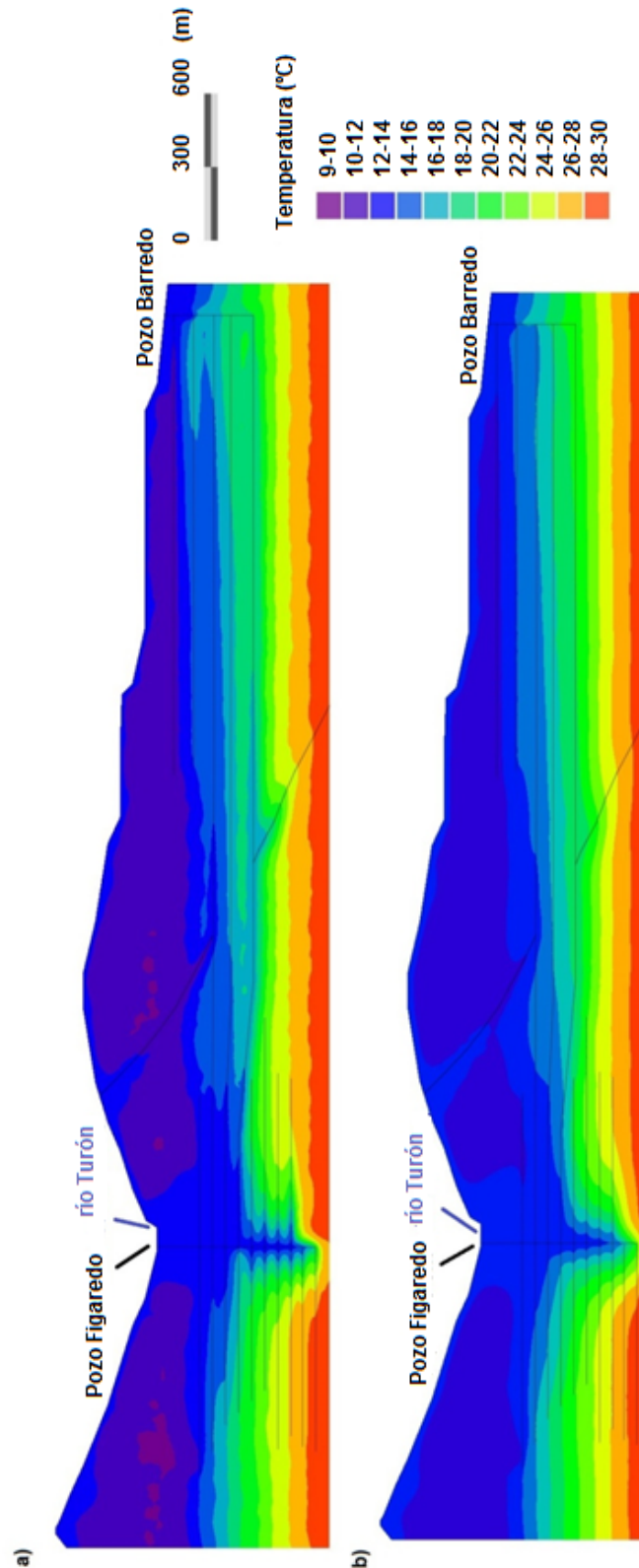


Figura 23. Mapas térmicos del embalse minero Barredo-Figaredo tras 30 años de simulación, considerando unas conductividades térmicas constantes de 1,4 (a) y 5 (b) W/(m·K)



5.6 Modelo numérico

5.6.1 Modelo hidrogeológico conceptual

Como ya se explicó en el apartado Interconexiones del embalse minero Barredo-Figaredo con explotaciones colindantes., las labores mineras de la zona de estudio aumentan la porosidad secundaria del macizo rocoso y, por tanto, la infiltración del agua de lluvia, que en condiciones naturales circularía preferentemente como escorrentía superficial.

Dado que existe una gran diferencia de porosidad y conductividad hidráulica entre las zonas minadas y el macizo inalterado, el agua infiltrada descenderá y circulará principalmente a través de galerías mineras, talleres, transversales y cañas de los pozos, siendo evacuada a través de bombeos hacia el exterior y vertida a cauces próximos. Este agua de lluvia infiltrada, en la zona de estudio, constituye el principal aporte de la escorrentía subterránea.

Las conexiones a través de galerías y transversales permiten una circulación libre del agua; por otra parte, las capas explotadas, que generalmente están hundidas o rellenas de estériles, presentarán una conductividad variable en función del tipo de relleno, y el macizo fracturado presentará una permeabilidad a la circulación del agua menor. Por lo tanto, y como ya se comentó, se considera que el conjunto de labores que forman el embalse minero Barredo-Figaredo, constituyen un sistema hídrico único en el que el agua circula preferentemente por las galerías y los transversales, mientras que lo hace más lentamente a través de las capas explotadas y del macizo rocoso.

El pozo Barredo representa el punto más bajo de intersección del sistema hídrico con la superficie, por lo tanto representaría, en caso de inundación del sistema, un punto de descarga natural.

5.6.1.1 Balance hídrico de la cuenca de afección.

El balance hídrico se hace considerando el principio de conservación de la masa, es decir, que la diferencia entre lo que entra y sale ha de ser igual a la variación en el almacenamiento (Martínez-Alfaro *et al.*, 2006). Si consideramos que en un periodo de tiempo largo no existe una variación significativa de almacenamiento, tenemos que las entradas y las salidas al sistema serán iguales.



En este estudio se han tenido en cuenta los volúmenes desaguados por los pozos Barredo y Figaredo para determinar la infiltración en la cuenca de afección del embalse minero. Para ello ha de tenerse en cuenta que una parte de esta infiltración procede del caudal del río que percola a través de las zonas fracturadas hacia el embalse minero y otra a una fracción de lluvia útil sobre la cuenca, no considerándose, como ya se ha dicho, flujos laterales desde otros acuíferos debido a la muy baja permeabilidad de los materiales del macizo.

Por lo tanto, teniendo que las únicas salidas del sistema son los caudales desaguados por los pozos Barredo y Figaredo, y las entradas los valores anuales estimados para la infiltración de lluvia útil y las pérdidas de caudal del río, se puede realizar un modelo conceptual de balance hídrico para un año medio. Para ellos se ha supuesto que:

- Durante la fase de bombeo, se extraía todo el agua infiltrada, por lo que se tomará una infiltración anual igual al volumen bombeado al año en el conjunto de los pozos Barredo y Figaredo.
- El caudal de los ríos corresponde, durante la fase de bombeo (que mantiene el nivel piezométrico por debajo del lecho del río), básicamente a escorrentía superficial, lo cual no es estrictamente correcto, pero se considera suficientemente preciso para los objetivos de este estudio, en el que se pretende únicamente hacer una estimación global simplificada del balance anual de la cuenca.

En la Figura 24 se esquematiza el modelo conceptual del balance hídrico calculado según lo siguiente:

- Área de la cuenca de afección: 17,4 km²
- Precipitación en la cuenca de afección (P): 1130 mm = 590 l/s
- Precipitación útil en la cuenca de afección (P_{útil}): 570 mm = 300 l/s
- Infiltración por lluvia: $I_p = 0,23 \cdot P_{\text{útil}} = 131,1 \text{ mm} = 69 \text{ l/s}$
- Evapotranspiración real: $ETR = P - P_{\text{útil}} = 560 \text{ mm} = 290 \text{ l/s}$
- Pérdidas del río Turón hacia el interior de la zona minada: $I_r = 61 \text{ l/s}$
- Caudal medio del río Turón a la salida de la cuenca de afección: 700 l/s
- Caudales bombeados por los pozos Barredo y Figaredo (Tabla 4) ~ Infiltración $I = 130 \text{ l/s}$
= Extracción por Barredo (46 l/s) + Extracción por Figaredo (84 l/s)
- La diferencia entre P_{útil} e I_p (unos 230 l/s) generaría escorrentía superficial

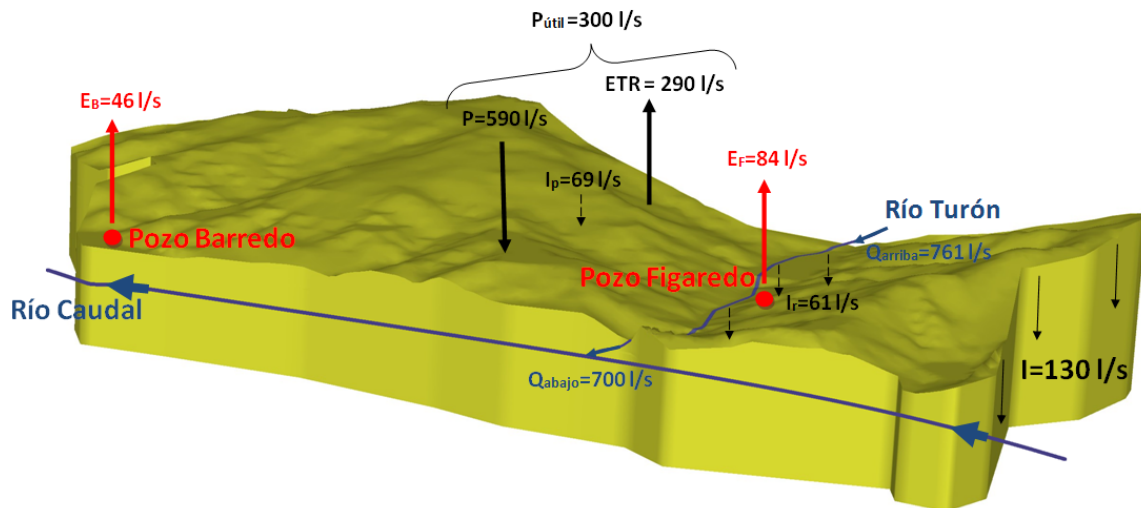


Figura 24. Modelo conceptual para un año medio del balance hídrico en la cuenca de afección del embalse minero Barredo-Figaredo

El área a modelar abarca $17,4 \text{ km}^2$ que se corresponden con la cuenca de afección del embalse minero Barredo-Figaredo delimitada según lo expuesto en el apartado 4.1.1. La zona de simulación abarca principalmente el área alterada y las labores mineras, rodeadas por el macizo inalterado y prácticamente impermeable, que hace que el sistema se comporte como una "caja" en la que no se consideran aportes laterales, siendo la recarga superficial el único aporte de agua al sistema. En la Figura 25 se muestra un esquema del funcionamiento del sistema. La zona de interés está atravesada de este a oeste por el río Turón, que pierde parte de su caudal como infiltración al embalse minero.

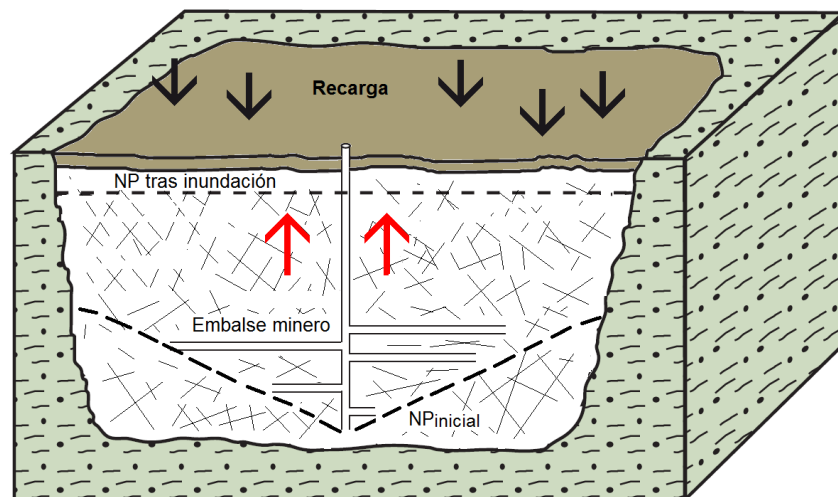


Figura 25. Esquema de funcionamiento de un embalse minero que encaja en materiales de muy baja permeabilidad



El objeto de este modelo es calibrar los parámetros hidráulicos del embalse minero para reproducir el ascenso del nivel de agua durante el proceso de inundación de los pozos Barredo y Figaredo y poder predecir el comportamiento térmico del sistema bajo diferentes escenarios de funcionamiento. Para ello, a partir de la información recabada, se simuló las condiciones hidrogeológicas del sistema durante el periodo de inundación (fase de calibración), para posteriormente simular posibles escenarios futuros.

5.6.1.2 Materiales considerados en el modelo

Una vez identificadas las unidades estratigráficas, la geología y el marco hidrogeológico de la zona, así como las labores mineras y sus conexiones, se optó por dividir la zona de estudio en tres tipos de materiales con un rango de valores característicos de conductividad hidráulica, porosidad y almacenamiento específico.

- **Estructuras mineras:** se corresponden con las cañas de los pozos y las galerías de acceso a las labores mineras que aún se mantienen abiertas. Las cañas de los pozos tienen un radio de 2 m. Como simplificación, se han considerado todas las galerías como túneles de igual geometría, con una sección transversal de 8 m² (altura de 2,5 m.). Estas zonas tienen alta conductividad hidráulica y porosidad.
- **Material alterado:** es aquel que se vio afectado por las extracciones mineras y por la fracturación, teniendo una mayor porosidad y conductividad hidráulica que el macizo virgen circundante. Estas zonas se extienden entre galerías, ya que, se ha considerado que por cada nivel únicamente se extraían las toneladas ubicadas entre este nivel y el superior. Para estos tramos de material alterado se partió de las porosidades calculadas en función de la cantidad de material extraído y del hueco dejado (ver Jardón, 2010). El resto de propiedades hidráulicas fueron calibradas durante la simulación de la fase de inundación.

Estos dos tipos de materiales, que se corresponderían con los huecos mineros residuales, son los que definen la capacidad del embalse. Es por estas estructuras por las que fluirá preferentemente el agua, con velocidades relativamente altas. En contraste, la velocidad en las zonas de macizo inalterado será mucho más baja.

- **Material inalterado:** se corresponde con el macizo rocoso que no sufrió fracturación por la actividad minera. Rodea a las zonas de huecos mineros residuales.



5.6.2 Modelo

5.6.2.1 Modelo 2D

En una primera fase se realizó un modelo 2D vertical con el fin de poder calibrar las propiedades térmicas e hidrogeológicas del embalse minero Barredo-Figaredo. Este modelo se realizó según la sección transversal que pasa por los pozos Barredo y Figaredo, considerando las labores mineras, las conexiones entre ellas (Figura 26-a) y la topografía, y extendiéndose dentro de los límites de la cuenca de afección del embalse minero.

Como estructuras mineras se consideraron las cañas de los pozos y las proyecciones de las galerías en la sección, tal y como se muestra en la Figura 26-b. Estas estructuras son huecos abiertos con una porosidad del 100% y una alta conductividad hidráulica (1 m/s).

El material alterado se extiende entre las zonas de galería. Sus propiedades hidráulicas fueron estimadas mediante calibración. La porosidad de estas zonas se estimó a partir del estudio de los planes de labores, teniendo en cuenta la cantidad de material extraído y el hueco dejado, llegándose a los siguientes valores:

BARREDO		FIGAREDO	
TRAMO	POROSIDAD	TRAMO	POROSIDAD
Planta 1-Superficie	0,20	Planta 1-Superficie	0,07
Planta2-Planta1	0,22	Planta2-Planta1	0,02
Planta3-Planta2	0,05	Planta3-Planta2	0,02
Planta4-Planta3	0,13	Planta4-Planta3	0,02
Planta5-Planta4	0,09	Planta5-Planta4	0,09
		Planta6-Planta5	0,14
		Planta7-Planta6	0,08
		Planta8-Planta7	0,08
		Planta9-Planta8	0,11
		Planta10-Planta9	0,10

Tabla 9. Porosidad por tramos del material alterado en el modelo 2D

El macizo inalterado se corresponde con una secuencia de conglomerados, areniscas y lutitas, con intercalaciones de capas de carbón, con una permeabilidad nula o prácticamente nula. A pesar de que geológicamente se observan diferentes materiales, para la realización del modelo y como simplificación se consideró todo el macizo inalterado como un único material con porosidad del 0,1% y conductividad de 10^{-7} m/s (valor semejante al que podría tener una pizarra (lutita) y al medido por Fandos *et al.* en 2004). Además, se ha considerado la posible influencia de la Falla Barredo, a la cual se le ha dado una porosidad menor del 1% y una



conductividad hidráulica de 10^{-3} m/s, aunque se ha comprobado que dicha falla no tiene un gran efecto sobre el sistema.

El modelo conceptual asume un medio poroso isótropo, heterogéneo y no confinado, trabajándose con un modelo saturado/variablemente saturado (Ecuación de Richard). Se ha establecido una condición de contorno Tipo 2 (Neumann boundary condition) fijándose la entrada de agua a través de la superficie por la infiltración de la lluvia. La recarga debida al río se ha considerado como pozos de inyección con un caudal medio de infiltración del río Turón en el tramo de río interceptado por la sección del modelo 2D. En este tramo el río tiene una anchura de 12 m, por lo que considerando el área del cauce río entre las estaciones de aforo de Peñule y La Veguina, la cual es de unos 28700 m², y las pérdidas del río hacia las labores mineras (5300 m³/d), tenemos que la recarga en el modelo 2D debida a la infiltración del río es de 2,22 m³/d.

Mientras que en superficie (límite superior) se ha establecido como condición de contorno una temperatura de entrada del agua variable en función de la temperatura ambiente diaria, en el borde inferior se ha definido un flujo de calor geotérmico constante de 65 mW·m⁻², valor utilizado en modelos análogos por considerarse el flujo medio de calor en la corteza continental (Renz *et al.*, 2009) y comparable con los valores locales encontrados en estudios europeos, como el Atlas de recursos geotérmicos de Europa (European Comission, 2002) . Como condiciones iniciales de temperatura del macizo, se ha trabajado con un gradiente térmico (0,03 °C/mde acuerdo con datos locales presentados en European Comission, 2002) que hace variar su temperatura de 13°C en la superficie a 25°C en la zona más profunda del modelo.

Calibración

Para definir hidrogeológicamente el modelo se realizó una calibración previa de los parámetros hidráulicos de los materiales representados, comparando los niveles de inundación modelados con la conocida evolución temporal de la cota del nivel de agua durante el proceso de inundación del sistema, alcanzándose un cociente de correlación de Pearson de 0,93 para el modelo 2D.

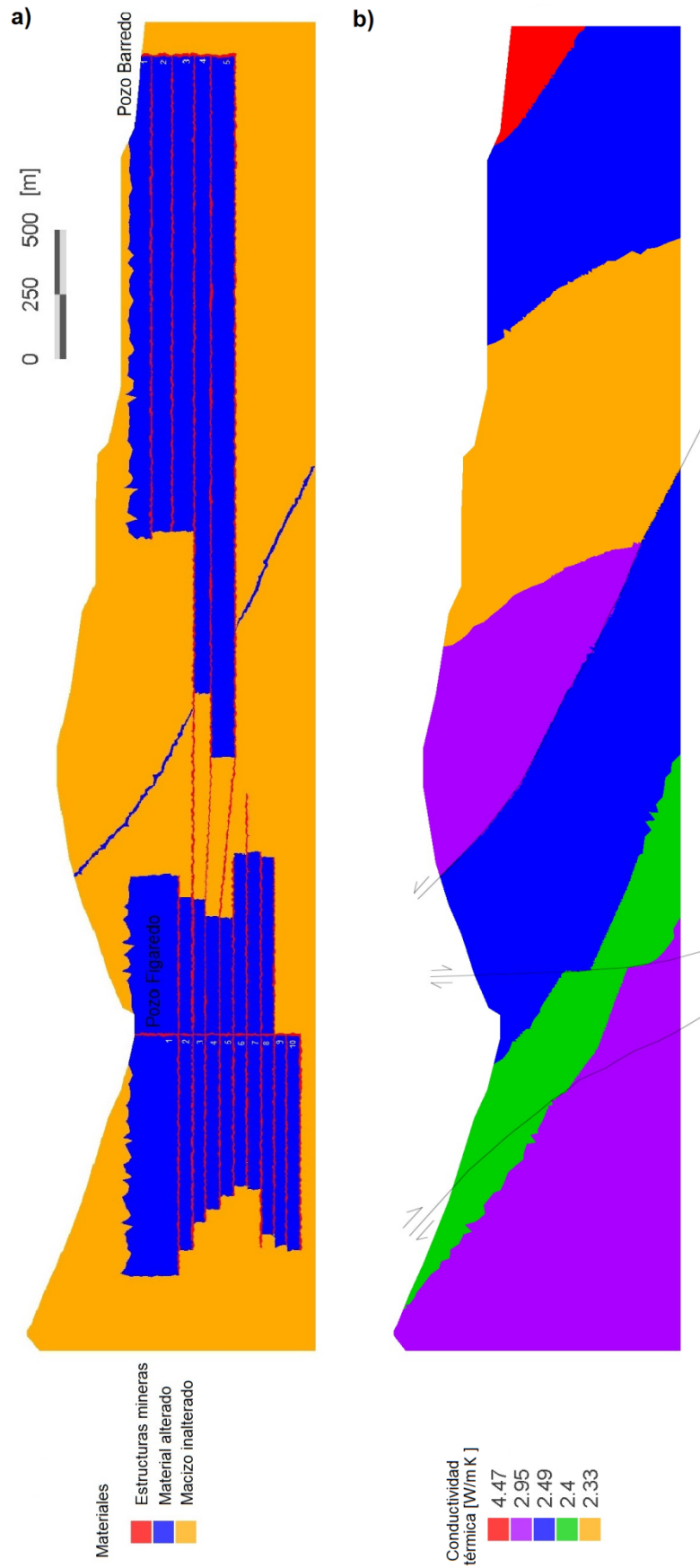


Figura 26. a) División área a modelar en el modelo 2D. b) Valores de la conductividad térmica en el modelo 2D



En este modelo, se consideró un flujo de entrada debido a la infiltración del agua de lluvia con un caudal variable igual a la infiltración real que hubo durante el periodo de inundación de los pozos, sin que haya extracciones. La simulación parte de una cota para el nivel de agua de -184 m.s.n.m., ascendiendo hasta cota de 150 m.s.n.m. en 295 días.

En la siguiente tabla se muestran los valores de los parámetros hidráulicos para cada una de las zonas tras la calibración del modelo:

ZONA	Conductividad hidráulica k (m/s)	Saturación residual Sr	Saturación máxima Ss	VALORES DE VAN GENUCHTEN	
				α	n
Estructuras mineras	1	0	1	4,3	1,2
Material alterado	$2 \cdot 10^{-4}$	0,0035	1	4,69	2,57
Macizo inalterado	10^{-7}	0,0009	1	4,3	1,2

Tabla 10. Valores hidráulicos de los materiales presentes en el modelo 2D tras la calibración

5.6.2.2 Modelo 3D

Los resultados del modelo 2D permiten plantear distintos escenarios de funcionamiento del sistema geotérmico y estudiar la influencia de los parámetros del macizo. Sin embargo, este modelo no da información volumétrica, por lo que es interesante desarrollar un modelo en tres dimensiones (Renz *et al.*, 2009).

En primer lugar se suavizó el contorno de la cuenca de afección, llegándose a un dominio de simulación, con un área de 18 km². Dicho modelo se ha generado a partir de 110 capas, con una cota inferior de -494 m.s.n.m. y una altura que varía en función de la topografía entre 200 y 900 m.s.n.m. La última capa (a -450 m.a.s.l.) se ha localizado lo suficientemente profunda para asegurar que sea un contorno impermeable, sin influencia de las galerías ni del macizo alterado. El modelo cuenta con más de 3,9 millones de elementos prismáticos triangulares, con unos 2 millones de nodos.

Para la realización del modelo 3D ha sido necesario hacer una serie de simplificaciones debido a la complejidad tridimensional de las galerías mineras, que dificultaba la simulación. Por ello se ha creado para cada nivel de galerías una capa de 2,5 m de espesor en la que se representan las galerías como la envolvente a estas, con una porosidad del 10% y una conductividad hidráulica de 0,5 m/s. En torno a estas áreas y representando las zonas de material alterado entre galerías se ha construido una aureola con porosidad efectiva del 1%. Se han mantenido los pozos mineros con el 100% de porosidad (Figura 27), estableciéndose una

aureola en torno a ellos del 10% de porosidad y 0,5 m/s de conductividad hidráulica para facilitar el flujo al interior de los mismos. En cuanto al macizo inalterado se le ha asignado, como se ha comentado con anterioridad, una porosidad del 0,1% (Figura 28).

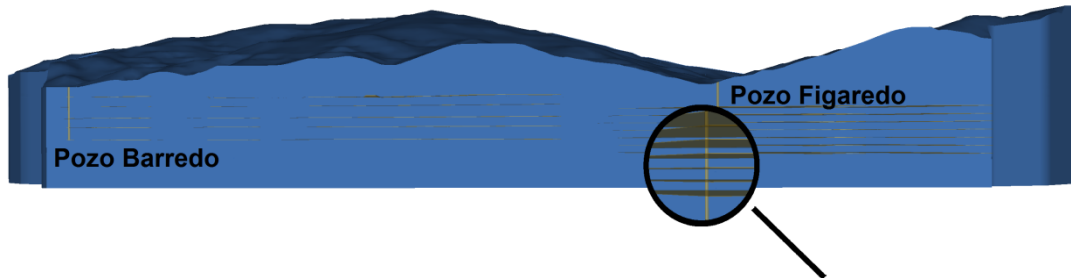


Figura 27. Distribución de los niveles de galerías y los pozos en el modelo 3D

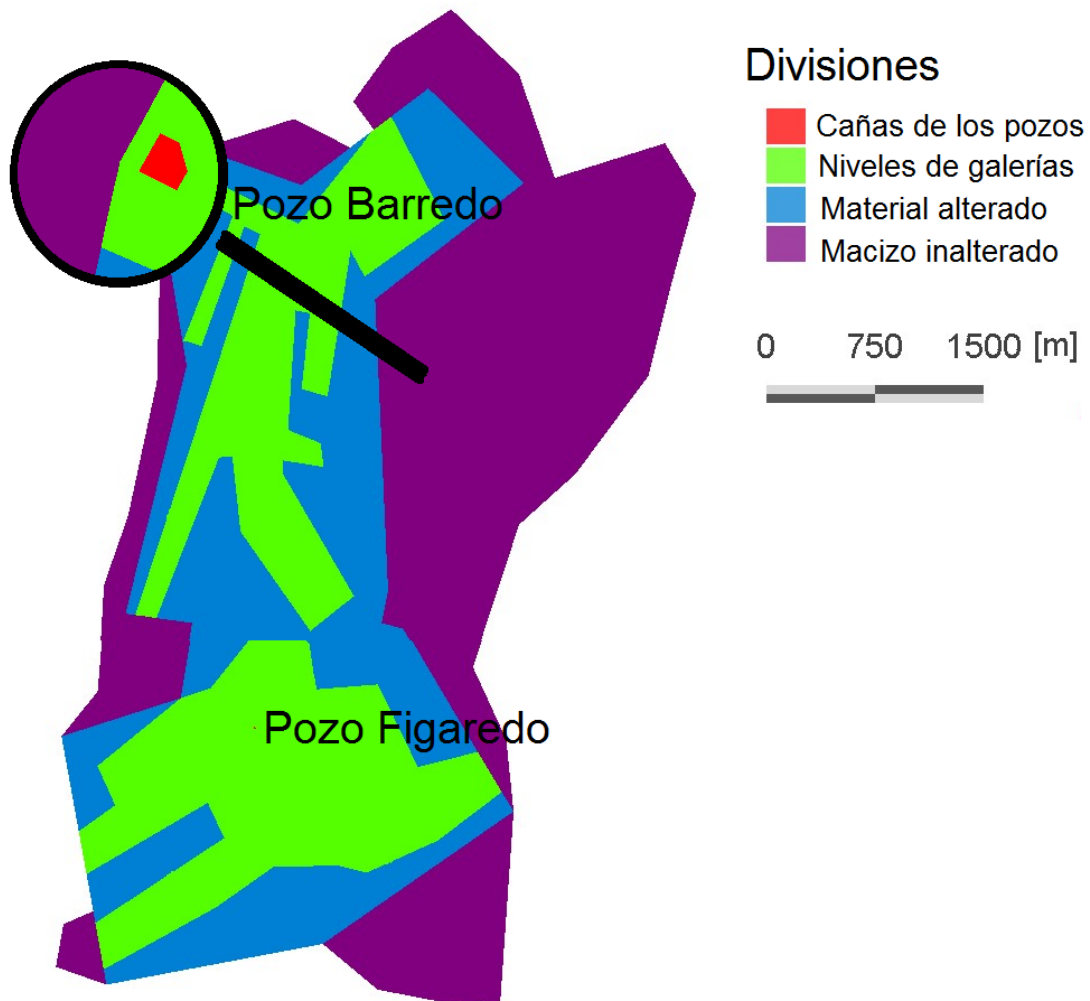


Figura 28. Vista en planta de las divisiones en el modelo 3D



Análogamente al modelo 2D, las conductividades hidráulicas consideradas para el macizo inalterado, el material explotado y los pozos mineros han sido de 10^{-7} , $2 \cdot 10^{-4}$ y 1 m/s, respectivamente.

Las condiciones de contorno para el modelo 3D son equivalentes a las tomadas en el modelo 2D. En primer lugar se simuló el periodo de inundación con los valores diarios de recarga y temperatura. Como simplificación se ha tomado una conductividad térmica media para todo el modelo de $2,86$ W/m·K.

El cociente de correlación de Pearson entre el nivel de agua durante el periodo de inundación del embalse minero Barredo-Figaredo en el modelo y en la realidad para el modelo 3D fue de $0,97$.

5.6.3 Escenarios

Sobre la base del modelo resultante de la fase de inundación se plantearon los distintos escenarios de uso geotérmico del agua de mina. Estos modelos se inician tras el periodo de inundación, en el que se volvieron a establecer los bombeos en las labores mineras para mantener el nivel de agua a una cota aproximada de $+150$ m.s.n.m. Por lo tanto, en esta segunda fase de la simulación se consideraron extracciones en ambos pozos, de forma que se mantuviese un balance de flujo de agua en el sistema nulo (entradas=salidas).

La propuesta de escenarios a simular considera diferentes posibles situaciones que se pueden dar en periodos largos de tiempo (30, 60 y/o 90 años). Los escenarios planteados son:

Escenario 1: contempla continuar con el ritmo actual de explotación del embalse durante los próximos años. El agua de mina tras ser aprovechada como recurso geotérmico para suministrar calor y/o refrigeración es vertida al río Caudal. Para ello los bombeos mantienen el nivel piezométrico a la cota de $+150$ m.s.n.m., sin que haya más infiltración que la debida a la lluvia (infiltración media anual) y a las pérdidas debidas al río.

Escenario 2: En un segundo escenario se consideró también la generación hidráulica mediante el empleo de microturbinas con el retorno de parte del agua bombeada tras pasar por las bombas de calor. De acuerdo con Jardón *et al.* (2013), un uso óptimo del sistema geotérmico necesitaría un retorno de un 40% del total de agua bombeada, que sería reinyectada en el embalse tras su uso. Esta agua retorna a 15°C , lo que se corresponde a la



temperatura del agua a la salida de las bombas de calor tras un ciclo geotérmico. La reinyección se realizó en el pozo Figaredo para que no afectase a la temperatura del agua bombeada en Barredo.

Ambos escenarios han sido simulados para periodos de tiempo de 30, 60 y 90 años, considerando una recarga y una temperatura del agua de infiltración medias.

Escenario 3: Como complemento al modelo hidrológico se realizó un modelo 2D según la sección que une los pozos Barredo y Figaredo. El objetivo de este escenario es predecir la variación de la temperatura del agua en función de la recarga del río. Para ello se consideró un periodo de 30 años, teniendo en cuenta una precipitación media y una infiltración del río un 20% superior al valor medio obtenido.

5.6.4 Análisis y descripción de los resultados de simulación

En la Figura 29 se muestran los mapas térmicos de la sección Barredo-Figaredo (2D) tras 30 años de simulación, considerando los escenarios 1 y 2. El agua de recarga fluye preferentemente por las galerías mineras enfriándolas, mientras que el macizo mantiene una temperatura más estable. Al cabo de 30 años de simulación, si el sistema se explotase como en la actualidad, el agua estaría a 19°C a la profundidad de bombeo del pozo Barredo, por lo que la temperatura se habría reducido entre 1 y 3°C. Esta reducción entra dentro de las fluctuaciones naturales del sistema. Sin embargo, se observan temperaturas menores en el entorno del pozo Figaredo, donde se alcanzan valores de 17°C en los primeros niveles mineros. Esta temperatura, 2°C inferior a la que se observa en Barredo, puede deberse a la mayor infiltración en la zona procedente del río Turón. Se observa también que la falla de Barredo actúa como una zona de flujo preferente; sin embargo no tiene una influencia significativa en la temperatura del sistema.

La Figura 30 muestra las temperaturas en el modelo 3D, en las condiciones del escenario 1. Los resultados del modelo tridimensional son coherentes con los del modelo 2D; sin embargo, el descenso de temperaturas en torno al pozo Figaredo es más acusado en el modelo 3D.

Los resultados de los modelos 2D y 3D en los escenarios 1 y 2 son similares. La distribución de la temperatura es análoga en ambos escenarios. Aunque la temperatura de retorno es 2°C mayor que la temperatura de la lluvia y del río, su continua reinyección y



bombeo en el pozo Figaredo hacen que se establezca una especie de bucle y el efecto se diluya. Además, el bombeo en Figaredo en el caso del segundo escenario es mayor, siendo igual a la recarga natural más el flujo reinyectado, con el objetivo de mantener constante la cota del nivel piezométrico.

Para simulaciones más largas (60 y 90 años) se observa que la temperatura se va equilibrando gradualmente con el gradiente geotérmico, alcanzándose un estado estacionario por debajo de las bombas. Se establece así un circuito en el que el agua más fría se mantiene principalmente en la parte superior del embalse, que está siendo constantemente renovado por los bombeos desde los pozos, mientras que en las zonas más profundas se observan temperaturas más altas.

Un incremento del 20% en la recarga proveniente del río (escenario 3), se traduce en un descenso de la temperatura del agua de mina de 1°C a la cota de bombeo tras una simulación de 30 años. Esto justifica el estudio llevado a cabo para determinar un valor medio fiable del caudal infiltrado en el sistema minero procedente del río.

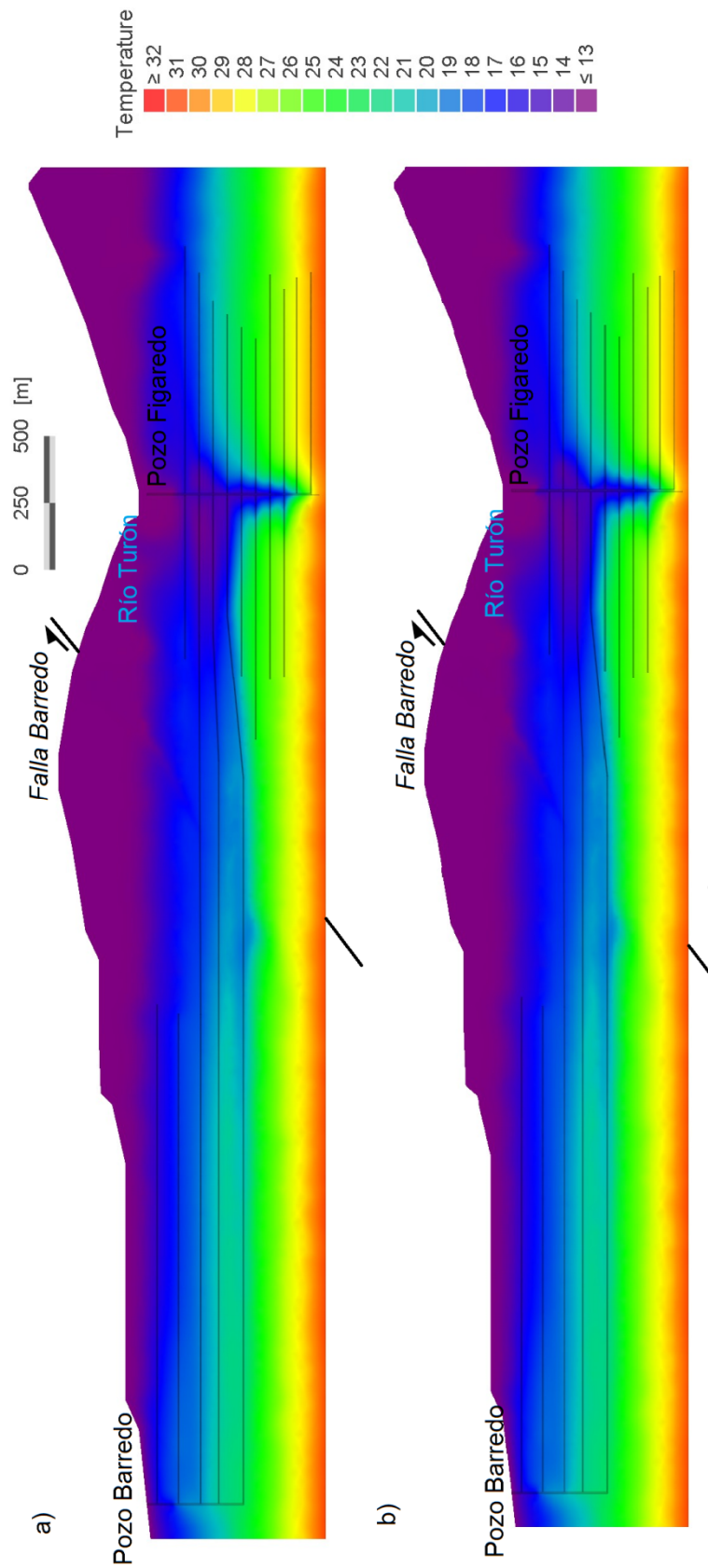


Figura 29. Temperatura en el embalse minero tras 30 años de simulación del modelo 2D; a) escenario 1 sin reinyección; b) escenario 2 con reinyección del 40% del agua bombeada en el embalse.

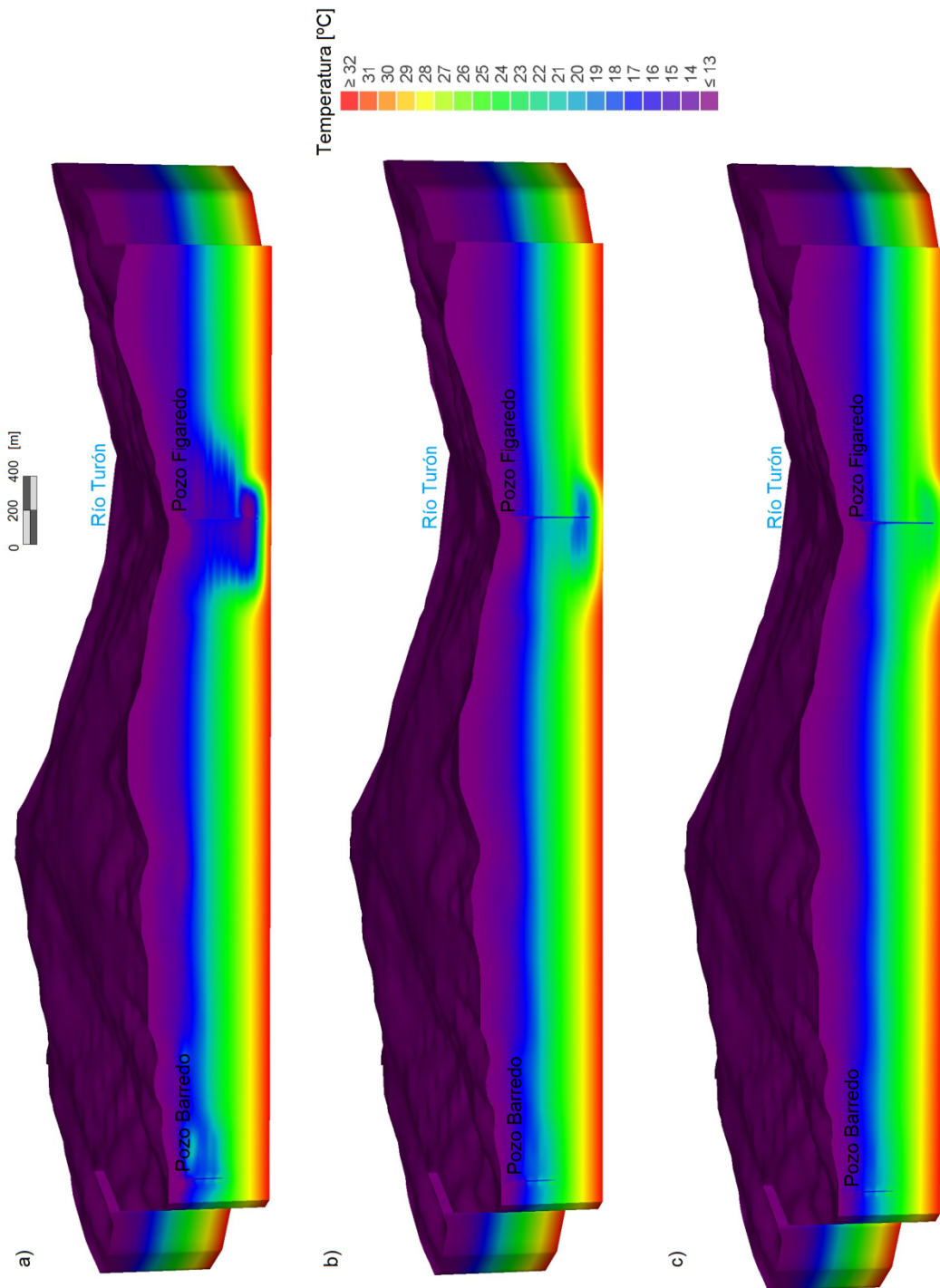


Figura 30. Temperatura en el embalse minero tras 30, 60 y 90 años de simulación (a, b y c. respectivamente) sin reinyección en el modelo 3D



5.6.5 Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad en un modelo hidrogeológico consiste en variar los parámetros hidráulicos y los componentes hidrológicos de entrada de manera sistemática a lo largo de un rango razonable, y observar los cambios en la respuesta del modelo. Esto ayuda a identificar y cuantificar la incertidumbre en el modelo (Foster *et al.*, 2002; Rajapakse, 2009).

Los rangos de variación absoluta de los parámetros del modelo que se han considerado son los siguientes: -20, -10, +10 y +20%, consistiendo en evaluar los porcentajes por separado en cada uno de los parámetros hidráulicos y componentes hidrológicos (cada elemento de prueba se hizo variar en el rango porcentual, dejando a los demás constantes y así, para el resto de los elementos en estudio). Después de hacer las variaciones a los componentes del modelo se generaron configuraciones piezométricas de salida, las cuales se compararon con las configuraciones del periodo de inundación, cuantificándose estas comparaciones.

Rushton (2003) propone la recarga, conductancia en ríos, condiciones de frontera, rendimiento específico y conductividad hidráulica como principales elementos a utilizar en un análisis de sensibilidad. Sin embargo para Herrera *et al.* (2007) la conductividad hidráulica, el almacenamiento específico y la recarga son los parámetros en los que más incertidumbre se tiene. Dado que la recarga ya se analizó con el estudio de los escenarios se optó por utilizar la conductividad hidráulica (k), el almacenamiento específico (S_y) y la saturación residual (S_r) en el análisis del presente modelo.

La Figura 31 muestra los resultados del análisis de sensibilidad entre los niveles piezométricos calibrados durante el periodo de inundación y los niveles piezométricos producidos por su variación aplicada a cada parámetro hidráulico (k , S_r , S_y). La lectura de las curvas se interpreta de la siguiente forma:

- Cuando la variación es cero se entiende que el modelo está calibrado. En el caso de la conductividad hidráulica, cuando el valor es -20% el error relativo es de 0,07 con respecto al modelo calibrado, aumentando hasta 0,24 cuando el valor es del -10%. Sin embargo variaciones positivas (del 10% y del 20%) producen diferencias semejantes en el nivel piezométrico, con un error relativo en torno a 0,12. Se observa que las

variaciones en el nivel piezométrico cuando se modifica la conductividad hidráulica no siguen una norma general.

- En el caso de la saturación residual, una disminución del 10% en este valor provoca un error relativo de 0,03 en el nivel piezométrico, aumentando aquella al disminuir S_r . Si se aumenta el valor de la saturación residual, aumenta el error cometido, con valores de 0,11 para un 10% más de S_r y de 0,22 para un 20% más. Se observa que variaciones negativas de este parámetro influyen menos en el nivel piezométrico que variaciones positivas.
- Finalmente, observamos que el parámetro que más afecta al nivel piezométrico, y de una manera más estable, es el coeficiente de almacenamiento específico. Variaciones del 10%, tanto positivas como negativas, producen un error relativo en torno a 0,23, mientras que si se aumenta la variación 10 puntos porcentuales más, el error relativo asciende hasta 0,46.

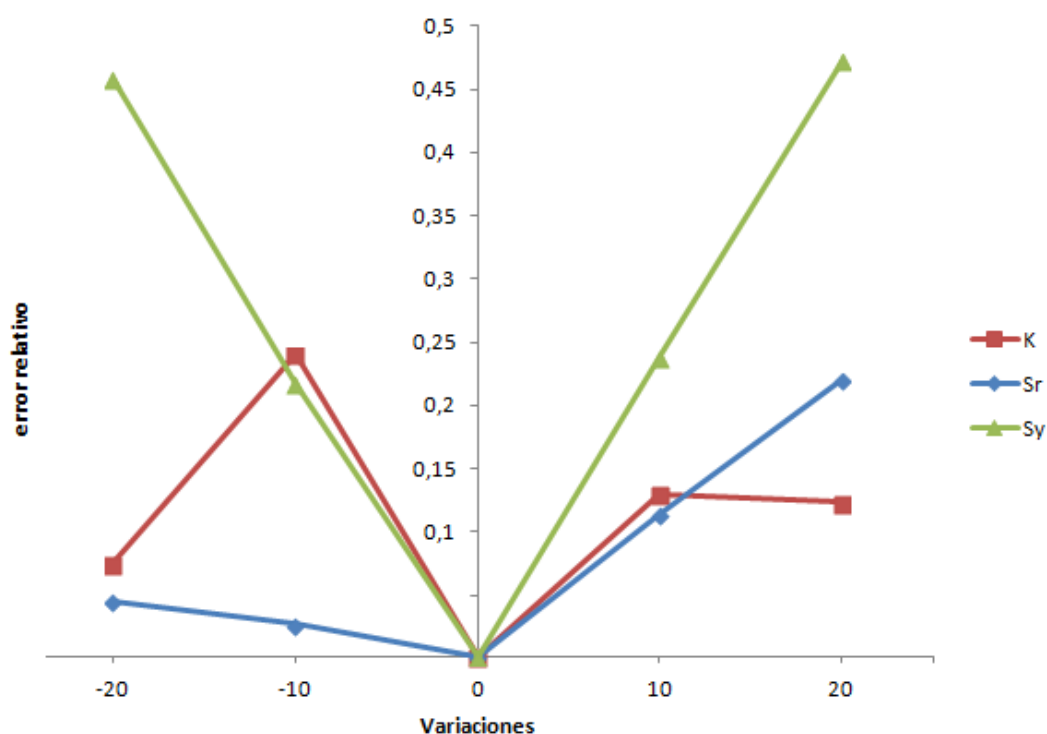


Figura 31. Análisis de sensibilidad para nivel piezométrico (k: conductividad hidráulica; S_r : saturación residual; S_y : coeficiente de almacenamiento específico)



6 CONCLUSIONES

6.1 Conclusiones respecto al estudio hidrológico

La zona de estudio, ubicada dentro de la CCC de Asturias, concentra un gran número de minas subterráneas de carbón cerradas e inundadas, lo que da lugar a almacenes de agua subterráneos en los que se acumulan grandes volúmenes de agua, susceptible de ser utilizada como recurso hídrico y/o energético.

Geológicamente, los paquetes mineros Caleras, Generalas, San Antonio, M^a Luisa, Sotón y Entrerregueras definen el embalse subterráneo estudiado en este caso, constituido por las labores de los pozos Barredo y Figaredo (Mieres). Estos paquetes se caracterizan por la alternancia de tramos continentales arenosos, en los que aparecen las principales capas de carbón, y tramos marinos en los que predominan las litologías lutíticas. En líneas generales, los materiales presentes en la zona incluyen lutitas, limolitas, areniscas (fundamentalmente litarenitas), microconglomerados, conglomerados, calizas y capas de carbón, y depósitos cuaternarios. Estos materiales (a excepción de los más recientes) son predominantemente impermeables por lo que únicamente forman pequeños acuíferos multicapa con permeabilidades y porosidades bajas. La minería desarrollada durante años en la zona ha provocado una alteración del macizo rocoso, facilitando la circulación del agua a través de las galerías abiertas y de las zonas de descompresión. Tanto es así, que se estima que se infiltran unos de 5.300 m³/día de agua del río Turón al embalse minero formado por las labores interconectadas de los pozos Barredo y Figaredo. A esta entrada constante hay que añadirle el 23 % de la precipitación útil que también se infiltra (con un período de retardo de unos 19±5 días) para constituir la recarga total del embalse.

Teniendo en cuenta el hueco residual dejado por las actividades mineras durante la extracción de carbón y el volumen de agua infiltrado durante el periodo de inundación de las labores mineras, se ha estimado que el volumen total del embalse minero Barredo-Figaredo, hasta la cota +150 msnm, es de 5,8 hm³.



6.2 Conclusiones respecto a la modelización hidrológica

Con objeto de estudiar la eficiencia del aprovechamiento del embalse subterráneo formado por las labores mineras tras su cierre e inundación, se elaboró un modelo numérico. Para eliminar la incertidumbre generada por la aleatoriedad de la infiltración durante la implementación del modelo se modelaron y extrapolaron los hidrogramas del río Turón durante un periodo largo de tiempo. Para ello se hizo un seguimiento de 2 años de dicho río, obteniéndose los hidrogramas correspondientes en tres estaciones de aforo (la Granxa, la Vaguina y Peñule) y modelizándose éstos.

Para ello se tomó la lluvia útil en cada una de las subcuencas como caudal de salida de las mismas, considerándose una constante tentativa, I , que representa el incremento de flujo generado por un incremento en la lluvia útil. Tras la calibración de esta constante y del coeficiente de agotamiento, se lograron unos ajustes entre los datos simulados y los reales con unos coeficientes de correlación de Pearson de 0,86, 0,75 y 0,77, para cada una de las tres subcuencas respectivamente. Durante el periodo de monitorización de 2 años el caudal medio simulado en las tres estaciones de aforo difiere entre un 1,6% y un 5% del real.

La intensa actividad minera en la desembocadura del río provoca el aumento de la permeabilidad, lo cual se ve reflejado en la disminución del coeficiente de agotamiento, el cual, según nos alejamos de la cabecera del río (la Granxa) y nos acercamos a su desembocadura en el río Caudal (Peñule) pasa de 0,089 a 0,059.

El bajo aporte de caudal base, característico de una cuenca inicialmente poco permeable que ha sido modificada aumentando su permeabilidad, se manifiesta en unos periodos medios de flujo que aumentan desde la Granxa (7,8) a Peñule (11,7). Los coeficientes de recesión calibrados encajan también con este aumento del caudal base en la zona más minada, pasando de un coeficiente del 0,91 en la Granxa a 0,94 en Peñule.

El tiempo de retorno de las aguas subterráneas estimado a partir de las curvas ajustadas es de 11,2, 14,1 y 16,9 días, aumentando desde la cabecera del río a su desembocadura.

Un aumento en la precipitación de 1 mm/día por m^2 , produce unos incrementos en los caudales de 0,053 y 0,049 l/día en la Granxa y La Vaguina, mientras que en Peñule el aumento



es mucho menor (del orden de 0,028 l/día) debido al descenso del caudal en el río por la infiltración.

Con los parámetros seleccionados y el modelo definido se realizaron los hidrogramas simulados en las tres estaciones de aforo para un conjunto de datos de precipitación de 30 años, obteniéndose una diferencia entre los caudales obtenidos en la Granxa y Peñule de 62 l/s, lo que confirma que la recarga media anual del depósito minero procedente de las pérdidas del río Turón a través de las fracturas, es estable en el tiempo.

6.3 Conclusiones respecto al estudio de conductividades térmicas

Dado que los parámetros mineralógicos y texturales afectan a la conductividad térmica resulta de gran importancia para que el modelo desarrollado sea realista, analizar el tipo de roca (la litología y la textura) para estimar su conductividad térmica. A tal efecto se tomaron 28 muestras representativas de la zona de estudio, las cuales fueron estudiadas mediante microscopía óptica, determinándose así su composición mineralógica. Los resultados muestran que el cuarzo, calcita, fragmentos de roca, moscovita y la matriz arcillosa son los componentes más frecuentes. Se midió además en el laboratorio la porosidad de cada una de las muestras, a partir de la densidad total medida mediante el método de la balanza hidrostática, obteniéndose una porosidad media del 8% para las lutitas, mientras que las areniscas muestran más variabilidad, estando entre un 4 y un 30%.

La conductividad térmica de las rocas representativas se obtuvo por medio de la media geométrica de las conductividades térmicas de sus minerales constituyentes, teniendo en cuenta el efecto de la materia orgánica y de la porosidad, así como de la temperatura. Los valores de las conductividades calculados varían entre 1,42 W/(m·K) para las lutitas y 4,89 W/(m·K) para las sublitarenitas, los cuales están de acuerdo con los valores encontrados por otros autores en materiales análogos. Teniendo en cuenta el espesor de cada una de las litologías en cada paquete minero, se determinó que el paquete San Antonio tiene la conductividad térmica media más baja (2,33 W/m·K), debido a una alta proporción de lutitas, mientras que la conductividad térmica media de paquete Caleras (con mayor proporción de areniscas) es de 4,47 W/(m·K).

Tanto los datos obtenidos mediante el modelo hídrico como las conductividades térmicas y las porosidades determinadas en el laboratorio, proporcionan información valiosa



para la caracterización del embalse Barredo-Figaredo (así como otros posibles embalses en la CCC). Una vez estimados estos parámetros se puede realizar el modelo del sistema con precisión y baja incertidumbre para estimar la temperatura del agua contenida en el embalse al cabo de un cierto tiempo, dependiendo de los escenarios de aprovechamiento contemplados.

6.4 Conclusiones respecto al modelo numérico

Los modelos numéricos definidos representan eficientemente la evolución temporal del nivel de agua dentro del embalse durante el periodo de inundación, con un coeficiente de correlación de Pearson de 0,93 y 0,97 para los modelos 2D y 3D, respectivamente. Este ajuste se logra considerando una conductividad hidráulica del orden de 10^{-4} m/s en las zonas afectadas por la extracción de carbón. Las discrepancias entre los datos observados y los simulados se deben probablemente al hecho de que el embalse no se comporta exactamente con un medio poroso isótropo, tal y como se supuso en el modelo conceptual.

La temperatura del agua dentro del embalse al cabo de 30 años de simulación se reduce ligeramente en el entorno del pozo Barredo (de donde se está bombeando para suministro geotérmico) y se enfría de forma más notable entorno al pozo Figaredo, debido probablemente a la infiltración del río. Esta temperatura no parece sufrir una gran influencia con el hecho de que se produzca o no reinyección de parte del agua usada como recurso geotérmico. La temperatura tras un ciclo de calefacción es ligeramente superior a la temperatura media del agua de recarga natural; sin embargo, el agua reinyectada es bombeada nuevamente, formando un bucle y sin producir cambios significativos en la temperatura del agua del embalse. Para simulaciones más largas, se observa que la temperatura por debajo de las bombas tiende a equilibrarse con la de la roca circundante. El agua fría de recarga entra en el sistema y es bombeada desde una profundidad de 100-200 m, por lo que se establece un equilibrio en el que el agua más caliente se mantiene en las zonas más profundas.

Se comprobó que un aumento del 20% de la recarga procedente de la pérdida de río significa una disminución de 1°C en la temperatura del agua en embalse minero a la cota de bombeo. Esto podría tener implicaciones en el uso geotérmico de la agua de la mina.



Del análisis de sensibilidad realizado al periodo de inundación del modelo, se puede concluir que el coeficiente de almacenamiento específico es el parámetro más sensible con un error relativo medio de 0,34 con respecto al modelo calibrado, y la saturación residual el menos sensible con un error relativo medio de 0,10.

Los resultados obtenidos por los modelos 2D y 3D son muy semejantes. Sin embargo, para poder construir el modelo 3D ha sido necesario asumir mayor número de simplificaciones para reducir su complejidad.

El modelo numérico construido y calibrado puede ser usado en diferentes escenarios de explotación del embalse subterráneo. El modelo hidrogeológico permite desarrollar estrategias de bombeo-reinyección de agua dentro del embalse, mientras que el modelo de transporte de calor puede predecir la temperatura del agua en caso de cambios en el clima y en las necesidades hídricas y energéticas. La metodología aquí expuesta puede ser aplicada a otras zonas mineras abandonadas en la CCC, así como a otras zonas mineras del mundo.

6.5 Recomendaciones y líneas de investigación abiertas

Dada la importancia de la conductividad térmica para la definición del modelo, sería recomendable realizar ensayos de Test de Respuesta Térmica, con el fin de comprobar y ajustar los datos obtenidos en el laboratorio.

Igualmente, sería interesante el estudio en profundidad de las propiedades hidráulicas de la zona de estudio, dada la escasez de datos que de ellas se dispone.

Respecto al modelo numérico, podría intentarse realizar otras simulaciones para diferentes escenarios, así como calibrar los resultados obtenidos en predicciones a corto plazo con los valores reales. Adicionalmente, aplicar otro tipo de modelos a este mismo sistema serviría para evaluar su robustez.

El agua de mina es un recurso natural poco utilizado hasta el momento, pero que mediante una eficaz gestión puede ser usado, reactivando la economía de las zonas mineras y permitiendo así un cese sostenible de las actividades mineras. Por tanto, la futura investigación en un mejor conocimiento y un óptimo aprovechamiento de este recurso queda justificada.



7 TRABAJOS

A continuación se recogen los artículos desarrollados durante la elaboración de esta Tesis. Se presenta para cada uno de ellos una pequeña ficha a modo de introducción.

[1]. Hydrogeological definition and applicability of abandoned coal mines as water reservoirs

Revista	Journal of Environmental Monitoring
Autores	Ordóñez Alonso, Almudena Jardón Palacio, Santiago Álvarez García, Rodrigo Andrés Arias, Clara Pendás Fernández, Fernando
Resumen	En este trabajo se evalúa el uso potencial de las minas abandonadas como depósitos subterráneos, tanto como recurso hídrico como energético. En particular, se estudia el embalse subterráneo formado por las labores mineras de los pozos Barredo y Figaredo. Las aplicaciones aquí desarrolladas pretenden ofrecer una gestión integral de los recursos hídrico de la zona, contribuyendo a la mejora de las condiciones económicas y sociales de zonas de tradición minera.

Hydrogeological definition and applicability of abandoned coal mines as water reservoirs

A. Ordóñez,* S. Jardón, R. Álvarez, C. Andrés and F. Pendás

Received 30th December 2011, Accepted 24th May 2012

DOI: 10.1039/c2em11036a

Hydrogeologically, the Central Coal Basin (Asturias, Spain) is characterized by predominantly low-permeability materials that make up a multilayer aquifer with very low porosity and permeability values, where the sandstones act as limited aquifers, and wackes, mudstones, shales and coal seams act as confining levels. Preferential groundwater flow paths are open fractures and zones of decompression associated with them, so the hydraulic behaviour of the system is more associated with fracturing than lithology. Thus, abandoned and flooded mines in the area acquire an important role in the management of water resources, setting up an artificial “pseudo-karst” aquifer. This paper evaluates the potential application of the abandoned mines as underground reservoirs, both for water supply and energetic use, mainly through heat pumps and small hydropower plants. In particular, the groundwater reservoir shaped by the connected shafts Barredo and Figaredo has been chosen, and a detailed and multifaceted study has been undertaken in the area. The exposed applications fit with an integrated management of water resources and contribute to improve economic and social conditions of a traditional mining area in gradual decline due to the cessation of such activity.

Introduction

Extensive areas of flooded coal mines underlie many populated areas of the world and become an efficient option for water and energy use.¹ Mining operations distort the natural flow of groundwater and create new voids, forming a new “aquifer” or “mining reservoir”, whose resources can be regulated. Mine water has recently been started to be used as a source of low-grade, geothermal energy.^{1–6} Studies of coal mines as underground reservoirs are less numerous, mainly because the poor quality of water from most abandoned coal mines makes it unattractive; for example, T. Cairney⁷ considered in 1973 utilizing disused coal mines as water storage reservoirs. However, the conjunctive use of surface and groundwater stored in a mining reservoir for water supply and energy applications has not been extensively studied.

The study area is located in the Central Coal Basin (hereafter, CCB) of Asturias, in NW Spain (Fig. 1). The CCB, with a mining history extending back to over 200 years, is the main Spanish coal mining district (the largest Carboniferous outcrop of the peninsula), having contributed 70% of the total coal production in the country in the 1990s. The pumped flow in all the mining shafts in the CCB during a hydrological year can be considered equivalent to the annual recharge provided by the effective rainfall.

An average flow of 40 hm³ per year is pumped in the entire coal mining reservoirs in the CCB.⁸ The anthropogenic changes induced by mining should be seen not only as an uncorrectable environmental impact, but as being responsible for the creation of a system which provides new opportunities to exploit.

This paper is organized to provide a description of the hydrogeological setting of the CCB and the results of the investigations carried out in a particular mining reservoir (Barredo–Figaredo), which is characterized in detail, exploring its potential as a water reservoir. The defined methodology can be extended to other coal mining reservoirs, considering their peculiarities.

Dep. Explotación y Prospección de Minas, University of Oviedo, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, c/Independencia, 13, 33004 Oviedo, Asturias, Spain. E-mail: aalonso@uniovi.es; Fax: +34985104245; Tel: +34985104275

Environmental impact

Mine water can be considered and exploited as a water and energy sustainable resource. This article provides a complete definition of flooded mines as “mining reservoirs”, which, hitherto unused, can be regulated and used with clear economic, environmental and social benefits. The employed methodology, applied here to a coal underground reservoir, is exposed in detail, to enable its application to other mining districts in the world.

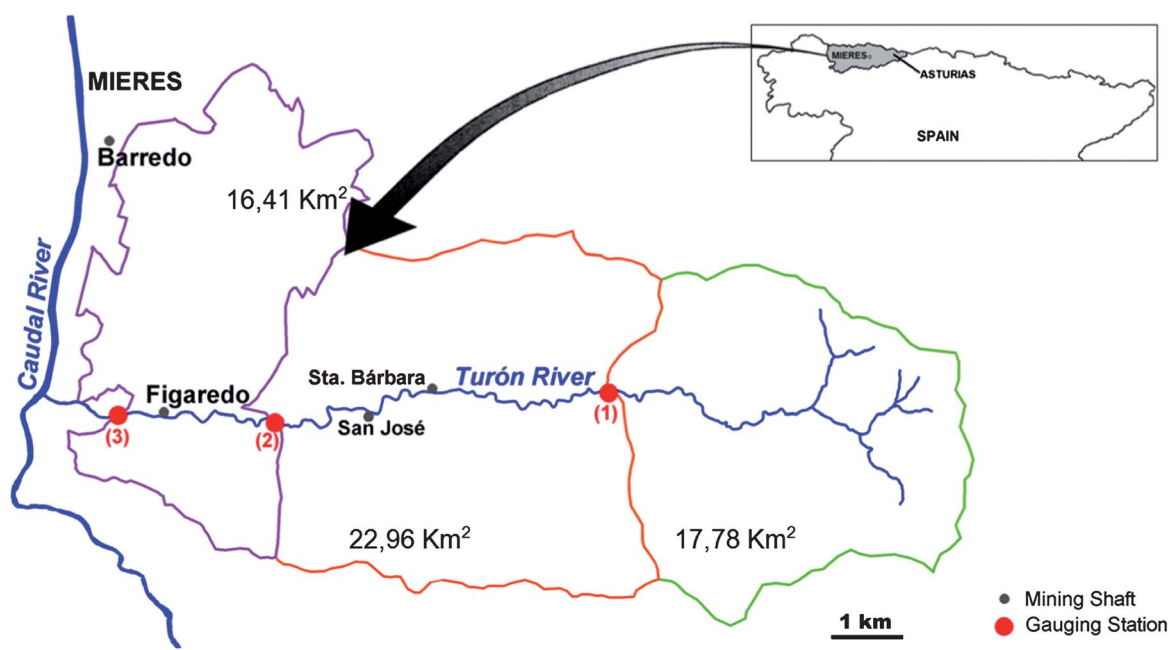


Fig. 1 Location of the studied area, showing gauging stations in the Turón River (CCB) and associated sub-basins.

Description of study area

Climate

The general climate in Asturias is oceanic, with rainfall spread throughout the year and mild temperatures in both winter and summer. A climate study was undertaken taking into account the records of 31 meteorological stations (covering 1170 km², centred in the studied area). Datasets were corrected and completed for a period of 37 years and stable maps of isohyets, isotherms, Thornthwaite evapotranspiration and effective rainfall were obtained. Finally, a detailed climate study of the Turón River valley was undertaken.

It has been found that the average yearly rainfall in the Turón River valley is 1080 mm, of which almost 60% is lost to evapotranspiration, so the annual effective rainfall is 440 mm.

Moreover, the monthly balance estimates that the soil moisture deficit is zero for seven months a year (taking a value of 100 mm of effective reserve). There are deficits in the months of July, August and September and surplus (runoff excess) in the period from November to May. In addition, the effective rainfall is lacking during the summer months.

Geology

The CCB, located within the so-called Palaeozoic unit, is situated in the central part of the Cantabrian Zone (external zone of the Hercynian belt in northwest Spain, following the Iberian Peninsula geological division of Lotze⁹). It occupies an area of about 1400 km² and its sediments reach a maximum thickness of about 6000 m. The CCB presents a wide outcrop of a thick mainly terrigenous synorogenic Carboniferous succession, which begins with Westphalian lutites, limestones and sandstones of the (approximately 2700 m thick) Lena Group, situated on top of the Namurian limestones of the Caliza de Montaña Formation. The Upper Westphalian Sama Group overlies the Lena Group

and comprises lutites, sandstones (predominantly litharenites and sublitharenites), coal beds, some limestones in the lower part, and local conglomerates. The Sama Group reaches 3000 m of thickness in the most complete sections, and its lowest series of seams were mined in the studied area.^{10–12}

Hydrogeology

From a hydrogeological perspective the CCB consists of sediments of very low primary permeability that may lead to only scarce and small aquifers. The materials that can be found in the area can be classified into four main types, according to their permeability (the first three are Carboniferous sediments):

(1) Very low permeability materials: these could be classified as shale or siltstone.¹³ Studies in the CCB^{14,15} estimated permeability values below 10⁻⁷ m s⁻¹ in natural conditions (a practically impermeable virgin solid) and values around 10⁻⁶ m s⁻¹ in exploited areas where the rock mass is fractured.

(2) Low permeability materials due to fissuring: they are represented by quartzarenite, calcareous and siliceous sandstones, siliceous microconglomerates and conglomerates. Their permeability is related to cracking, although original values are generally very low¹⁶ (10⁻⁶ m s⁻¹).

(3) Variable permeability materials due to fissuring and karstification: constituted by thin limestone and dolostone levels sandwiched between series of shale and siltstone. Although primary permeability of these materials is very low, they have developed a secondary one by cracking and/or karstification. Medium to low permeabilities are often assigned to these levels, although they are variable depending on the degree of karstification and subsequent filling.

(4) Materials of variable permeability due to intergranular porosity: composed predominantly of quaternary deposits (from clay to gravel), widely represented in the studied area, with thickness not exceeding 10 m. Although not considered

important aquifers, they can be hydraulically connected with the mining voids. Permeability values vary in the range of 10^{-5} to 10^{-6} m s^{-1} for clayey sands and sandy clays, and in the range of 10^{-4} and 10^{-5} m s^{-1} for gravel.⁸

The main coal mines were located in the productive series (Sama group), constituted by an alternation of shales, sandstones, conglomerates and coal seams. Therefore, the affected materials relate mainly to types 1 and 2 (defined above), and the area behaves as a multilayer aquifer with very low porosity and permeability (sandstones act as limited reservoirs and shale and coal beds as confining layers). The only water flow paths worthy of consideration are open fractures and zones of decompression associated with them, as evidenced by the (scarce) leaks inside the mines. Thus, the hydraulic behaviour is more closely linked to the state of cracking of the rocks than to lithology.

The rock mass in the studied area is formed vertically by three overlapping areas: (i) the upper clay-rich one, formed by surface alteration (soil), (ii) an intermediate rocky, fissured, decompressed and partly altered layer, of a thickness usually between 10 and 20 m, and (iii) a third deep and unaltered mass of rock, of low or very low effective porosity and low hydraulic conductivity. Mine workings are located on the third and deepest area, and they together constitute a complex and extensive catchment which drains the rock mass. Groundwater recharge is produced mainly by direct infiltration of rainwater and to a lesser extent by runoff infiltrated through the overlying material.

Conceptual model of the mining system

Historically in the CCB, a first phase of drift mining or “mountain mining” was undertaken from the level of the valleys to the highest outcrop of the coal layers. Once it was depleted, exploitation continued through vertical or inclined shafts to access lower heights. This led to the opening of main galleries on rock. Progressive coal exploitation led to working depths of up to 700 m below the valley, leaving in some cases an affected massif of around 1000 m thickness, considering the outcrop at the surface. Since drift mining left a fractured rock mass, and protective pillars were not always properly left, the infiltration of water was facilitated, both through the rock mass and the coal seams.

When permeable sediments are crossed by the mining works, a gravity-induced movement of groundwater from each affected aquifer level to the mining void is produced. Thus, artificial

drainage of the hydrogeological system occurs, depleting the local water table and possibly reducing the flow of linked springs. In drift mining, the lowest drift is the drainage reference level, causing a slow and gradual decline of the initial water table to the front of advance (Fig. 2a). Old springs are replaced by mine portals, from which mine water is naturally discharged. In underground mining, if pumping is active, the base level of drainage is the deepest gallery (Fig. 2b). Additionally, fractures might constitute preferential routes for water.

Also, mining causes the upper sediments to crack, altering significantly their hydrological parameters. Sandstones and wackes, even shales, behave rigidly against the stresses caused by exploitation (fissuring and facilitating infiltration and circulation of water), while layers of coal have a plastic behaviour compared to the same stress. Once underground mining is developed in multi-layered sandstone aquifers originally of porous-type (intergranular porosity), they resemble karst-type aquifers, since their permeability is not only due to primary porosity, but mainly due to mechanical cracks, crevices and man-made holes (triple porosity). Therefore, mining-derived aquifers are very similar in structure to karst aquifers, characterized by their complexity and unpredictability.¹⁸ The hydrogeological parameters of these materials increase significantly from their initial values. According to some studies in sandstones of the area,¹⁹ fracturing can increase their porosity from initial values around 1% to values over 10%, permeability can vary from 10^{-6} to 10^{-3} m s^{-1} , storage coefficient from 10^{-3} – 10^{-4} to 10^{-1} , and transmissivity from 10^{-4} to 10^{-2} $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

When mining exploitation ends, pumping can be stopped, proceeding to the gradual flooding of both the mine voids and the open pores in the materials hydraulically connected with them. This phenomenon is known as “groundwater rebound”.^{20,21} Afterwards, the free flow of groundwater will lead to potentiometric equilibrium (the new level may not match the original). Therefore, the flow of groundwater during the active life of the mine could be very different from that expected after closure.²² During the groundwater rebound, water level rises through each channel, the rate reflecting the hydraulic conductivity. Consequently, water usually moves faster through free mine voids than through those connected pore passages that have permeable lithologies. This process would produce first the total filling of mining voids and after a small period of time, the saturation of the permeable lithological units connected with those voids, until the hydrodynamic equilibrium is reached.¹⁶

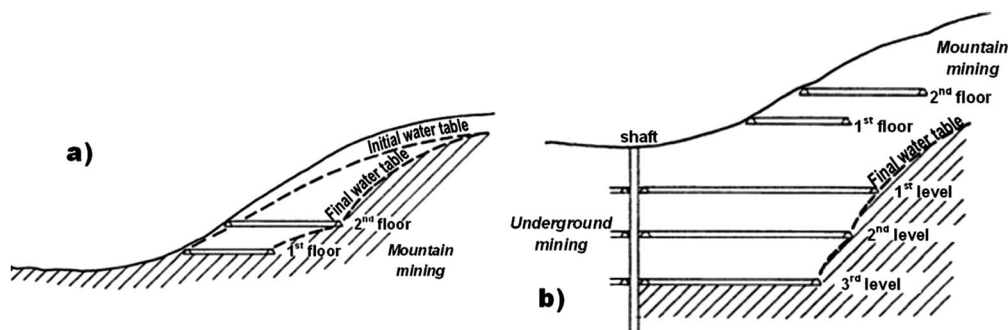


Fig. 2 Sketch of initial situation (before mining) and drainage caused by drift mining – by gravity (a) and underground mining – while shaft is still pumped (b) (modified from ref. 17).

If pumping is not resumed, and some of the upper lithological units connected to any mining work of the flooded system intersect the surface at a level lower than that of the mouth of the mine shaft, a water upwelling (spring) will occur. If these springs are unable to evacuate the entire filtered rainwater, water will finally overflow from the pit head.

If pumping is resumed, and it is graded so that its discharge (D) is equal to the recharge (R), the water level will be the same throughout the ductwork of the new aquifer. The stored volume is then equivalent to that of the filled voids and an “underground reservoir” has been created. When $R/D < 1$, obviously a progressive decrease in the flood level takes place, and if $R/D > 1$, flooding would resume. When water in the underground reservoir is used, a permanent flood level will not be established, even assuming an annual consumption equivalent to the annual recharge (equilibrium); in natural conditions, the ratio R/D naturally oscillates above and below 1 throughout the year depending on climatic fluctuations and demands, producing temporary groundwater level changes.

Estimating the capacity of this “reservoir” requires a rigorous analysis of the voids, as a function of the local mining history and the interconnections with adjacent mining works, as very often a mining shaft does not constitute an isolated system.

To estimate the storage capacity, the method of extraction should be taken into account: (i) back filling gives rise to wall convergence, compaction of filling materials and fracturing of strata above the exploited layer, so the result is an “aquifer” with both filling and fracturing porosity; (ii) caving exploitation produces a roof collapse which creates successive collapses in the above strata until stable; this results in an “aquifer” with porosity similar to that of a karst aquifer and fracture porosity in the upper strata of the stabilized area. The final effective void is the result of multiplying the volume of extracted coal by a coefficient depending on the type of exploitation, which represents the percentage reduction of the initial open hole.²³

This underground reservoir is not just a passive recipient of infiltration of rainwater, but, as any surface reservoir, it can be regulated, allowing its use for various purposes: water supply to nearby users, strengthening of low flows of nearby rivers to maintain ecological flows, as storm tunnels, *etc.*

Barredo–Figaredo mining reservoir

The findings of a study of the underground reservoir formed by the mining works of Barredo and Figaredo mine shafts is provided in this paper. Barredo shaft is located near Caudal River (Fig. 1), but its underground workings extend mainly to the south, connecting with those of Figaredo, which is located near Turón River. Barredo shaft intersects the ground surface at a height of 220 m.a.s.l.; it has 5 levels and a total depth of 360 m. Barredo extractive activity lasted from 1926 to 1993. Figaredo includes 2 close shafts: San Vicente and San Inocencio, whose entrances are at 279 and 254 m.a.s.l, being 520 and 650 m deep, respectively. Figaredo mining exploitation started in the second half of the 19th century and ended in 2007. Both wells are clearly connected through faces and galleries at -135 , -29 and $+23$ m.a.s.l. Figaredo workings are supposed to be interconnected with other neighbouring wells, such as San Jose and Santa Barbara (Fig. 1), also abandoned, but this connection was proven to

be ineffective during the inundation period, so it is not considered here.

Drift mining took place in several places in the area during the early 20th century, so its influence was considered when defining the Barredo–Figaredo sub-basin, which extends to 16.41 km² (Fig. 1). This sub-basin was defined as that area, which may allow entry of water into the mining underground reservoir, usually by infiltration of rainwater. Its boundary, shown in Fig. 1, does not coincide necessarily with the topographical divide definition. Infiltration is prone to take place in those areas where the rock mass is fractured due to, for example, drift mining. Also, when the uppermost exploited strata exceed the topographical divide, the sub-basin boundary was defined by the edges of the subsidence basins, calculated according to the depth of the work and their angles of incidence.

An absolute lack of correlation between the increase of mining voids and the pumping rate has been found. That is, infiltration depends only on the effective rainfall and surface recharge area; the increase in exploitation voids and possible interception of the scarce permeable levels does not alter the volume of water percolating beyond the natural oscillations of the interannual variations of precipitation.

The average pumped flow in the Barredo–Figaredo system, over 2002–2007 (before Figaredo closure), was 4.1 hm³ per year. As both wells have ceased production, the maintenance of drainage is not necessary, allowing in 2007 the flooding of mine workings up to a height of +150 m.a.s.l., the current upper limit of the mining reservoir.

Methods

Hydrology

A hydrologic study of the Turón River basin was undertaken. Firstly, the maximum probable flood was estimated using the Gumbel fit. River flow was directly gauged monthly by two methods (current-meter and chemical gauging) at three points, upstream and downstream of the main mine workings (Fig. 1): (1) at the river head, upstream of any mine workings; (2) upstream of the Barredo–Figaredo sub-basin; (3) near the outlet of the basin, downstream of Figaredo works. Additionally, the water level was read daily by local people on staff gauges expressly placed at those points. The following parameters were determined in-situ: pH, salinity, conductivity, dissolved oxygen, turbidity and temperature, using a multiparameter probe.

Precipitation – recharge

Comparing pumping and rainfall data, the “period of infiltration delay” (time ranging from the infiltration of rainwater on the surface until it is pumped out again from the mine workings) was estimated for the Barredo–Figaredo system. For the conceptual model, vertical flow, defined by fracturing, was considered. The flooding process of the mining works was analyzed in detail, correlating water rebound with the infiltrated rainwater in the estimated void volume. The flooding process was expected to be slow, taking into account the significant cumulative linear extension of mine workings and the volume of voids to fill, in relation to the reduced input of water.

Void volume and groundwater rebound

The residual void left after coal extraction, together with other openings (galleries, shafts, landings, and others), was estimated. The tonnage of coal extracted at each level in Barredo and Figaredo was determined, for which 59 mining work plans (since 1970), preserved in the Historical Archives, were consulted. Depending on the method of operation (back filling or caving), different coefficients were applied to calculate the residual voids;²³ these varied in the range of 10–20% and 20–40% for back filling and caving, respectively. Groundwater rebound during flooding was also studied and used to better define the voids.

Mine water

Hydrochemistry of mine water was characterized by means of analyses of pumped water samples as well as the measuring of selected parameters along the vertical profile of the shaft, to find possible hydrochemical stratification. This often occurs in flooded underground mines, so that the samples taken from the water surface inside the flooded shaft cannot be regarded as representative of the quality of the entire water column.²⁴ It is more likely that this stratification occurs in slow recovery systems with few inputs and outputs of water; the recharge waters, more superficial and less mineralized, occupy the top of the column, while those more mineralized tend to remain at the bottom of it. Stratification usually disappears when a disturbance by pumping occurs or when the groundwater level reaches an outlet of the system, such as a former gallery.²⁵

Three potential uses of the mine water are considered here: public water supply, energy use by means of heat pumps and hydraulic use (if part of the water used for the heat pumps is returned back to the reservoir, and then used to power turbines).

Results

Hydrology

The maximum probable flow calculated for Turón River is about 50, 150 and 250 m³ s⁻¹ for return periods of 2, 50 and 500 years, respectively. However, the final stretch of the river has been recently channelled to avoid flooding after storm events.

Considering the gauging results, the flow at the last station (downstream of the most mined area of Figaredo) is generally lower than that in the previous station (upstream of Figaredo). This difference between both flows is not so clear when they reach a peak, but generally corresponds to an average of 61 l s⁻¹, *i.e.*, about 5300 m³ d⁻¹, which are infiltrated into the Barredo–Figaredo sub-basin, more mined and therefore more fractured, coming this water from runoff from upstream sub-basins. Hydrographs obtained at each station are shown together in Fig. 3, which shows that the flow peaks coincide with high values of effective rainfall. The annual average flow of Turón River has been estimated to be about 700 l s⁻¹, so its environmental flow is estimated around 70 l s⁻¹.

With regard to the surface water quality, gauging station 1 (above mining works) clearly differs from the other two, especially once pumping in San Jose shaft (Fig. 1) was resumed, and the river receives a significant amount of mine water. The parameters that demonstrate this difference are mainly electrical conductivity and turbidity, which vary within a small range in station 1, but clearly increased in the other two, especially in the penultimate one, closer to the point of mine water discharge. Electrical conductivity of the Turón River goes from values around 0.5 mS cm⁻¹ upstream of the discharge to figures 5 times higher after receiving mine water, whereas temperature increases up to 3 degrees. However, there has been no significant change in pH (which is circumneutral in all cases), and other parameters

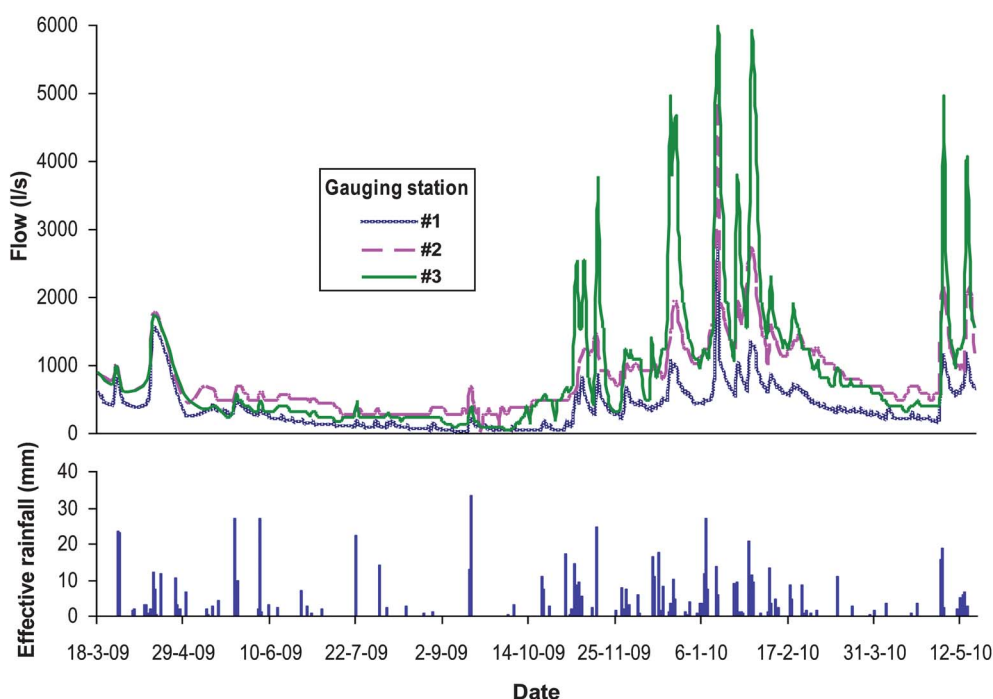


Fig. 3 Hydrographs at the three gauging stations compared to effective rainfall.

measured. The discharge of water pumped from mines to the river, while making a significant increase in river flow, affects its quality, increasing its temperature and content of solids, both dissolved (related to electrical conductivity and salinity) and suspended (related to turbidity).

Precipitation – recharge

The “period of delay” of rainwater infiltration into the Barredo–Figaredo system was estimated to be 19 ± 5 days, which is in agreement with similar values calculated for other shafts in the CCB.¹⁹ It can be noted that a certain pumping in dry periods is also maintained; this indicates that there is a “constant” contribution in addition to infiltration from precipitation (infiltration of water from Turón River in the most fractured area, already mentioned). A relationship between pumped flows (*i.e.*, infiltrated water) and effective rainfall has been established. Considering the Barredo–Figaredo sub-basin (16.41 km^2), monthly infiltration accounts for approximately 20–23% of the monthly effective rainfall, together with a constant input (5300 m^3 per day), not subject to rainfall contribution. In this extra contribution, input from neighbouring aquifers is not involved, due to the low permeability of the rocks. In contrast, this independent term corresponds to the contribution of river water that infiltrates when circulating through the sub-basin; it is responsible for maintaining pumping during periods without rain, as well as the relatively rapid rise of water level during the flood period. The expression that most closely relates the effective rainfall with the infiltration into the Barredo–Figaredo mining reservoir is:

$$\text{Infiltration (m}^3 \text{ per day)} = 0.23 \text{ effective rainfall (m}^3 \text{ per day)} + 5300 \text{ (m}^3 \text{ per day)} \quad (1)$$

An average effective yearly rainfall of 300 l s^{-1} divides into 69 l s^{-1} of infiltration and 231 l s^{-1} of runoff (water that having been infiltrated through drift mining voids does not percolate in depth, together with general subsurface runoff, which is drained towards Caudal River). Total infiltration in the underground mine is that coming from rainfall (69 l s^{-1}) and from the river (61 l s^{-1}), which is in agreement with the average pumped flow (130 l s^{-1}). This relationship was verified when creating a conceptual hydrogeological model for an average year at the Barredo–Figaredo sub-basin (Fig. 4).

Void volume and groundwater rebound

The volume of galleries was estimated considering 8 m^2 of midsection – taking into account convergence –, which was multiplied by the length of galleries on each floor (400 km in total). The gap left by the shafts was calculated by multiplying its length by a cross-section of 25 m^2 ; finally, for the major landing areas, a cross-section of 20 m^2 and a total length of 300 m per landing were estimated. The tonnage of coal mined by filling and caving obtained (consulting work plans) for each level in both Barredo and Figaredo shafts was divided by coal density (1.6 t m^{-3}) to obtain volume, and then multiplied by the already mentioned coefficients representing the reduction of the initial open hole, which were adjusted as follows.

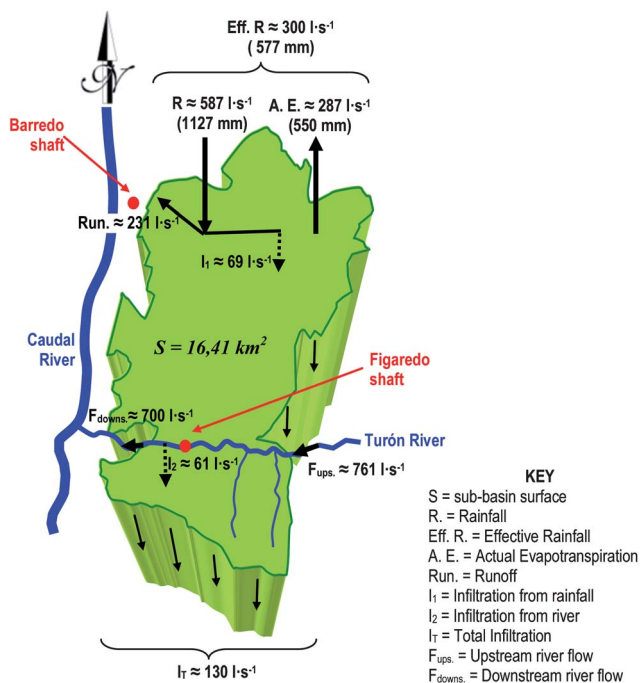


Fig. 4 Simplified hydrogeological conceptual model for the Barredo–Figaredo sub-basin.

The total void volume was calculated from the volume occupied by the infiltrated water during groundwater rebound. This was calculated from daily rainfall during the flooding period from which the actual evapotranspiration during the same period was subtracted (effective rainfall). Knowing the average period of infiltration delay (19 days), the infiltration for each day was estimated from the effective rainfall produced 19 days earlier, according to eqn (1). Daily infiltration during the flooding period represents the volume that filled the reservoir daily. As the rise of water table was registered during the rebound, the cumulative infiltrated water for each day and each elevation was compared to the cumulative volume of voids estimated from the coal production (Fig. 5).

The resulting volume considering tentative reduction coefficients was contrasted with the real volume of water infiltrated during the flooding period, so the best adjusted coefficients were obtained. The subsequent void after the operation was found to be 20% of the original hole exploited by back filling and 30% of

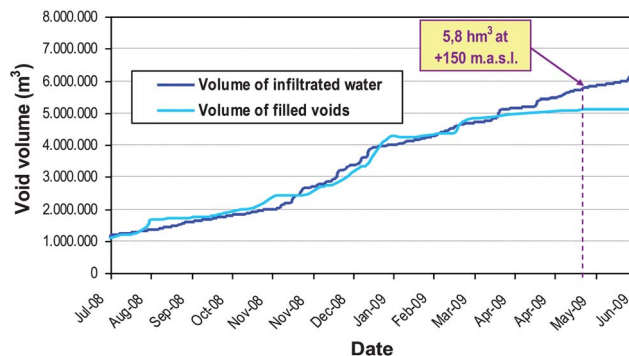


Fig. 5 Cumulative water infiltrated in the Barredo–Figaredo reservoir during its flooding compared to cumulative filled calculated voids.

the hole exploited by caving. This void evaluation is imprecise (underestimated) in the upper levels of both shafts, because their coal production is not accounted for, as the oldest work plans could not be accessed. Thus, both curves of Fig. 5 fit well in the low and intermediate levels (better known in their operation) and differ significantly (almost 1 hm³) in the upper ones. Void volume in those levels was then increased to fit both curves, and the resulting void volume is shown in Fig. 6.

The model was validated, defining the reduction coefficients for the best fit of both curves and gathering the total volume of voids in the mining reservoir at each elevation. In particular, at +150 m, which is currently the water level in the reservoir, the total volume of voids is estimated to be 5.8 hm³.

Also, Fig. 6 shows water level recovery curves for both shafts during flooding, which are very similar, only distanced 3–4 m from each other. The ascent depends on the volume of infiltration (and thus on precipitation), but it is generally higher among mining levels, being reduced when sections of higher void volume are reached (galleries); the curve slope is especially reduced at

those elevations where mining levels practically coincide for both shafts.

An attempt was made to model the flood using the GRAM model (Groundwater Rebound in Abandoned Mine workings), a tool developed by the University of Newcastle upon Tyne to raise awareness of abandoned mine systems, evaluating conceptual alternatives, given the general lack of historic hydrogeological records.^{26,27} As flow in large, open mine voids is often turbulent, standard techniques for modelling groundwater flow (which assume laminar flow) are inappropriate for predicting groundwater rebound. The GRAM model conceptualizes extensively interconnected volumes of workings as ponds, which are connected to other ponds only at discrete overflow points, such as major inter-mine roadways, through which flow can be efficiently modelled using the Prandtl–Nikuradse pipe-flow formulation.²⁸

A critical dependence on factors, such as the volume of water entering the system, the percentage of runoff and the storage coefficient, was observed. Assigning the latter a value of 0.08

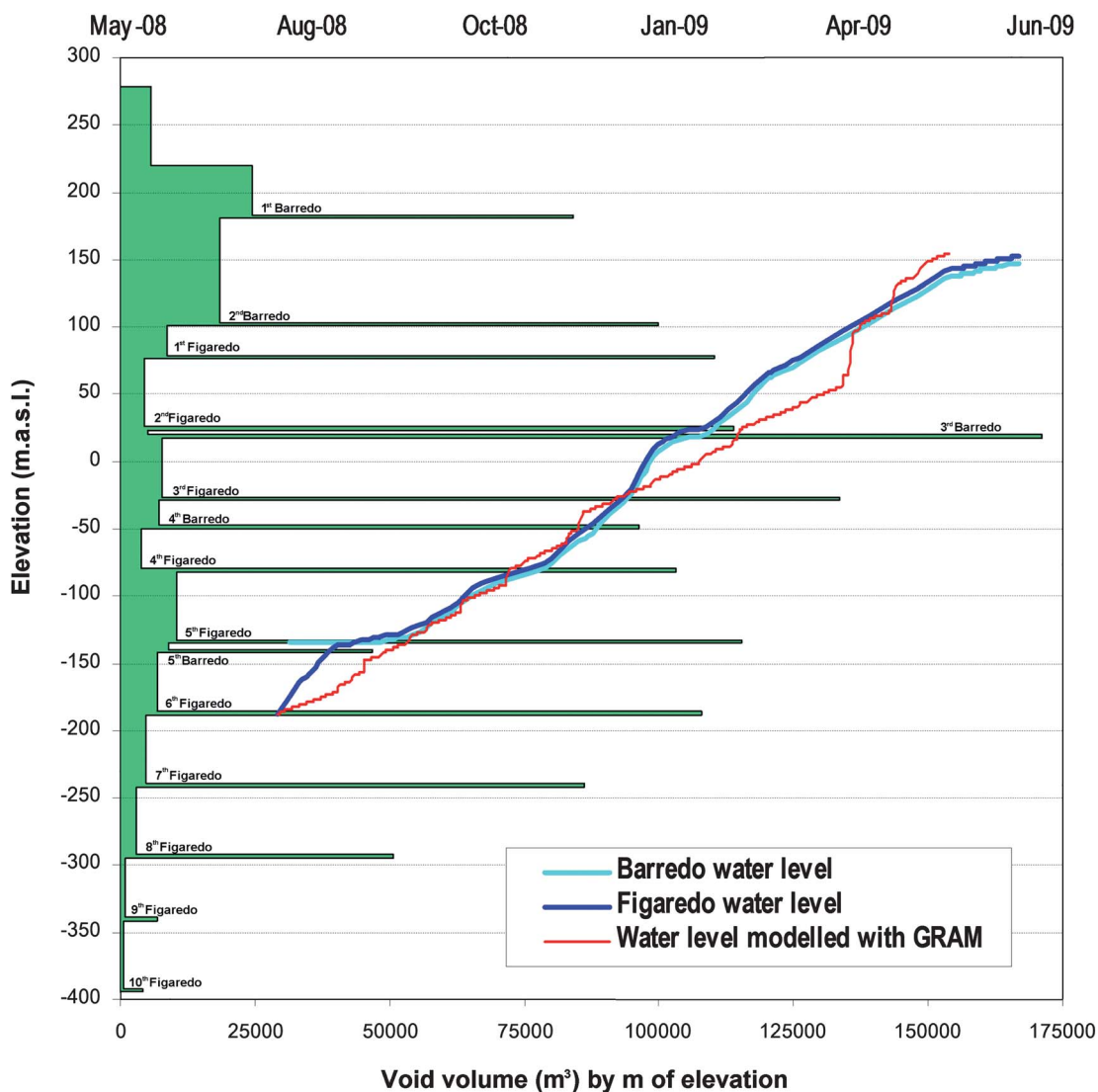


Fig. 6 Void volume per m of elevation calculated for the Barredo–Figaredo reservoir; the water level measured in Barredo and Figaredo shafts during their flooding compared to groundwater rebound modelled with GRAM.

(in agreement with values of the mined area¹⁹), successful results were achieved, as the obtained levels reproduce quite well those observed in practice (Fig. 6). This allowed a better understanding of the process of flooding, so that the experience gained in modelling can be applied to other similar mines in the CCB before being flooded, for predictive purposes.

Mine water

Regarding water quality, electrical conductivity varies between 1000 and 2000 $\mu\text{S cm}^{-1}$ in Barredo, but it is much higher and variable in Figaredo (up to 5000 $\mu\text{S cm}^{-1}$), as its water is more mineralized. However, conductivity of Figaredo water decreased after flooding in 2008, mixing with water from Barredo. In both cases, pH is circumneutral. Both waters are generally classified as sodium (calcium)-sulphated, with elevated hardness, which can reach up to 100 French degrees. Coliform bacteria have also been found in some cases. Concentrations of iron, sodium, sulphate, manganese and solids in waters from both shafts are often above the Spanish drinking water limits,²⁹ in some cases up to one order of magnitude higher (Fe, Mn). In order to achieve the drinking water legal requirements, an intensive physico-chemical treatment, followed by disinfection, should be applied to this water. These values correspond to mine water pumped from near the air–water interface. To find out if hydrochemical stratification was occurring inside the shaft, a multiparameter probe (Aqua Troll), able to resist pressures for the water column at a high depth, was used. The profiles of temperature, conductivity, dissolved solids and salinity obtained in the Barredo shaft are shown in Fig. 7. Changes are noted when passing through the 2nd and 3rd levels of the mine; all the represented parameters increase up to the 3rd level, from which they become constant. Profiles of conductivity, dissolved solids and salinity are similar as they are closely related.

Temperature is quite similar in both shafts. The mining company maintains pressure transducers that continuously register both water level and temperature. The temperature of water in Barredo–Figaredo was around 20 °C, but it decreased during flooding to 15 °C. This parameter shows inertia, remaining fairly constant, regardless of fluctuations in ambient temperature. Notwithstanding, there are significant time variations: temperatures remain within a small range at deeper levels (20–22 °C), but more oscillations appear when approaching the

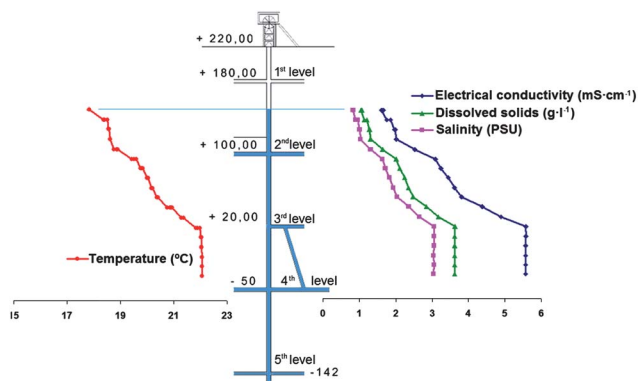


Fig. 7 Profiles of selected parameters measured down the Barredo shaft.

surface (14–24 °C), since the water temperature is more influenced by atmospheric temperature. Generally, the average temperature increased with depth, but it suffered a significant drop at +20 m.a.s.l. (3rd Barredo level), where water drained from a surface drift mine was artificially infiltrated (Fig. 7). The thermal profile has established that the water extracted from the mining reservoir maintains a temperature between 19 and 25 °C, suitable for the operation of heat pumps.

Discussion

The applications of mine water could include:

(i) Public water supply

The Barredo–Figaredo reservoir is very close to urban settlements, such as Mieres, that could be provided with mine water, after being treated. Considering an average recharge of 4 hm^3 per year (equivalent to the average pumping rate during mining activity), there is enough water for 60 000 people’s supply (average consumption rate of 185 l per person per day in Asturias³⁰). Fig. 8a shows the curve of supply of the Barredo–Figaredo reservoir, compared to Mieres’ average consumption. It can be noted that the regulated reservoir could satisfy a theoretical demand of 0.335 hm^3 per month, for which a reservoir of only 0.6 hm^3 would be required. Regulation increases supply, as the water deficit existing during half of the year is compensated with the water stored during the other 6 months (Fig. 8b).

As the reservoir capacity at its current level is 5.8 hm^3 , it could be possible to better regulate it, importing external water. For example, a sustainable constant input of 137 l s^{-1} from a local

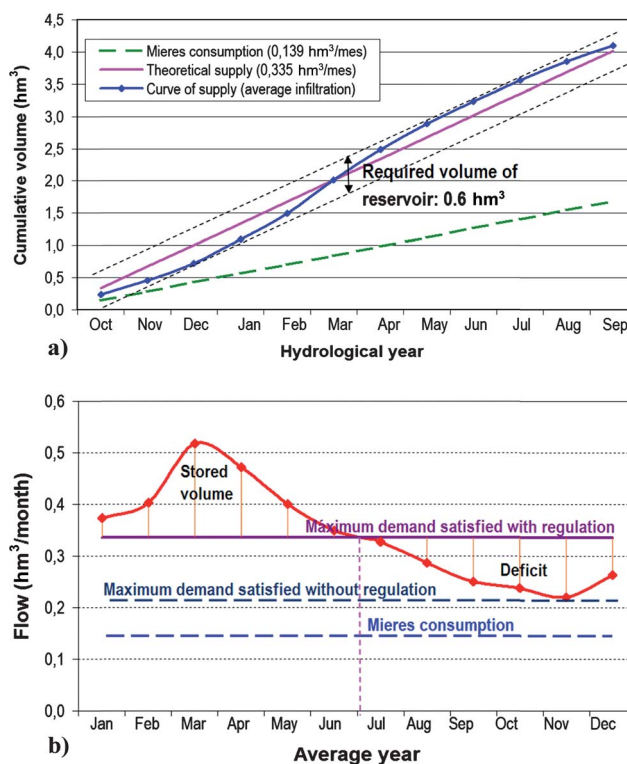


Fig. 8 (a) Curve of supply of the Barredo–Figaredo reservoir and (b) annual regulation of mine water compared to potential demand.

river (such as Caudal River or its tributary Aller River, with an average flow of 20 and 10 m³ s⁻¹, respectively) would double the satisfied demand (120 000 people's supply). The same result would be reached if an input of 274 l s⁻¹ was taken from the river only 6 months per year (July to December). Thus, not only Mieres, but the whole council, including also small industries, could be supplied with mine water from this reservoir. Obviously, the uncertainty of climate change over the long term was not included in the estimation.

Additionally, the reservoir could be used to guarantee the minimum ecological flow of Turón River.

(ii) Heat pumps

The mine waters of the CCB have a significant geothermal potential, due to their stable temperature and their high available flow. Considering an average temperature of 20 °C and an annual flow of 40 hm³ per year pumped in the CCB, 1700 hours per year for heating,³¹ the thermal potential of the cool side is:

$$P_c = \Delta T \cdot F \cdot SH \cdot \rho \approx 136.8 \text{ MW} \quad (2)$$

where ΔT = difference of temperatures of mine water going in and out of the evaporator, which is usually 5 °C for common heat pumps; F = pumped flow, which in this case is 40 · 10⁶ m³/1700 h = 6.53 m³ s⁻¹; SH = water specific heat = 4186.8 J kg⁻¹ (°C)⁻¹; ρ = water density = 1000 kg m⁻³.

The coefficient of performance (COP) indicates the amount of delivered heat in relation to the drive power required.³¹ To produce hot water at 35 °C, a COP = 6.73 can be considered.⁸ The thermal potential of the warm side is:

$$P_w = P_c \cdot \text{COP} \cdot (\text{COP} - 1)^{-1} \approx 160.7 \text{ MW} \quad (3)$$

The work contributed to the compressor of the heat pump is: $W_c = P_w - P_c = P_w \cdot \text{COP}^{-1} \approx 23.9 \text{ MW}$; that is, a heat pump available 1700 hours per year would produce 273.2 thermal GW h, consuming 40.6 electrical GW h.

Two university buildings in Mieres Campus are going to be heated and refrigerated by means of heat pumps using water pumped from the Barredo shaft. It is estimated that the use of this geothermal system will avoid a 74% energy consumption compared to that of a conventional heating system using a natural gas boiler and air-cooling, which is to say that CO₂ emissions would be reduced to a value greater than 40% (considering emissions of 0.204 kg CO₂ per kW h supplied by gas heating and 0.649 kg CO₂ per kW h used in heat pumps³²). There are other singular buildings (hospital, malls, industrial and housing areas) near the reservoir which could also benefit from these advantages.

(iii) Hydropower

Considering in the Barredo shaft a net head of 70 m and an average returned flow of 0.1 m³ s⁻¹ (which depends on the geothermal applications), the instantaneous power is:³³

$$P = 8.34 \cdot H_n \cdot Q \cdot e \approx 50 \text{ kW} \quad (4)$$

where Q = flow rate, in m³ s⁻¹; H_n = net head, in m; e = efficiency factor, which is usually around 0.85.

Assuming that water is turbinated at peak-load hours (16 hours a day) and pumped at off-peak-load hours (8 hours a day), the energy that could be obtained with this use is approx. 292 000 kW h per year. According to current rates, the cost of pumping would be 23% of the income from the mini hydropower plant. Moreover, the cost of pumping should not be considered here, as it would be included in the economic balance of the heat pump and also, pumping of the mine water is maintained in the abandoned mines anyway.

Conclusions

The studied area, located within the CCB, concentrates a large number of closed and inundated mines, which made up "underground reservoirs" capable of being used as water and/or energy resources.

Geologically, the area consists of a Carboniferous series of coastal parasequences of sandstones, shales and coal seams, which are predominantly "impermeable" and constitute multi-layer "aquifers" with very low porosity and permeability. Preferential paths for groundwater are open fractures and associated zones of decompression, particularly those induced by mining. So much so that it was estimated that an average of 5300 m³ d⁻¹ of water is being infiltrated from Turón River to the Barredo-Figaredo mining reservoir. This constant input is added to a 23% of the effective rainfall that also infiltrates (with a delay period of 19 ± 5 days) to constitute the recharge of the reservoir.

Considering the residual voids left by the extracted coal during mining activity, together with the volume of water infiltrated during the flooding of the mining works, the total volume of the Barredo-Figaredo reservoir, up to 150 m.a.s.l., was estimated to be 5.8 hm³.

This reservoir could be regulated to meet the demand of 60 000 persons, once water was treated for its Fe and Mn contents. This supply could be doubled just by taking a sustainable flow of 130 l s⁻¹ from a close river.

Mine water has an enormous geothermal potential given its steady temperature (17–23 °C) and flow. Heat pumps are now being applied to singular buildings using water from the studied reservoir, reducing 74% energy consumption and 40% CO₂ emissions, when compared with a conventional system. If part of the water used for geothermal purposes is returned to the reservoir, hydropower can be profitably generated by means of a turbine working in peak-load hours.

The methodology explained here to characterize the Barredo-Figaredo reservoir can be applied to other abandoned mines in the CCB, as well as to other mining areas in the world, where it can be also extrapolated. Mine water is a resource that until now was being wasted, but it can be successfully used, reviving the economy of the mining areas and allowing us to realize a sustainable cessation of the mining activity.

Acknowledgements

Authors thank Fundación Mapfre for the financial support, as well as the courtesy of the mining company HUNOSA for providing valuable information.

References

- 1 G. R. Watzlaf and T. E. Ackman, *Mine Water Environ.*, 2006, **25**(1), 1–14.
- 2 K. Kranz and J. Dillenardt, *Mine Water Environ.*, 2010, **29**, 68–76.
- 3 A. Renz, W. Rühaak and P. Schätzl, *Mine Water Environ.*, 2009, **28**, 2–14.
- 4 J. Raymond and R. Therrien, *Geothermics*, 2008, **37**, 189–210.
- 5 J. W. Lund, D. H. Freeston and T. L. Boyd, *Geothermics*, 2005, **34**, 691–727.
- 6 E. Demollin, Z. Malolepszy and D. Bowers, in *Proceedings of the International Conference “Passive and Low Energy Cooling for the Built Environment”*, Greece, 2005.
- 7 T. Cairney, *J. Hydrol.*, 1973, **19**(3), 251–258.
- 8 S. Jardón, PhD thesis, University of Oviedo, 2010.
- 9 F. Lotze, *Geotekton. Forsch.*, 1945, **6**, 78–92.
- 10 J. Aller and J. Gallastegui, *J. Struct. Geol.*, 1995, **17**, 961–969.
- 11 N. Piedad-Sánchez, A. Izart, L. Martínez, I. Suárez-Ruiz, M. Elie and C. Menetrier, *Int. J. Coal Geol.*, 2004, **58**, 205–229.
- 12 J. R. Colmenero, I. Suárez-Ruiz, J. Fernández-Suárez, P. Barba and T. Llorens, *Int. J. Coal Geol.*, 2008, **76**, 187–204.
- 13 C. Alonso and C. Brime, *Clays Clay Miner.*, 1990, **38**(3), 265–276.
- 14 P. Fandos, F. Rodríguez, A. M. Gutiérrez and J. J. Álvarez, *El Yacimiento de Hunosa en la Cuenca Carbonífera Central*, Servicios de Geología del Caudal y del Nalón, HUNOSA report, 2004.
- 15 P. Cienfuegos and J. Loredó, *Int. J. Coal Geol.*, 2010, **83**(4), 366–376.
- 16 F. Arquer, M. Meléndez, C. Nuño and M. L. Rodríguez, in *Proceedings of Reunión Científico-Técnica “Gestión del agua en los procesos de cierre de minas”*, University of Oviedo, 2006.
- 17 J. González and A. Rebollar, *Interrelaciones de la minería y las aguas subterráneas en el Carbonífero de la Cuenca del Nalón (Sector Pola de Laviana-Olloniego)*, Spanish Geological Survey report, 1986.
- 18 A. Ordóñez, J. Loredó and F. Pendás, in *Proceedings of the Congress “Jornadas Hispano-Lusas sobre las aguas subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica”*, 2000, pp. 455–466.
- 19 P. A. García-Fuente, PhD thesis, University of Oviedo, 1996.
- 20 M. P. Henton, in *Quality of Groundwater (Proceedings of an International Symposium)*, Noordwijkerhout, The Netherlands, 1981, pp. 111–116.
- 21 C. J. Gandy and P. L. Younger, *Mine Water Environ.*, 2007, **26**, 70–78.
- 22 P. L. Younger, S. A. Banwart and R. S. Hedin, *Mine Water. Hydrology, Pollution, Remediation*, Kluwer Ac. Publ., UK, 2002.
- 23 A. Ordóñez, C. Andrés, S. Jardón, R. Álvarez, F. Pendás and J. Loredó, *Aprovechamiento de las aguas subterráneas como recurso hídrico y energético*, Final report, Fundación MAPFRE, Convocatoria 2008 de Ayudas a la Investigación, 2009.
- 24 K. L. Johnson and P. Younger, *Geological Society*, Special Publications, London, 2002, vol. 198, pp. 347–363.
- 25 C. A. Nuttal and P. L. Younger, *J. Contam. Hydrol.*, 2004, **69**, 101–114.
- 26 S. P. Burke and P. L. Younger, *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 2000, **33**, 149–160.
- 27 L. Kortas and P. L. Younger, *Mine Water Environ.*, 2007, **26**, 60–69.
- 28 R. Adams and P. Younger, *Ground Water*, 2001, **39**, 249–261.
- 29 *Real Decreto 1401/2003, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano*, BOE 45(Sec. 1), pp. 7228–7245.
- 30 Instituto Nacional de Estadística, *Demografía y Población*, <http://www.ine.es>, accessed January 2008.
- 31 K. Ochsner, *Geothermal Heat Pumps. A Guide to Planning and Installing*, Earthscan, London, 2008.
- 32 Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía, *Ahorro y Eficiencia Energética en Climatización*, Guía Técnica, 2007, http://www.idae.es/index.php/mod.documentos/mem.descarga?file=/documentos_10540_Contabilizacion_consumos_GT6_07_f9aaf178.pdf, accessed April 2011.
- 33 Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía, *Minicentrales hidroeléctricas*, 2006, http://www.idae.es/doc/Minicentrales%20hidroelectricas_80594.pdf, accessed May 2006.



[2]. Forecasting of hydrographs to simulate long term recharge from rivers in numerical models of mining reservoirs; application to a coal mine in NW Spain

Revista	River Research and Applications
Autores	Ordóñez Alonso, Almudena Andrés Arias, Clara Álvarez García, Rodrigo
Resumen	En este trabajo se presenta el modelo desarrollado para simular el caudal de un río a partir de datos de precipitación efectiva y de caudales medidos, así como de las características de la cuenca durante un periodo de 2 años. Para ello se desarrollaron los correspondientes hidrogramas para tres estaciones de aforo, los cuales fueron posteriormente modelizados. Los resultados obtenidos sirven de base para la simulación numérica de la cuenca a largo plazo con fines pronósticos.

FORECASTING OF HYDROGRAPHS TO SIMULATE LONG TERM RECHARGE FROM RIVERS IN NUMERICAL MODELS OF MINING RESERVOIRS; APPLICATION TO A COAL MINE IN NW SPAIN

A. ORDÓÑEZ*, C. ANDRÉS AND R. ÁLVAREZ

Department of Explotación y Prospección de Minas, University of Oviedo, Oviedo, Spain

ABSTRACT

Although the natural permeability of rocks in the Asturian Central Coal Basin (NW Spain) is generally low, intensive mining activities over many decades has given rise to fracture flow paths that are far more permeable than those associated with the natural lithology. Abandoned and flooded mining works set up artificial 'pseudo-karst' aquifers, which can act as underground reservoirs, with many potential applications. In particular, a mining reservoir shaped by two connected mining shafts within the River Turón basin has been studied. A runoff model was used to produce accurate simulations of streamflow in three different gauging stations during a monitored period of 2 years. The purpose was to use this model in the forecast situation, in order to predict long-term situations in a hydrogeological FEFLOW model. It was necessary to develop depletion curves for each gauging station based on the available daily effective rainfall and measured flow data, as well as the knowledge of the basin characteristics. The resulting simulated hydrographs were very similar to the measured hydrographs during the monitored period, so the adequate adjusting allows input of the flow for forecast purposes. The model produced forecast hydrographs that had a $r=0.8$ and difference in annual volume ranging from 1.6% to 5%. The defined model was applied to a rainfall data set of 30 years, and the average recharge from the river to the mining reservoir could be adequately estimated. The method developed needs to be refined and tested on additional years, but the approach appears to be applicable to operational runoff forecasting for numerical models input data. Copyright © 2015 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS: hydrograph; minewater; hydrogeology; modelling; FEFLOW

Received 21 November 2014; Revised 9 March 2015; Accepted 2 April 2015

INTRODUCTION

Asturias, NW Spain, produced for more than two centuries more than 50% of all Spanish coal. This led to an important industrial and residential development around mining centres. At the end of the 20th century, most of the mining activity was closed, so new applications are explored to improve economic and social conditions of areas in gradual decline (Moreno and López, 2008; Jardón *et al.*, 2013). Among these options, an integrated management of water resources including an efficient use of mine water is an increasingly popular option (Dinger *et al.*, 2006; Ordóñez *et al.*, 2012; Jardón *et al.*, 2013).

Underground mining operations create new voids and cause the upper sediments to crack, increasing their permeability and altering the natural groundwater flow. A new pseudo-karst aquifer or 'mining reservoir' is then created, whose resources can be regulated, providing new opportunities to exploit. The conjunctive use of surface and groundwater stored in a mining reservoir for water

supply and energy applications is currently studied (Ordóñez *et al.*, 2012; Andrés *et al.*, 2013; Jardón *et al.*, 2013). Due to its widespread availability and temperature, mine water has also recently started to be used as a source of low-grade, geothermal energy, with proven efficiency (Demollin *et al.*, 2005; Watzlaf and Ackman, 2006; Raymond and Therrien, 2008; Kranz and Dillenardt, 2010; Hall *et al.*, 2011; Ohio Department of Natural Resources, 2011; Ramos and Falcone, 2013; Preene and Younger, 2014; Verhoeven *et al.*, 2014). In these papers, potential uses of flooded mines (mainly coal mines) are proposed and discussed. Main potential applications are water supply (urban, industrial and agricultural purposes), waste disposal, hydroelectric pumping storage and recovery of low-enthalpy geothermal energy. Existing geothermal energy recovery systems from flooded closed mines (usually for heating and cooling) are located in Canada, USA, UK (Scotland), Germany, the Netherlands and Norway, and feasibility studies have also been carried out in Poland and Hungary. Some of these works include simulations of long-term pumping performed for heat recovery and methodologies to assess the thermal and hydraulic rock properties. Coal mines are found particularly suitable for the exploitation of the geothermal energy of the mine water, despite the

*Correspondence to: A. Ordóñez Alonso, Department of Explotación y Prospección de Minas, University of Oviedo, Escuela de Ingeniería de Minas, Energía y Materiales. c/Independencia, 13, 33004 Oviedo, Asturias, Spain.
E-mail: aalonso@uniovi.es

geometrical complexity of the mining systems and can be considered as a cost-effective option for heating and cooling using heat pump systems.

During the active phase of underground mining, groundwater pumping must be maintained, but it ceases when mining exploitation ends, proceeding to the gradual flooding of both the mine voids and the open pores. The recharge of the system comes from rainfall infiltration but quite often also from losses from rivers crossing the mined areas. This phenomenon is known as 'groundwater rebound' (Younger *et al.*, 2002; Gandy and Younger, 2007), where the free flow of groundwater will saturate the mining reservoir, leading to potentiometric equilibrium. If pumping is resumed, and it is graded so that its discharge is equal to the recharge, water level will be the same throughout the new aquifer. The stored volume is then equivalent to that of the filled voids and an underground reservoir has been created (Ordóñez *et al.*, 2012). The storage capacity of this reservoir depends on the local mining history and the interconnections with adjacent mining works, as very often a mining shaft does not constitute an isolated system. Once it has been defined, a mining reservoir can be regulated analogously to any surface reservoir, as well as used as a geothermal source.

The efficient use of this type of resource can be optimized by applying hydrogeological and thermal models. Modelling a mining reservoir is very complex, but numerical flow and heat transport models can help to estimate the efficiency of geothermal installations in mines (Rodríguez and Díaz, 2009; Andrés *et al.*, 2013). It is also possible to anticipate the repercussion of different scenarios of use on the system efficiency. However, the monitored period of the modelled systems is usually limited, and assumptions about the maintenance of the same conditions with time should be made to make long-term predictions.

In this paper, hydrographs of a Spanish river crossing a highly mined area have been modelled to draw conclusions about long-term losses of the river flow into the mine. This allows reducing uncertainty of this parameter when performing a numerical model of the mining reservoir using the FEFLOW software, under different scenarios of water extraction and injection. The defined methodology could be extended to other mining reservoirs, considering their particularities.

AREA OF STUDY AND PREVIOUS WORK

The studied area is located in the Central Coal Basin (hereafter, CCB) of Asturias (NW Spain; Figure 1), main Spanish coal mining district. In particular, the mining reservoir constituted by the connected Barredo–Figaredo shafts, located within the defined River Turón sub-basin, is studied.

Climate is oceanic, with abundant rainfall and mild temperatures. The nearest rainfall station to the study area (Santa Cruz de Mieres) is located to the south of the Turón basin. It has been registering rainfall reliably for more than 30 years. Average yearly rainfall in this station is 860 mm, which is almost 48% evapotranspiration, so the annual effective rainfall is 447 mm (52% of total precipitation).

The CCB occupies an area of about 1400 km², located in the south-central part of the Cantabrian Zone (Lotze, 1945), which makes up the core of the Ibero-Armorican Arc and is the external expression of the Variscan Orogen in the NW Iberian Peninsula (Alonso *et al.*, 2009). The CCB is constituted by a 6000 m thick terrigenous synorogenic Carboniferous succession divided into two major lithostratigraphic units, from bottom to top: (i) Lena Group: Westphalian lutites, limestones and sandstones and (ii) Sama Group: Upper Westphalian lutites, sandstones, conglomerates and coal beds, which were mined in the studied area (Aller and Gallastegui, 1995). Particularly, in the Barredo–Figaredo sub-basin (Figure 1), the subsurface geology is composed by the lower 1300 m of the Sama Group. It is subdivided into the so-called 'Caleras', 'Generalas', 'San Antonio' and 'María Luisa' mining packs, among others. These series strike N10E, dipping 55–70 W, and they constitute the inverted flank of a fold that is dissected by a hercinian inverse fault parallel to the bedding (the Barredo Fault, Figure 1). From a petrographical point of view, these series are constituted by 15 m of coal, distributed in seams up to 2.5 m thick. They are accompanied by limestones in the lower 300 m and by sandstones and lutites of marine environment in the middle and upper part of the series. Quaternary deposits are present as thin (<1 m thick) sandy levels along the courses of the Turón and Caudal rivers. They are hydraulically connected with the river, and their interest in the hydrogeology of the mining area is limited, so this type of deposit will not be considered separately in this work.

Hydrogeologically, the CCB consists of sediments of very low primary permeability that may lead to only very scarce and minor aquifers. Coal mines were located within series of shales, sandstones, conglomerates and coal seams, whose permeability could only be increased because of the creation of artificial mining voids and associated fissuring and zones of decompression.

Considering the low permeability of the geological materials, no lateral groundwater flows are considered, so the pumped flow in the mining shafts during a hydrological year can be considered equivalent to the annual recharge provided by the effective rainfall. The entire coal mining reservoirs in the CCB are estimated to pump about $40 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ (Ordóñez *et al.*, 2012).

River Turón, tributary of one of the most important rivers of the region (River Caudal), partially drains the northern

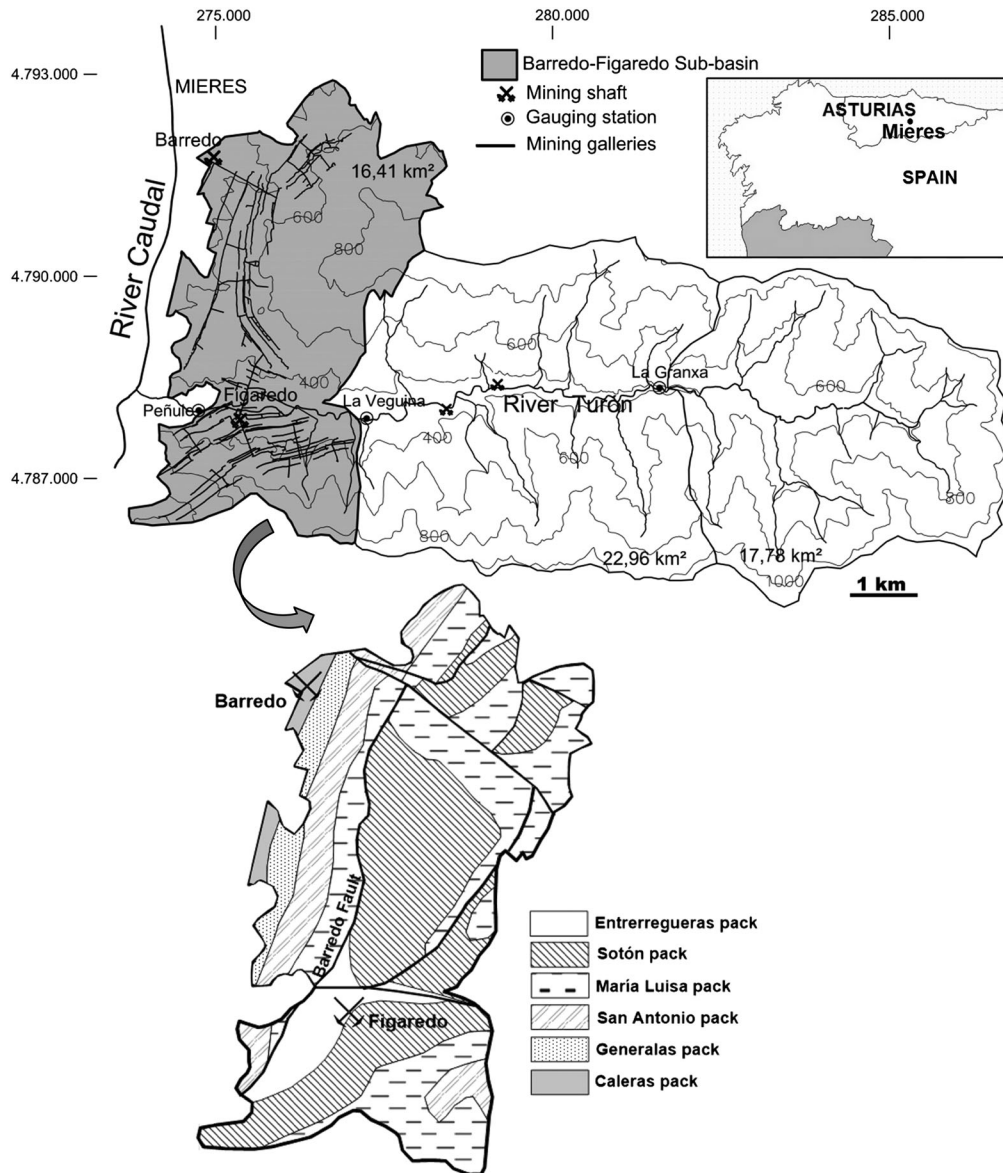


Figure 1. Location and geology of the studied area. Gauging stations and associated sub-basins in the River Turón

slopes of the Cantabrian Mountains in a topographically rugged area with steep slopes. Morphologically, this mature, torrential river flows through a valley of elongated layout, from E to W (Figure 1), associated with faults in this direction, with a length of 13 km, a maximum width of 5 km and an average slope of 7%. It consists of a main channel and a number of dendritic-like tributaries, with low summer flow, due to the low permeability (low underground contribution) and quick response to storm precipitation (Martos, 2014). Strahler stream order, used to define stream size based on a hierarchy of tributaries (Strahler, 1957), is 5 for River Turón.

In this case, the most intensively mined area, corresponding to the Barredo–Figaredo sub-basin (Figure 1) was selected

for a deeper study and it constitutes the unit that has been considered for modelling. It was defined considering the surface watershed and the extension of the mine voids that induce fractures and water filtration. River Turón loses some of its flow when crossing the mined zone, by infiltration in the area more affected by mining-induced fractures (Ordóñez *et al.*, 2012).

As previous work completed by the authors (Ordóñez *et al.*, 2012), River Turón flow was gauged by two methods (current-meter and chemical gauging) at three points (Figure 1): (i) La Granxa, at the river head, upstream of any underground mine workings; (ii) La Veguina, upstream of Barredo–Figaredo sub-basin and (iii) Peñule, near the

outlet of the basin, downstream of Figaredo works. The surface of the associated sub-basins is indicated in Figure 1. Direct gauging was made monthly, and the water level was daily read by local people on staff gauges expressly placed at those points. Staging-discharge rating curves were defined by means of a potential adjustment ($\text{Discharge} = A \cdot \text{Stage}^B$), where A and B are constants specific for each station. Data used here cover a period of 2 years, but the mining company (HUNOSA) has kept on with the gauging after that (Martos, 2014). During a one-year monitoring period (2009–2010), the flow at the Peñule station was estimated to be an average of 611 s^{-1} lower than that in La Veguina station, located upstream of it, because of infiltration into the mining system. The annual average flow of River Turón was estimated then in about 7001 s^{-1} . The time of concentration required for the entire watershed of River Turón to contribute to runoff was estimated in 2.6 h. Maximum probable flow calculated for River Turón is about 50, 150 and $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for return periods of 2, 50 and 500 years, respectively (Ordóñez *et al.*, 2012).

It was found that infiltration depends not on the volume of exploitation voids but only on the effective rainfall and surface recharge area. The mean pumping flow in the Barredo–Figaredo system, over the period 2002–2007 (before the closure of Figaredo mine) was $4.1 \text{ Hm}^3 \text{ year}^{-1}$, which is considered the average annual recharge of the reservoir. The time ranging from the infiltration of rain water on the surface until it was pumped out again from the mining works was estimated for Barredo–Figaredo system in an average of 19 days (Ordóñez *et al.*, 2012). Once both mines ceased production, the flooding of mine workings was allowed up to a height established at +150 m.a.s.l., upper limit of the mining reservoir. The flooding process of the mining works was analysed, correlating water rebound with the infiltrated rain water in the estimated void volume, so it was possible to estimate a total volume of voids of 5.8 Hm^3 up to that height in the reservoir. It was also found that infiltration accounts for approximately 23% of the effective rainfall, together with a constant input ($\sim 611 \text{ s}^{-1}$) of river water that infiltrates when circulating through the sub-basin (Ordóñez *et al.*, 2012).

The applications of mine water from a mining reservoir could include public water supply, geothermal applications by means of the use of heat pumps (including district heating) and use of hydraulic power (if part of the water used is returned back to the reservoir and then turbinated). In particular, it has been estimated that Barredo–Figaredo reservoir, very close to urban settlements, could provide water for 60 000 people supply, considering only average recharge, and it could be also used to guarantee the minimum ecological flow of River Turón. The mine waters of the CCB have a significant geothermal potential because

of their stable temperature (around 20°C —measured by the mining company using a multiparameter probe) and their high available flow. This reservoir is currently used as geothermal source for some buildings, avoiding more than 70% of energy consumption compared with conventional heating systems and reducing CO_2 emissions by more than 60% (Jardón *et al.*, 2013). However, the long-term evolution of the temperature of mine water in the reservoir if pumping continues or increases is not known.

METHODS

The recession curve of a flood hydrograph is the specific part after the crest caused by a rainfall event, where streamflow diminishes. The slope of the recession curve flattens over time from its initial steepness as the quickflow component passes and baseflow becomes dominant. A recession period lasts until stream flow begins to increase again because of subsequent rainfall (Brodie and Hostetler, 2005). Recession curves are therefore dominated by the release of water from natural storages, typically assumed to be groundwater discharge, and they can be individually or collectively analysed. Graphical approaches have traditionally been taken but more recently, analytical solutions or mathematical models that can adequately fit the recession segments are defined (Rango and van Katwijk, 1990; Brodie and Hostetler, 2005).

Each recession segment is often considered as a classic exponential decay function expressed as:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} = Q_0 \cdot e^{-t/T_c} = Q_0 \cdot k^t \quad (1)$$

where Q_t is the stream flow at time t , Q_0 is the initial stream flow at the start of the recession segment, α is a constant also known as the depletion coefficient (usually expressed in day^{-1}) and T_c is the residence time or turnover time of the groundwater system defined as the ratio of storage to flow (Brodie and Hostetler, 2005; Fetter, 2013). An increase in the depletion coefficient corresponds to a reduction of baseflow discharge values. The term $e^{-\alpha}$ in this equation can be replaced by k , called the recession constant, which is commonly used as an indicator of the extent of baseflow (Brodie and Hostetler, 2005). The typical ranges of daily recession constants for streamflow components, namely, runoff (0.2–0.8), interflow (0.7–0.94) and groundwater flow (0.93–0.995) do overlap (Nathan and McMahon, 1990). Another parameter interpreted from the recession segment is the half-flow period, which is the time (in days) for flow to halve. For streams with low baseflow inputs, this parameter may be in the range of 7–21 days, while discharge from large stable natural storages can result in a half-life exceeding 120 days (Smakhtin, 2001).

In this study, the monitored period covered 2 years (2009–2011); 1 more year, which was particularly wet, was added to the previous work (Ordóñez *et al.*, 2012). The daily effective rainfall was calculated as 52% of total rainfall registered at Santa Cruz de Mieres station. Considering the area of the three sub-basins, the effective rainfall was transformed into flow at the outlet of each of them, considering a tentative constant (I), which represents the increment of flow generated by an unitary increment of effective rainfall. In dry periods, the flow reduction was calculated using Equation 1 for each recession segment of the hydrographs. The constant I and the depletion coefficient α were adjusted in order to get the best fit of the simulated hydrographs compared with the real ones in the three sub-basins during the monitored period. The Pearson correlation coefficient between the daily real flow (730 data) and the simulated flow was calculated for each sub-basin, which was used to get a good fit. The modelled hydrographs were obtained and compared with the real ones. Also the previously defined parameters T_C , k and the half-flow period were calculated from Equation 1 considering the obtained depletion coefficients (α).

After defining the optimal parameters for a better fit of theoretical and real flow during the monitored period (2 years), the same model was applied to a rainfall data set of 30 years obtained from the closest rainfall station. This allowed estimating the average flow during this period in the three gauging stations, although no direct measures were taken (excepting the two-year monitoring period).

The long-term use of mine water can affect the temperature of the water stored in the mining reservoir. Numerical models can be applied to define the hydrogeological characteristics of the system and make long-term predictions of flow and temperature of mine water. In this case, a finite-element model, using FEFLOW software, was chosen. A 2D simulation was accomplished considering the cross section that connects Barredo and Figaredo mining shafts, within the Barredo–Figaredo sub-basin (Figure 1). The purpose of this model is the ability to predict temperature variations in the water, depending on its regime of use. This use might cover various pumping rates (depending on the water/energetic applications), pumping at different heights

within one or two shafts and the possibility of reinjection of part of the used water into the reservoir again. However, in order to get accurate predictions, input variables (such as recharge from rainfall and the river) should be precisely determined.

An isotropic, heterogeneous and variably saturated unconfined model was considered. Water was considered to be in thermal equilibrium with the surrounding rock mass. Applying Darcy's law, water flows preferentially through the galleries and mining voids, which were geometrically defined in the model. A Type 2 Neumann boundary condition was established, considering recharge by infiltration of rainfall and river loss. The model was previously calibrated simulating the flooding process, whose results were adjusted to the measured water rebound (Andrés *et al.*, 2013). Once the model was defined, long-term simulations (i.e. 30 years) were made, considering average rainfall (monthly mean values) and the obtained mean value of river flow infiltration. It was found that the temperature of the river water is lower than that of the ambient temperature during the day and higher at night (thermal inertia), but for long periods, both average values are similar. Thus, the temperature of the recharge from the river was considered equal to that of rainfall, which was also taken as the mean air temperature. Recharge was coordinated to pumping in the reservoir to keep the water level at +150 m.a.s.l. The temperature of water inflow was established as a boundary condition (using also monthly mean values). A geothermal gradient of $25\text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ was considered, as it was estimated by Gutiérrez-Alonso and Nieto (1996) from geobarometric and structural considerations in the westernmost part of the Cantabrian Zone. Also, the mean heat flow over continental crust (65 mW m^{-2} ; Renz *et al.*, 2009) was applied at the bottom edge of the model.

RESULTS AND DISCUSSION

Table I summarizes the main parameters defining the hydrographs of each sub-basin (delimited by the area drained by the River Turón up to each gauging station).

Table I. Considered parameters and results of simulated hydrographs obtained for a best fit with the real ones in the three sub-basins defined by the gauging stations

	Area of sub-basin (km ²)	Depletion coefficient α (day ⁻¹)	Turnover time T_C (day)	Recession constant k	Half-flow period (day)	Increment of flow per m ² of basin due to 1 mm day ⁻¹ of effective rainfall I (l day ⁻¹)	Pearson correlation coef. between real and simulated hydrographs
La Granxa	17.78	0.089	11.2	0.91	7.8	0.053	0.86
La Veguina	40.74	0.071	14.1	0.93	9.8	0.049	0.75
Peñule	57.15	0.059	16.9	0.94	11.7	0.028	0.77

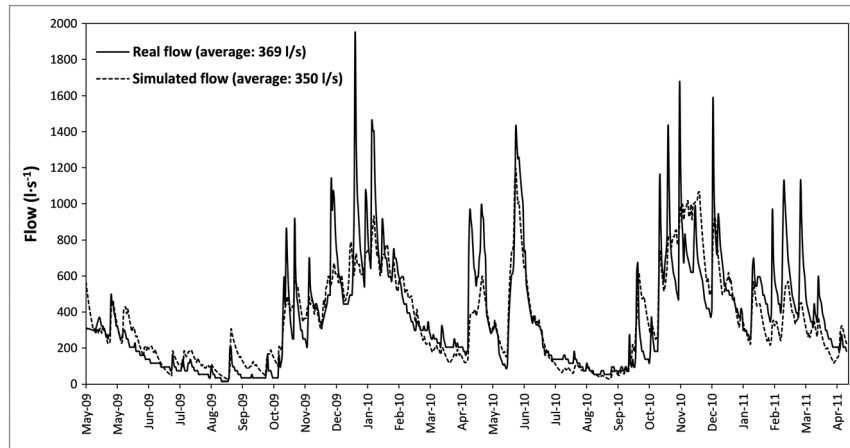


Figure 2. Measured and simulated hydrograph at La Granxa gauging station

The parameters I and α were adjusted to get the best fit of the modelled and real hydrographs, and then T_C , k and the half-flow period were obtained from them. Figures 2–4 show the real hydrographs obtained at La Granxa, La Veguina and Peñule gauging stations, respectively, compared with the simulated ones, obtained following the explained method. The potential adjustment of the staging-discharge rating curves used to calculate the real flow gives excessive peak flows corresponding to high stage readings, whereas the simulated flow tends to attenuate the major peaks, which are otherwise scarce. Notwithstanding, the selected parameters allowed a good fit between both real and modelled flows in the three cases (correlation coefficient of 0.86, 0.75 and 0.77 at La Granxa, La Veguina and Peñule, respectively).

The selected depletion coefficient α decreases from La Granxa (0.089) to La Veguina (0.071) sub-basins and decreases more from the latter to Peñule sub-basin (0.059). This might be due to the fact that the area close to the outlet

of the river is intensely mined (Figure 1), so mining-induced fractures have increased the permeability of the geological materials. Due to the particular conditions of the pumping at the mining reservoir, the water table is much deeper than the river bed of the River Turón. It is only during the rainy periods that a local ‘subsurface aquifer’ appears close to the river banks, which essentially causes delayed runoff. In this sense, the half-flow period is low (7.8, 9.8 and 11.7 for La Granxa, La Veguina and Peñule, respectively), which corresponds to a stream with low baseflow inputs instead of discharge from large stable storages (Smakhtin, 2001). This is in agreement with a basin made of sediments of originally very low permeability, which is anthropically increased by mining, so the half-flow period also increases in the most mined sub-basins. The recession coefficient k ranges from 0.91 (La Granxa) to 0.94 (Peñule), which agrees with the fact that baseflow increases in the most mined areas.

The parameter I was selected for a best fit, considering the area of the sub-basins. As an average, at La Granxa

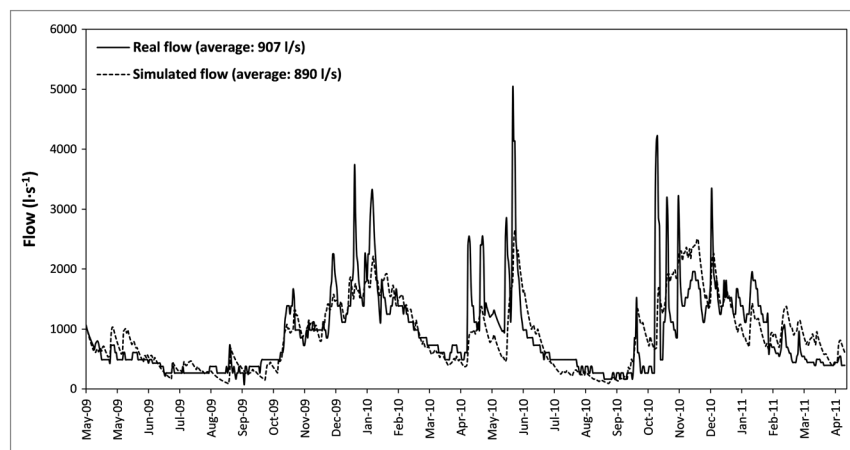


Figure 3. Real and simulated hydrograph at La Veguina gauging station

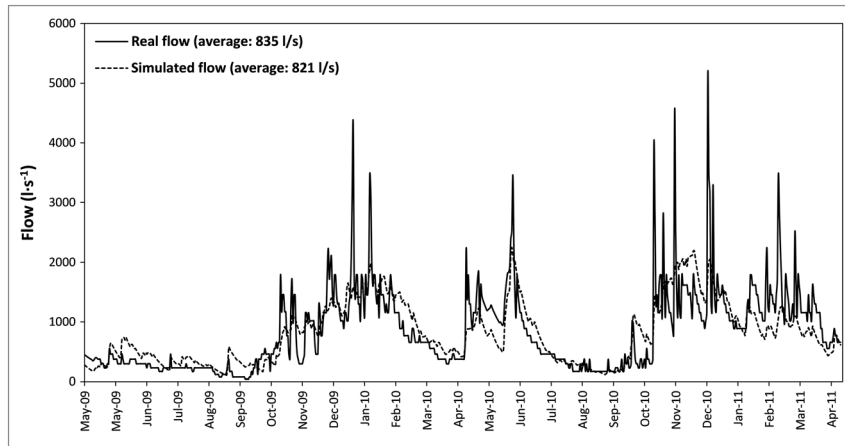


Figure 4. Real and simulated hydrograph at Peñule gauging station

and La Veguina sub-basins, a unitary precipitation (1 mm day^{-1}) produces an increment of the river flow of 0.053 and $0.049 \text{ l day}^{-1} \text{ m}^{-2}$ of sub-basin, respectively (Table I). However, the same rainfall generates almost half of increased river flow in the last sub-basin ($0.028 \text{ l day}^{-1} \text{ m}^{-2}$) because of the loss of flow, which infiltrates into the mining reservoir through the fractured overlaying rocks.

The flow of River Turón is generally low in summer, with peaks in winter and spring, when it can increase two orders of magnitude. During the monitored period, the average simulated flow at La Granxa gauging station is 350 l s^{-1} , differing by 5.0% of the measured flow (Figure 2). At La Veguina, the average modelled flow (890 l s^{-1}) differs by 1.8% of the actual average flow (Figure 3). Finally, the average simulated flow at Peñule during the monitored period (821 l s^{-1}) is just 1.6% lower than that of the actual mean flow (Figure 4).

The selected parameters and the defined model were then applied to rainfall data from Santa Cruz de Mieres station collected during 30 years. This period covers average, dry and wet years and it is considered long enough to extract

statistically representative mean values. Applying the earlier methodology, the simulated hydrographs for the three gauging stations during that period could be obtained. Figure 5 shows only that corresponding to Peñule station. The average flow at La Granxa, La Veguina and Peñule stations are: 310 , 790 and 728 l s^{-1} , respectively. The difference in flow between the last two stations is 62 l s^{-1} , which is in agreement with the value estimated in Ordóñez *et al.* (2012) (61 l s^{-1}), which corresponds to that part of the river flow that infiltrates into the mining system because of a higher induced permeability in the the most mined area (Barredo-Figaredo sub-basin). Consequently, a constant recharge of $61\text{--}62 \text{ l s}^{-1}$ from River Turón into the Barredo-Figaredo mining reservoir can be considered for long-term numerical simulations.

According to Strahler (1979), the flow of a basin is related to the area (A), a numeric constant (a) and an exponent close to the unit (b) that is expressed in the following equation: $Q = a \cdot A^b$. This allows the estimation of the average flow at any point of the drainage system. Considering the average flow and the area of the first two sub-basins,

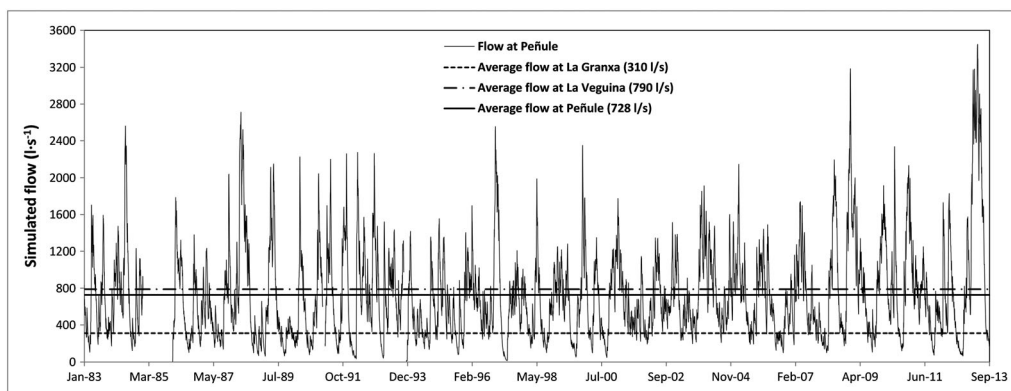


Figure 5. Simulated hydrograph at Peñule gauging station and average flow at the three gauging stations during 30 years

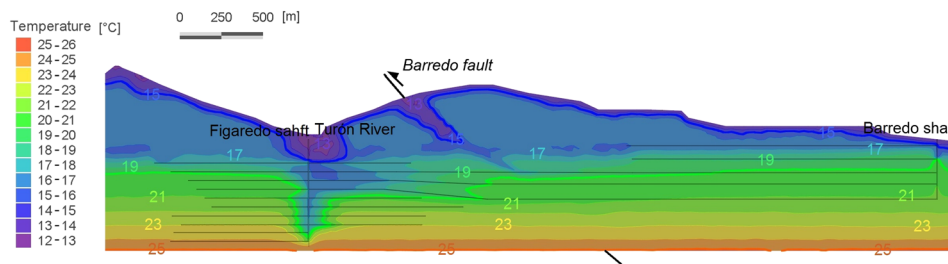


Figure 6. Temperature in the Barredo–Figaredo reservoir after 30 years of simulation using FEFLOW. Average monthly temperature of recharge was considered. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/rra

$a = 1.8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ day}^{-1}$ and $b = 1.1$. These values are not extrapolated to the last sub-basin because of the effects on mining and related infiltration.

Figure 6 shows the considered 2D FEFLOW model and the calculated temperature distribution after 30 years of simulation. Recharge water enters the system and mainly flows through the shafts and then through the mining galleries, with higher permeability. These preferential flow areas (together with the upper part of the Barredo Fault) receive cold recharge to remain colder, whereas the temperature in the unaffected surrounding massif is equilibrated with the geothermal gradient. It was proven that an increase of 20% in the recharge rate coming from the river means a decrease of the mine water temperature in the reservoir of about 1 °C after a long simulation. This justifies the study undertaken to obtain a reliable mean value of the river flow infiltrating into the mining system.

CONCLUSIONS

The studied area, located within the CCB, concentrates a large number of closed and flooded mines, which made up underground ‘mining reservoirs’ capable of being used as a water and energy resources.

The efficiency of these systems can be evaluated by means of numerical models. However, temporal evolution needs to be supported by assumptions of stability of parameters gathered during monitored periods. Some of these parameters, which depend on rainfall, a highly random variable, generate uncertainty. In this case, after 2 years of monitoring, river hydrographs were modelled and extrapolated for a long period of time. Depletion curves based on the effective rainfall and measured flow data, as well as the basin characteristics, were obtained. A simple model such as that exposed here proves that the average recharge of a mining reservoir from river water loss through fractures is stable with time, and it provides confidence to future models of the reservoir.

In particular, a finite-element FEFLOW model was defined for this system, and long-term simulations of

temperature were performed. An increase of 20% of the recharge coming from river loss means a decrease of 1 °C in the water temperature in the mining reservoir. This might have implications on the geothermal use of the mine water, so the correct definition of this parameter is justified. Now, different scenarios of mine water use (with or without re-injection, for example), can be reliably performed.

The methodology explained here to characterize Barredo–Figaredo reservoir can be applied to other abandoned mining works in the CCB, as well as to other mining areas in the world, where it can be also extrapolated.

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors thank Fundación Mapfre for the financial support, as well as the courtesy of the mining company HUNOSA for providing valuable information. They are also very grateful to DHI-WASY for their support regarding FEFLOW software.

REFERENCES

- Aller J, Gallastegui J. 1995. Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain). *Journal of Structural Geology* 17: 961–969.
- Alonso J, Marcos A, Suarez A. 2009. Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta* 7(4): 451–473.
- Andrés C, Ordóñez A, Álvarez R. 2013. Hydrogeological and thermal modelling of an underground mining reservoir. In *Mathematics of Planet Earth (Lecture Notes in Earth System Sciences)*, Pardo-Igúzquiza E, Guardiola-Albert C, Heredia J, Moreno-Merino L, Durán JJ, Vargas-Guzmán JA, Hou MZ (eds). *Proceedings of the 15th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences*. Springer-Verlag: Berlin; 419–423.
- Brodie RS, Hostetler S. 2005. A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. In *Proceedings of the NZHS-IAH-NZSSS 2005 conference*, Auckland, New Zealand. http://data.daff.gov.au/brs/brsShop/data/iah05_baseflow_final.pdf. Accessed April 2015.
- Demollin E, Malolepszy Z, Bowers D. 2005. Potential use of geothermal energy from mine water in Europe for cooling and heating. In *Proceedings of the International Conference “Passive and Low Energy Cooling for the Built Environment”*, Greece.

- Dinger JS, Cumbie DH, Davidson D. 2006. Assessing water-supply potential of abandoned underground coal mines in Eastern Kentucky. *Report of Investigations 12, Kentucky Geological Survey, University of Kentucky*, 33 p. Available at http://kgs.uky.edu/kgsweb/olops/pub/kgs/ri12_12.pdf. Accessed April 2015.
- Fetter CW. 2013. *Applied Hydrogeology*, 4th edn. Pearson Prentice Hall: USA; 614.
- Gandy CJ, Younger PL. 2007. Predicting groundwater rebound in the South Yorkshire Coalfield, UK. *Mine Water Environment* **26**: 70–78.
- Gutiérrez-Alonso G, Nieto F. 1996. White-mica ‘crystallinity’ finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London* **153**: 287–299.
- Hall A, Scott JA, Shang H. 2011. Geothermal energy recovery from underground mines. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **15**: 916–924.
- Jardón S, Ordóñez A, Álvarez R, Cienfuegos P, Loredo J. 2013. Mine water for energy and water supply in the Central Coal Basin of Asturias (Spain). *Mine Water and the Environment* **32**: 139–151.
- Kranz K, Dillenardt J. 2010. Mine water utilization for geothermal purposes in Freiberg, Germany: determination of hydrogeological and thermophysical rock parameters. *Mine Water and the Environment* **29**: 68–76.
- Lotze F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen* **6**: 78–92.
- Martos E. 2014. Caracterización hidrogeológica de la Cuenca del río Turón (Asturias) en Relación con la clausura de explotaciones mineras de carbón. PhD Thesis. University of Oviedo.
- Moreno B, López AJ. 2008. The effect of renewable energy on employment, the case of Asturias (Spain). *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **12**: 732–751.
- Nathan RJ, McMahon TA. 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research* **26**(7): 1465–1473.
- Ohio Department of Natural Resources. 2011. Geothermal potential of abandoned underground mines in Ohio. Retrieved November, 17, 2014, from http://www.stategeothermaldata.org/sites/stategeothermaldata.org/files/presentation_files/Geothermal_potential_of_abandoned_underground_mines.pdf. Accessed April 2015.
- Ordóñez A, Jardón S, Álvarez R, Andrés C, Pendás F. 2012. Hydrogeological definition and applicability of abandoned coal mines as water reservoirs. *Journal of Environmental Monitoring* **14**: 2127–2136.
- Preene M, Younger PL. 2014. Can you take the heat? – Geothermal energy in mining. *Mining Technology* **123**: 107–118. DOI: 10.1179/1743286314Y.0000000058
- Ramos EP, Falcone G. 2013. Recovery of the geothermal energy stored in abandoned mines. In *Clean Energy Systems in the Surface: Production, Storage and Conversion*, Hou MZ, Xie H, Were P (eds). *Proceedings of the 3rd Sino-German Conference “Underground Storage of CO2 and Energy”*, Goslar, Germany. Springer-Verlag: Berlin; 143–155.
- Rango A, van Katwijk V. 1990. Development and testing of a snowmelt-runoff forecasting technique. *Journal of the American Water Resources Association* **26**: 135–144. DOI: 10.1111/j.1752-1688.1990.tb01358.x
- Raymond J, Therrien R. 2008. Low-temperature geothermal potential of the flooded Gaspe Mines, Quebec, Canada. *Geothermics* **37**: 189–210.
- Renz A, Rühaak W, Schäzl P. 2009. Numerical modelling of geothermal use water: challenges and examples. *Mine Water and the Environment* **28**: 2–14.
- Rodríguez R, Díaz MB. 2009. Analysis of the utilization of mine galleries as geothermal heat exchangers by means a semi-empirical prediction method. *Renewable Energy* **34**: 1716–1725.
- Smakhtin VU. 2001. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology* **240**: 147–186.
- Strahler AN. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union* **38**(6): 913–920.
- Strahler AN, 1979. *Geografía Física*. 4th edn, Omega: Barcelona, Spain; 767.
- Verhoeven R, Willems E, Harcouet-Menou V, De Boever E, Hiddes L, Opt-Veld P, Demollin E. 2014. Minewater 2.0 project in Heerlen the Netherlands: transformation of a geothermal mine water pilot project into a full scale hybrid sustainable energy infrastructure for heating and cooling. *Energy Procedia* **46**: 58–67.
- Watzlaf GR, Ackman TE. 2006. Underground mine water for heating and cooling using geothermal heat pump systems. *Mine Water and the Environment* **25**(1): 1–14.
- Younger PL, Banwart SA, Hedin RS. 2002. *Mine Water. Hydrology, Pollution, Remediation*. Kluwer Ac. Publ.: United Kingdom.



[3]. Hydrogeological and thermal modelling of an underground mining reservoir

Revista	Mine Water and the Environment
Autores	Andrés Arias, Clara Ordóñez Alonso, Almudena Álvarez García, Rodrigo
Resumen	<p>En este trabajo se presenta el modelo numérico realizado para la cuenca del embalse minero subterráneo Barredo-Figaredo. El objetivo de dicho modelo es poder conocer mejor las características hídricas y térmicas de la zona de estudio y poder predecir el funcionamiento del sistema geotérmico puesto en marcha bajo diferentes escenarios de funcionamiento.</p> <p>El modelo numérico obtenido permite establecer una relación clara entre el régimen de recarga del embalse y la temperatura del agua en él contenida, pudiendo esto aumentar la eficacia y la eficiencia del sistema geotérmico.</p>



Clara andres arias <claritandres@gmail.com>

MWEN-D-15-00023R3

Srilakshmi Patrudu <em@editorialmanager.com>

1 de julio de 2015, 13:43

Responder a: Srilakshmi Patrudu <srilakshmi.patrudu@springer.com>

Para: Clara Andrés <andari.clara@gmail.com>

CC: robert.kleinmann@gmail.com

2015/07/01

Dear Mrs. Clara Andrés,

I am pleased to inform you that your manuscript, "Hydraulic and thermal modelling of an underground mining reservoir" has been accepted for publication in Mine Water and the Environment.

We will now have the abstract of your paper translated into Chinese, German, and Spanish by Mine Water and the Environment members who have volunteered to perform this service.

These translated abstracts will appear along with the on-line version of the paper; many people rely on these translations to get a quick overview of the contents.

Once our volunteers submit the translated abstracts, your manuscript will be released to production. Soon after that, you will receive e-mails from Springer with copyright release information, and an opportunity to purchase off-prints or to order open access, and an electronic proof copy for you to carefully inspect and approve or revise.

Thank you very much for deciding to publish your submission in this journal.

With kind regards,
Robert L. Kleinmann, Ph.D.
Springer Journals Editorial Office
Mine Water and the Environment

Hydrogeological and thermal modelling of an underground mining reservoir

Clara Andrés [■] Almudena Ordóñez [■] Rodrigo Álvarez

Received: 26 Jun 2015

© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Abstract Flooded mines are a groundwater reservoir, which can be used geothermally. Modelling such a reservoir can be complicated, because it is necessary to simultaneously solve the equations of flow and heat transport within the mine voids and the surrounding medium, whose hydraulic parameters may have been affected by mining. We present a numerical model developed for the reservoir formed by the Barredo and Figaredo shafts in the Central Coal Basin of Asturias (Spain), using the software FEFLOW. Both 2- and 3-dimensional versions of the model were used to simulate the flooding of the mine. They were calibrated by comparing the results with actual water levels measured during flooding. The hydrogeological and thermal characteristics of the reservoir were adjusted to predict the long-term temperature of the water under different scenarios of water extraction and injection.

Keywords: geothermal; heat transport; mine water; numerical modelling

Introduction

The increasingly frequent closure and subsequent flooding of mines is generating large volumes of underground flooded mine voids ('mining reservoirs'). The water in these mines is a potential substantial resource, both as drinking water and as an energy source. The latter can be exploited by means of heating networks of low-medium temperature, using geothermal energy from water (Goreishi et al. 2012; Hall et al. 2011; Hamm and Sabet 2010; Jardón et al. 2013; Kranz and Dillenardt 2010; Ramos and Falcone 2013; Raymond and Therrien 2008, Verhoeven et al. 2014, among others). This green and renewable energy source is particularly suited to meet the needs of residential and commercial heating. Based on current energy prices, the mine water used as a geothermal resource could substantially reduce annual costs of a district heating plant compared with conventional heating methods (Bazargan et al. 2008).

Despite its widespread availability (e.g. Lawson and Sonderegger 1978), the use of mine water as a geothermal resource is not yet common (Raymond and Therrien 2008). However, since the benefits of this use have been demonstrated, a number of studies assessing the potential for mine water exploitation have been developed in various places (see Álvarez et al. 2013; Clauser et al. 2005; Jardón et al. 2013; O'Sullivan et al. 2011; Van Tongeren and Dreese 2004; Wieber and Pohl 2008; Wolkersdorfer 2008 and Peralta et al., 2015, which reviews 18 projects worldwide using abandoned mines for geothermal heat recovery). Coal mines are considered by some as the best candidates for the exploitation of geothermal energy using the heat contained in the mine water, due to their accessibility and temperature (Watzlaf and Ackman 2006). The main difficulty is understanding the hydraulic and thermal characteristics of the mining system, considering the interconnection of the various parts of the mine. For that purpose, numerical models can be very useful.

C. Andrés (✉) A. Ordóñez (&) R. Álvarez
Dept Explotación y Prospección de Minas, Escuela de Ingeniería de Minas, Energía y Materiales, University of Oviedo, c/Independencia, 13, 33004 Oviedo, Asturias, Spain
e-mail: andari.clara@gmail.com

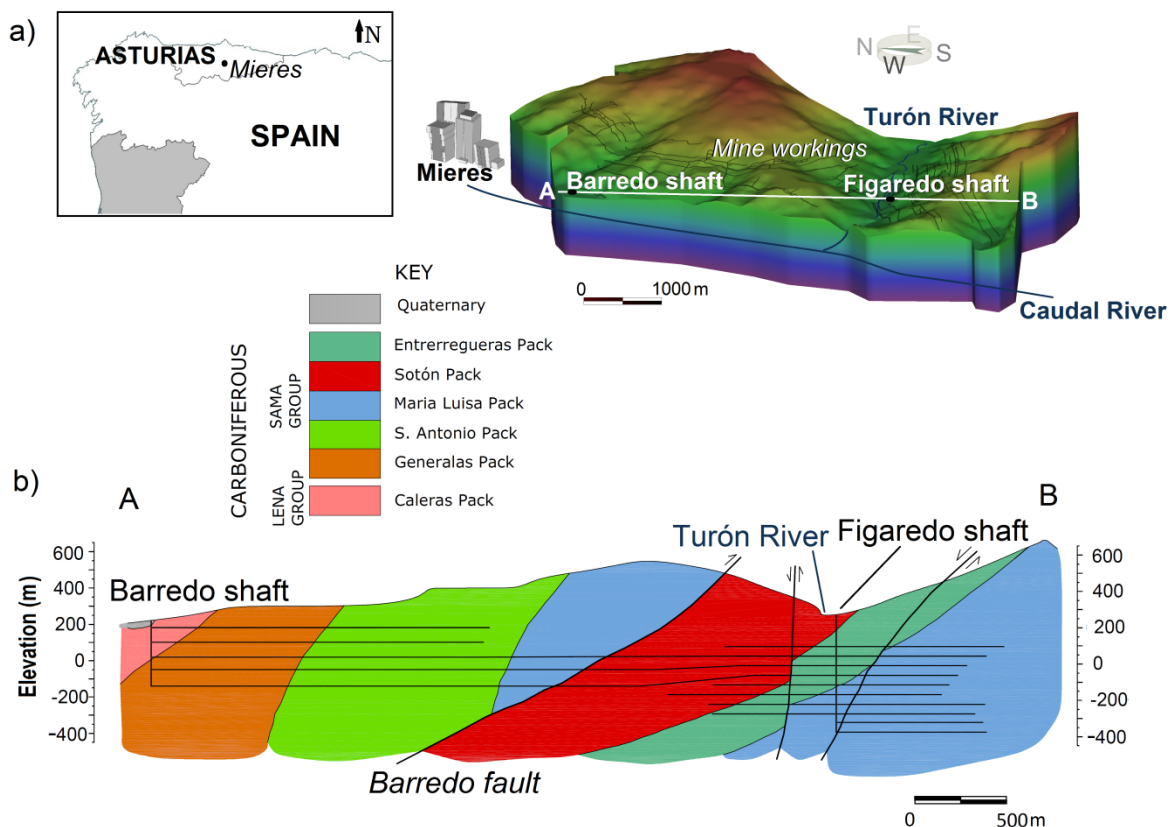


Fig. 1. a) Location and limits of the modelled Barredo-Figaredo reservoir; b) AB geological cross section across the Barredo and Figaredo shafts

The use of these computing tools for modelling groundwater flow of mine water has increased in recent years. They have proven to be useful in water management (Rapantova et al. 2007; Dong et al. 2012), analysis of the thermal properties of mining reservoirs (Raymond et al. 2011), and as a tool for evaluating the thermal potential thereof (Uhlík and Baier 2012; Renz et al. 2009; Blöcher et al. 2010). The realization of a numerical model requires observation data, making generalizations to develop the conceptual model, selecting the appropriate solution, and testing hypotheses to try to replicate reality using the mathematical model; if it is satisfactory, it can be used to predict scenarios (Brown and Trott 2014). Notwithstanding, the use of appropriate modelling is essential to achieve precise and applicable results.

The coal mines developed in Asturias (NW Spain) over 200 years have altered the natural groundwater flow, leading to a new ‘aquifer’ of triple-porosity (primary porosity of the rock, anthropogenic voids generated by mining, and secondary porosity caused by mining-induced fracturing), called ‘mine aquifer’ according to Wolkersdorfer (2008). Starting from minor sandstone aquifers, mining has created new karst-type aquifers, due to the construction of galleries and the emergence of fractured areas as a result of coal extraction (Ordóñez et al. 2012). Once mining

and dewatering cease, all these connected voids in the Asturian Central Coal Basin (hereinafter CCB) will act as underground (mining) reservoirs.

In this paper, the hydrogeological and thermal models of an underground reservoir located in the CCB are presented. This mining reservoir, located close to urban settings, consists of the mine workings of the Barredo and Figaredo shafts, which are interconnected, closed and flooded. The water from this reservoir is being exploited as a source of geothermal energy, supplying heat and cooling by means of heat pumps and through distribution networks of low temperature (<35°C). The model was built using the finite element simulator FEFLOW, which can be used to calculate the flow in porous media of finite element discretization (Diersch 2005).

Study Area

The study area is located in the River Turón valley within the CCB, in south-central Asturias, in NW Spain (Fig. 1). The average annual temperature over the last two decades in this area was 13°C. The rainfall of an average hydrological year within the defined basin is about 1130 mm and the effective rainfall (subtracting evapotranspiration from precipitation) is 580 mm·a⁻¹ (Ordóñez et al. 2012).

Deformation of sedimentary Carboniferous sequences in the CCB is intense, with well-developed folding and large thrusts. The study area has a complex synclinal structure, represented by the Barredo syncline, which is crossed by the Barredo fault (IGME 1975) (Fig. 1b). The CCB is within the so-called ‘Palaeozoic Unit’, consisting of very low permeability materials that, although they can form small aquifers, are not relevant groundwater systems. The materials considered in this study are mainly characterized by low porosity and permeability values. They correspond to a cyclic succession of parasequences formed by marls, shales, greywackes, sandstones, and coal, grouped into “packs” (non-formal lithostratigraphical units about 300 m thick, defined from a mining criteria), and interbedded with conglomerates and breccias. They are clustered in two main units (García-Loygorri et al. 1971): i) the “productive” or Sama Group, which includes the Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón, and Entrerregueras packs in the study area, and ii) the “unproductive” or Lena Group, from which only the Caleras pack is considered in this study (Fig. 1b). Previous studies in the area indicated that these materials together have a permeability around 10^{-7} m·s⁻¹ in unexploited areas (Fandos et al. 2004). Given this very low permeability and the limited possibility of water flow through fractures, water stored in the materials forming the undisturbed rock mass is negligible compared to that stored in the voids caused by mining (Jardón 2010). On the contrary, the hydrogeological parameters of the scarce materials of low permeability (sandstones) affected by mining increase substantially from their initial values (porosity, permeability, storage coefficient, and transmissivity increase up to 1, 3, 3 and 2 orders of magnitude, respectively; Supplemental Table 1) (Ordóñez et al. 2012; García-Fuente 1996). Supplemental files accompany the on-line version of this paper and can be downloaded for free.

Coal was extracted by the public company HUNOSA until 1992 in the Barredo Mine and 2006 in the Figaredo Mine. The Barredo shaft is located in the NW sector of the study area and its facilities are located in the centre of the town of Mieres on the right bank of the Caudal River. The Figaredo Mine is located south of the Barredo shaft, on the left bank of the Turón River (Fig. 1a). The Barredo shaft intersects the land surface at an elevation of 220 m; it has 5 levels and a total depth of 360 m. The Figaredo Mine includes 2 close shafts with entrances at 279 and 254 m, which are 520 and 650 m deep, respectively, with a total of 10 levels.

Although coal extraction started in these mines at the beginning of the 20th century, intense pumping

of groundwater to dewater them only took place from the 1960’s to 2007. In the period 2002-2007 (before flooding), an average of 4.1 Mm³ per year was extracted from both shafts at a temperature of about 20°C. After mines’ closure (Dec 2007), pumping stopped, allowing the groundwater to rebound (Younger et al. 2002). The flooding of the Barredo-Figaredo reservoir began on July 27, 2008 when the water level was at -184 m; it ended on May 18, 2009 (295 days), when the water reached +150 m (70 m below the Barredo wellhead), where it is currently maintained to avoid flooding at the surface. Thus, pumping was resumed to extract the same amount of water that recharges the reservoir (an average of 130 L·s⁻¹), to keep a stable water level. The current geothermal use of the pumped water to heat some public buildings reduces energy consumption by 70%, compared to conventional heating systems, and also reduces CO₂ emissions (Jardón et al. 2013). Nevertheless, the long-term temperature of the water in the reservoir if pumping carries on was undetermined.

Fig. 1a shows the basin considered for the Barredo-Figaredo system. This basin represents the recharge area of the mining reservoir, considering the extent of the mine workings, which induce fracturing and allow water infiltration. It is crossed by the Turón River, which loses some of its water through infiltration in the most heavily mined areas (Ordóñez et al. 2012). This basin constitutes the unit to be considered for the hereafter described modelling.

Methods

Before defining the numerical models, some hydrogeological and thermal characteristics of the reservoir, as porosity, recharge, thermal conductivity, and geothermal gradient, had to be established. Some of these were specifically measured or calculated, while others were obtained from previous studies. With those starting parameters, models were created and adjusted to optimally simulate the mine flooding. Then, the thermal model was built and run under a number of scenarios. This process was first undertaken with a 2 dimensional (2D) model; subsequently, a 3 dimensional (3D) model was also created.

Hydrogeological and Thermal Features

Total void volume was calculated based on the infiltrated water (estimated from the effective rainfall) that filled the reservoir during groundwater rebound, at an average rate of 1.1 m·d⁻¹. This volume was defined for each vertical stretch of the mine, and was used to calibrate the residual void left after coal extraction, taking into account the tonnage

extracted at each level and the method of operation. It was assumed that each mine level only extracted coal between that level and the level above. Other openings, such as shafts and galleries, were also considered. Elevation vs. storage graphs were then developed at +150 m, which is the current water level in the reservoir; the total void volume is estimated at 5.8 Mm^3 (Ordóñez et al. 2012). The volume of the galleries supposes 46% of the total volume, and a total length of 400 km. The porosity of the mined areas was spatially defined, exceeding 20% in some levels. The average effective porosity of the unaffected rock mass was estimated to be 0.1% (similar to that of a shale).

The recharge of the Barredo-Figaredo reservoir consists of the infiltrating effective rainfall and river losses. A previous study (Ordóñez et al. 2012) found that total infiltration accounts for approximately 23% of the effective rainfall, together with a constant input ($5300 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$) from river water. During the period of mine flooding, the daily infiltration was calculated from real rainfall data. For long-term simulations, an average rainfall infiltration of $112 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ was considered. Input from potential neighbouring aquifers was not considered in the model, due to the low permeability of the rocks, so the average total recharge is equivalent to the average pumping flow.

In contemporary studies, the thermal properties of the materials defining the geological packs shown in Fig. 1b were estimated from samples taken at their outcrops. The porosity of the samples was measured in the laboratory, and their mineral composition was determined by optical polarizing microscopy using thin sections. The thermal conductivity of each geological material was then estimated using the methodology proposed by Brigaud et al. (1990), which estimates the bulk thermal conductivity of a rock sample from the thermal conductivity of both the fluid and the rock matrix, which is defined as the geometric mean of the conductivities of its constituent minerals. The thermal conductivity was found to range from $1.42 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (lutite) to $4.89 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (sublitarenite). The average thermal conductivities of the Caleras, Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón, and Entrerregueras geological packs are: 4.47, 2.49, 2.33, 2.95, 2.40 and $2.49 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, respectively. These values were used in the thermal models of the reservoir.

Fig. 2 shows some thermal profiles measured by HUNOSA inside the Barredo shaft, once the pumping was resumed. The upper sections display seasonal temperature variations, whereas the lower sections are more stable, as pumping allows mixing of waters of different temperatures. The profiles show that there is a good mixing in the lower part of

the mine (where a better hydraulic connection exists) and a diffusive flow in the upper part above the upper pump, which probably pumps only deeper mine water (see Wolkersdorfer 2008 for details about thermal stratification in a flooded underground mine). The water used for geothermal purposes is currently pumped from the Barredo shaft at a depth of 100-200 m below the land surface at a temperature of 20-22°C.

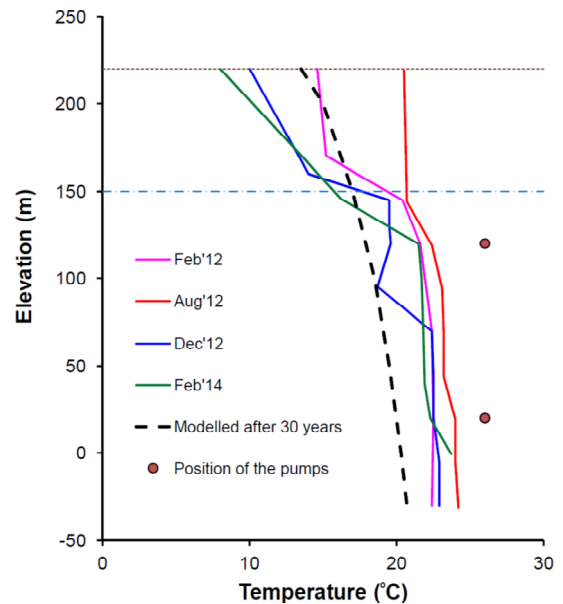


Fig. 2. Water temperature profiles measured inside the Barredo shaft, once pumping was resumed, compared to that modelled after 30 years of simulation. Air temperature was measured above water level.

2D Model

First, a 2D model was constructed in order to calibrate the hydrogeological and thermal properties of the mining reservoir. This model was performed in the transverse section through the Barredo and Figaredo shafts, considering the mine workings and the connections between them (Fig. 1b), and extended within the limits of the Barredo-Figaredo basin (Fig. 1b). The model was divided into three classes of materials: i) unaltered rock, ii) mined volume (that affected by the mining works and the associated fracturing), and iii) open mine structures (mainly shafts and galleries).

Both in the galleries and the mined volume, water was assumed to be in thermal equilibrium with the surrounding rock mass at the start of the simulations. Water will flow first through these mine workings, which represent much of the voids, at relatively high speed, compared to a much slower velocity in the undisturbed rock mass. According to Wolkersdorfer (2008), mine water flows in rough mine voids with mean velocities (determined by means of tracer tests) of 0.3 to $1.6 \text{ m} \cdot \text{min}^{-1}$. In a multiple shaft mine like this case, high effective

velocities in areas of high hydraulic gradient can be reached, leading to a turbulent flow regime, particularly during the groundwater rebound. A mine environment is so complex that Darcy's law for flow, laminar flow, turbulent flow or even almost no flow can occur together (Wolkersdorfer, 2008).

To define the hydrogeological model, a prior calibration of the hydraulic parameters of the materials was made. For that, the mine flooding was simulated, using actual rainfall data. Thus, parameters such as the hydraulic conductivity of the materials affected by mining (which define the reservoir) were modified by successive approximations to obtain an optimal adjustment to the real process, which had been monitored.

Considering the topography and the limits of the basin, a 2D mesh with 57,448 nodes and 114,557 elements was created. The mesh was defined to adapt the model to the mine workings, so the size of the elements ranged from 2.5 to 20 m, with a finer meshing around the galleries. Because the unaffected rock mass is practically impermeable, water contributions from the sides were not considered. Only rainfall recharge and river losses were assumed as inputs to the system. The conceptual model assumes an isotropic porous medium, heterogeneous and unconfined. It works as a saturated / variably saturated (Van Genuchten-type) model. The entry of water through the surface by rainfall infiltration (variable rate) was assumed as a type 2 (Neumann) boundary condition. Recharge from the Turón River was divided into several injection wells along the stretch of river intercepted by the 2D model section.

As a simplification, all the galleries were considered to have a rectangular geometry with a section of 8 m² and a height of 2.5 m. The shafts were assumed to have a circular section of 25 m². The mined volume (zones extending between galleries) consists of altered material with porosity and hydraulic conductivity values greater than the surrounding (unaltered) rock mass. Porosities of 0.1% and 100% were used for the unaffected rock mass and the galleries, respectively. The variable porosity obtained for each mine stretch, ranging from 2 to 22%, was considered for the mined volume. Hydraulic conductivities of 10⁻⁷ and 1 m·s⁻¹ were assumed for the unaffected rock mass (Fandos et al. 2004) and the shafts and galleries, respectively. Moreover, the potential influence of the Barredo fault was considered; it was given a porosity of 1% and a hydraulic conductivity of 10⁻³ m·s⁻¹ (Supplemental Table 2).

The flooding process occurring in 2008–2009 was then simulated with the above data. The initial water table was set at -184 m. Only the recharge

from the river and the daily rainfall infiltration were used to produce the groundwater rebound up to +150 m, and then the obtained flooding curve was compared to the real one. The parameters that allowed the best fit between both the curves were established and used for the next simulations.

The thermal model was programmed to start after the flooding period, with a stable water level at 150 m maintained by pumping. The total pumped flow was apportioned between both shafts, and set equal to the average recharge, so that a water balance is maintained in the system (inflow equals outflow). This allows long-term thermal modelling to be carried out.

For the thermal modelling, a variable water temperature (equivalent to daily ambient temperature) was set at the surface as a boundary condition. At the bottom edge of the model, a constant heat flow of 65 mW·m⁻² was defined, as in the available local heat flow maps (GEOELEC 2015) the area of study falls in a zone ranging from 60 to 70 mW·m⁻². The value of 65 mW·m⁻² is the mean heat flow over continental crust, it is used in similar models (e.g. Renz et al. 2009) and it is also comparable to local values found in other studies at European scale, as the Atlas of geothermal resources in Europe (European Commission 2002). As an initial condition, the temperature of the rock mass was established at 13°C at the surface (average annual temperature in the study area); other temperatures at depth were calculated considering the geothermal gradient, reaching up to 33°C. According to local data (European Commission 2002) the geothermal gradient in this area varies from 0.027 to 0.032 °C·m⁻¹, so an average value of 0.03 °C·m⁻¹ was considered in this case. The thermal conductivities obtained for each geological pack were considered in this model.

Once the model was defined, several scenarios of the geothermal system were simulated to assess its long-term viability. The first scenario contemplates the use of mine water for heating and/or cooling without water return to the mining reservoir. At present, pumping equals the natural recharge of the reservoir, and part of the pumped water is geothermally used. In this case, the used water, after passing through the heat pump, is discharged to the River Caudal. The second scenario also considers hydropower generation by means of return of the mine water employed in heat pumps to the reservoir. Micro-turbines can be used to produce energy from this water as it flows back down the shaft during peak hours. In an optimal (high) use of the mine water, this would also help to keep the reservoir full. According to Jardón et al. (2013), the optimal geothermal use would need a flow up to 40% of the total pumped flow to be reinjected into

the reservoir after being used. This returned water has a temperature around 15°C, which corresponds to that at the exit of the heat pumps. Used water would be injected through the Figaredo shaft, so that it would not affect the temperature of the water pumped at the Barredo shaft for geothermal use. Although coal from the CCB is not rich in sulphides, and mine water quality problems are not frequent, the risk of water quality deterioration due to recycling oxygenated water into the reservoir should be considered in the case of reinjection.

Both scenarios have been simulated with the calibrated model. Long-term working of the system (30, 60 and 90 years) was simulated, considering annual average recharge and pumping with and without reinjection.

3D Model

The 2D model was calibrated to better define the hydrogeological and thermal parameters of the system. However, this model does not provide volumetric information, so a three-dimensional model was developed. The results of the 2D model served as starting points for the 3D model, which is its natural extension. Still, a number of

simplifications were necessary to account for the three-dimensional complexity of the mining galleries.

First, the original outline of the basin was smoothed to reduce mesh complexity, avoiding obtuse angles in the elements. The resulting basin, extending 18 km², is shown in Fig. 1a. Slices of 2.5 m high were considered to represent the galleries at each mine level. An average porosity of 10% and a hydraulic conductivity of 0.5 m·s⁻¹ were assigned to the area to where the galleries extend within these slices. The mined volume around this zone of galleries was assigned a 1% effective porosity. Vertical shafts were considered to have 100% porosity; they were surrounded by a narrow ring of higher porosity and permeability (10% and 0.5 m·s⁻¹, respectively) to ease the water flow through them (Fig. 3). A porosity of 0.1% was kept for the unaffected rock mass. Analogously to the 2D model, hydraulic conductivities of 10⁻⁷, 2×10⁻⁴, and 1 m·s⁻¹ were considered for the unaltered rock mass, the mined volume, and the shafts, respectively (Supplemental Table 2).

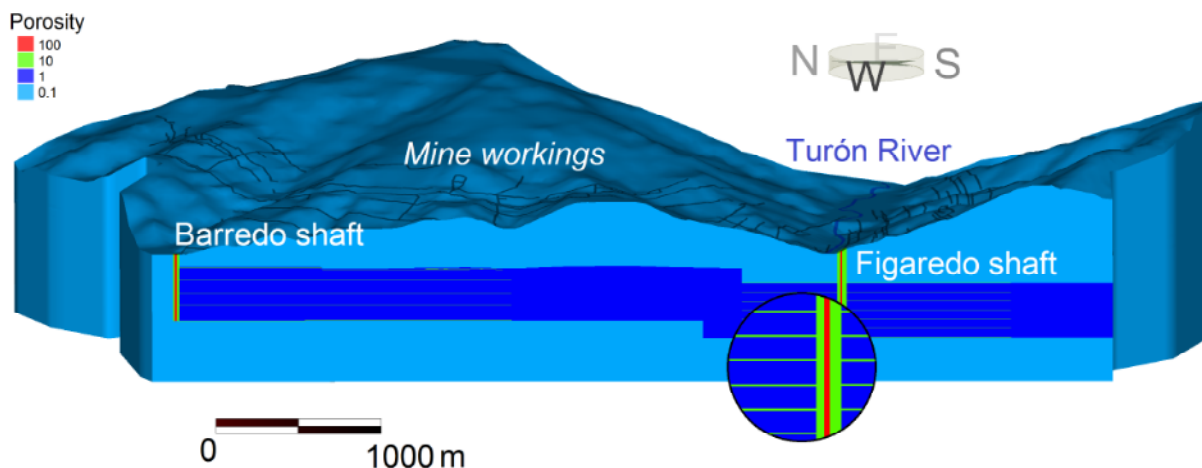


Fig. 3. Section of the 3D model across the Barredo and Figaredo shafts showing the porosities (%) assigned to different zones (shafts, zone of galleries, mined volume, and unaltered rock mass); horizontal and vertical scale are the same.

The model was created with 110 slices, 3.9 million triangular prismatic elements, and 2.0 million nodes. The bottom elevation is -494 m, and the top elevation ranges between +200 and +900 m, depending on the topography. The deepest layer is located deep enough to ensure an impermeable boundary not influenced by the galleries or the mining-altered rocks. The high number of slices satisfied the need to increase the vertical discretization of the model, as it is extremely important to work with a sufficient vertical resolution when running unsaturated models to

avoid convergence errors. Additionally, an increased number of nodes was necessary to represent the galleries. The size of the elements in the model was conditioned by the layout of galleries, to avoid obtuse angles (which would cause divergence problems).

The boundary conditions for both the hydrogeological and thermal 3D models were those assigned to the 2D versions. The flooding period was first simulated using daily recharge, so the 3D model was calibrated to adapt to real data. With the resulting model, both potential scenarios of

geothermal use were simulated. For the sake of simplicity, the weighted average thermal conductivity (based on the percentages of the rocks in each geological unit) of $2.86 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ was considered for the whole model.

Results

The simulated water level rise during the mine flooding was compared to the monitored actual rise, with a calculated Pearson correlation coefficients of 0.93 for the 2D model and 0.97 for the 3D model (Fig. 4).

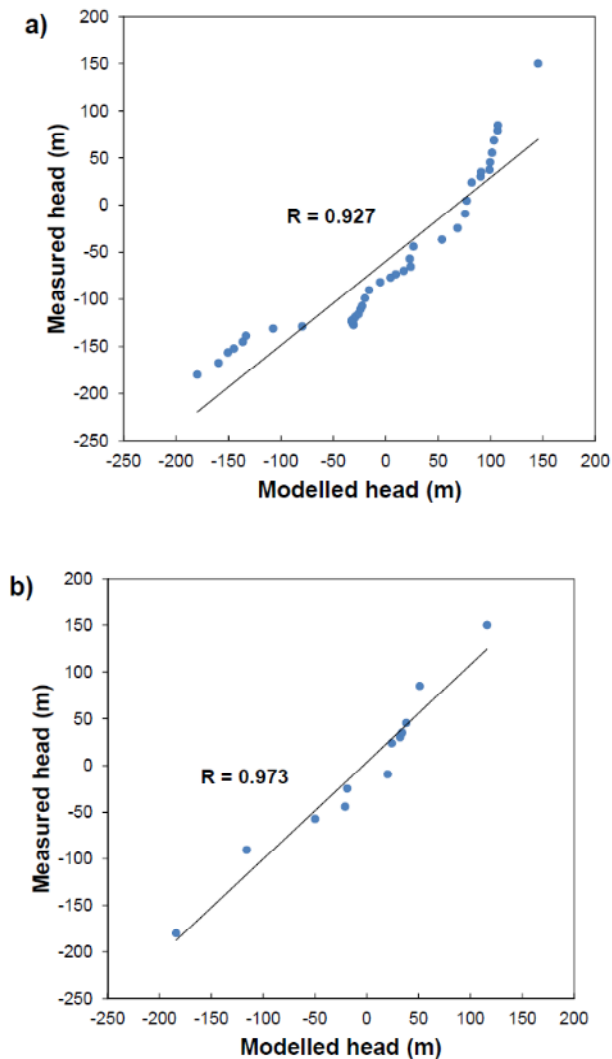


Fig. 4. Correlation between measured and modelled groundwater rebound in 2D (a) and 3D (b) simulations

2D simulation of the water rebound began with a hydraulic conductivity of $10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for the mined volume, achieving a fit between real and simulated flooding curves of 89%. By successive approximations, the value which allowed the best fit (93%) with the real flooding data was $2\times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. This was assumed for all the material that fills the exploitation voids in consecutive simulations.

Supplemental Table 3 shows a sensitivity analysis of the model parameters (hydraulic conductivity, specific retention, and specific storage, S_s) on the hydraulic head. The model is more sensitive to the S_s , as its variation affects the modelled water table stably and significantly (a 20% increase or decrease of S_s results in an error $\geq 40\%$). After the calibration, the parameters that would lead to a minor error (3%) and a better fit with the real flood curve were chosen (Supplemental Table 3). Fig. 5 shows the thermal map of the Barredo-Figaredo section after 30 years, without considering reinjection. There were no substantial differences between the two scenarios (with and without reinjection). Recharge water flows preferentially through the mining galleries, cooling them, whereas the rock mass keeps a stable temperature. In 30 years, if the system is exploited as it is now, water would be pumped at a temperature $\approx 19^\circ\text{C}$, so the rock mass temperature would be reduced by $1\text{--}3^\circ\text{C}$, independently of the scenario considered (Fig. 2). This reduction almost falls within the natural fluctuations of the system throughout the year. However, much lower temperatures were observed in both scenarios around the Figaredo shaft, reaching values of 17°C in the highest levels of this mine. The current water temperature from Figaredo is as an average 2°C less than that from Barredo, and the reason might be infiltration of water from the Turón River. It was proven that the Barredo fault acts as a preferential flow path, but ultimately it does not greatly influence the temperature of the system.

Fig. 6a shows the temperatures in the 3D model under the scenario of no reinjection after 30 years. The results of the 3D model are consistent with those of the 2D model; nevertheless, the deepest low temperatures extend more around the Figaredo shaft in the 3D model. The rate budget supplied by FEFLOW in the scenarios of no reinjection agrees with the equilibrium established to keep a stable water table; therefore, capture (-) and release (+) is in the order of $130 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$, with an imbalance ranging from 1 to 9%.

The 2D and 3D simulations gave similar results for both scenarios, so it seems that the decision of selecting one type of the use or the other should be based on management criteria, depending on the energy end-users, rather than on the potential effect on the reservoir. Although the returned water is 2°C warmer than rainfall and river water, it is continuously injected and pumped out of the reservoir again in the Figaredo shaft. Also, the pumping rate is higher in this case, as it equals the natural recharge plus the returned flow to maintain the water table at the same elevation.

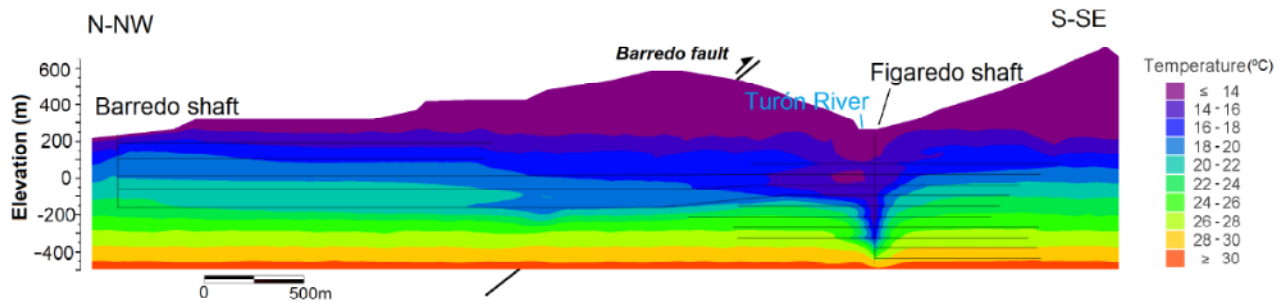


Fig. 5. Temperature in the mining reservoir after 30 years of simulation in the 2D model in a scenario of pumping without reinjection

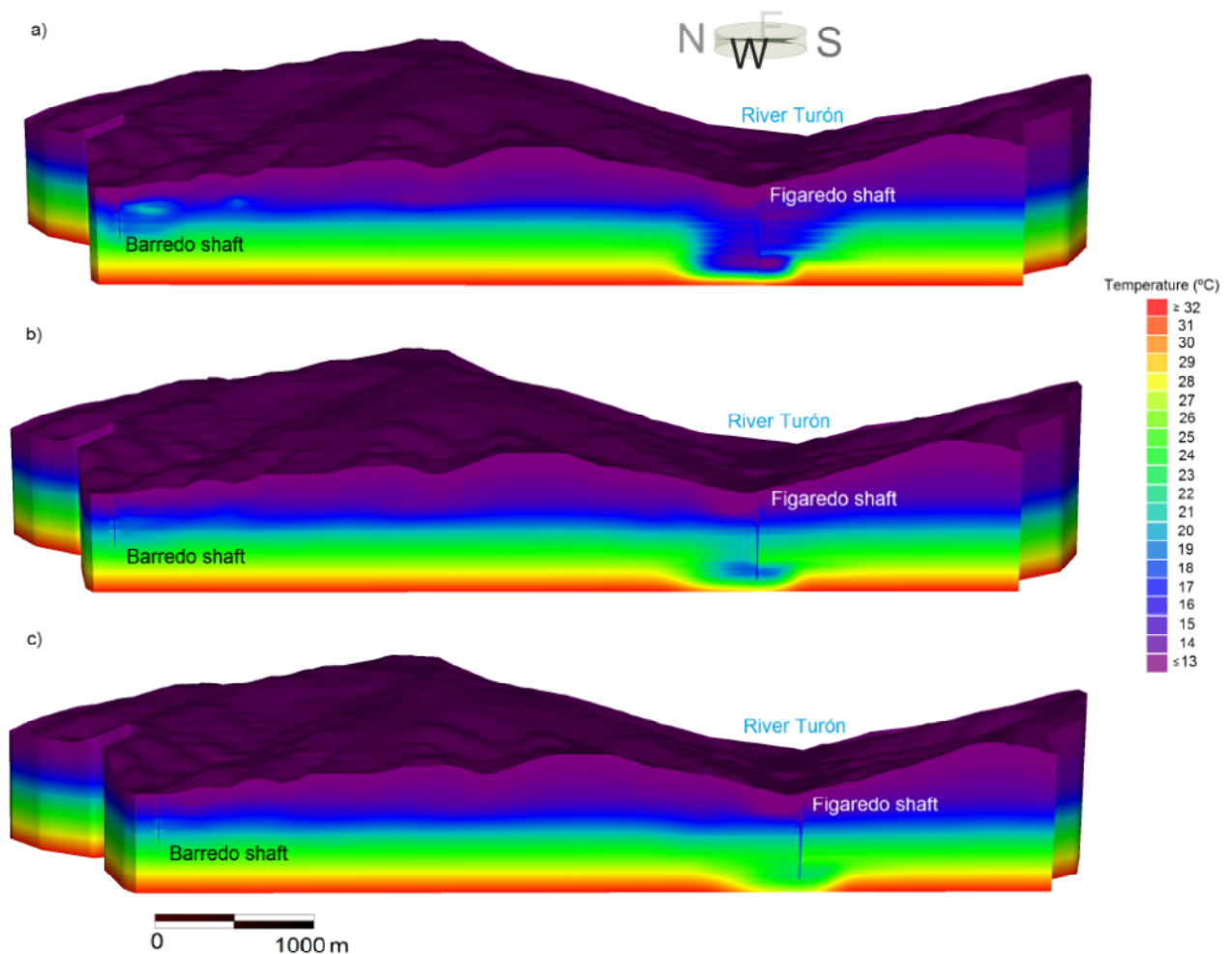


Fig. 6. Temperature in the mining reservoir after 30, 60, and 90 years of simulation (a, b, and c, respectively) without reinjection in a section of the 3D model across the shafts; horizontal and vertical scale are the same.

Longer simulations (60 and 90 years; Figs. 6b and 6c) show that the water temperature gradually equilibrates with the geothermal gradient below the pumps, reaching a steady-state. A sort of loop is established, so colder water stays mainly in the upper part of the reservoir, being constantly renewed by pumping from the Barredo and Figaredo shafts, whereas in the lower areas, higher temperatures are maintained.

An underground mining system behaves like a complex karst aquifer. Other FEFLOW users trying to undertake a similar study should try to achieve equilibrium between the reality and the simplified model of a highly deformed, fractured, and mined sedimentary system. In this case, we proved that an optimal long-term energy use of the reservoir is possible if it is adequately managed and regulated.

Conclusions

The defined models represent efficiently the temporal evolution of the water level in the reservoir during its flooding, with correlation coefficients of 0.93 and 0.97 for the 2D and 3D models, respectively. This fit was achieved by considering a hydraulic conductivity in the order of $10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in the zones affected by coal extraction. Discrepancies between observed and simulated data are probably due to the fact that the reservoir does not behave exactly like a porous isotropic medium, as assumed in the conceptual model.

The temperature of water in the reservoir after 30 years of simulation is slightly reduced around the Barredo shaft (where it is pumped for geothermal applications) and notably cooler around the Figaredo shaft, due to river water infiltration. It does not appear that the temperature in the reservoir would be influenced by reinjection of the water used for geothermal applications. The temperature of the water entering the reservoir after use in a heating cycle is slightly higher than the average temperature of the water naturally recharging the reservoir; however, the injected water is then pumped out, without substantial temperature changes once equilibrium is reached. Longer simulations show that the temperature of the water below the pumps tends to equilibrate with that of the enclosing rocks. Cold recharge water enters the system and it is pumped again at 100-200 m of depth, so an equilibrium loop is established, maintaining warmer water in the deepest zones.

The results obtained in the 2D and the 3D models were very similar. Notwithstanding, more simplifications are necessary in the 3D model to reduce its complexity. Thus, 2D models constitute a simpler and preferable option when modelling complex mining reservoirs.

The numerical models that have been created and calibrated can be used for different exploitation scenarios of the underground reservoir. The flow model allows the development of strategies for pumping-reinjection of water, while the heat transport model predicts long term temperatures in the case of changes in both the weather and the water and energy needs. The methodology described here could be extended to other (mining) reservoirs and geothermal systems to be modelled.

Acknowledgements

Authors thank the HUNOSA company for providing valuable information, as well as DHI-WASY for their support regarding FEFLOW software. We are also very grateful to Dr R. Kleinmann and Dr C.

Wolkersdorfer for their useful comments on an earlier version of the manuscript.

References

- Álvarez J, Jardón S, Andrés C, Ordóñez A (2013) Valoración técnico-económica del aprovechamiento del agua de mina como recurso geotérmico mediante una red térmica de distribución en La Felguera, Asturias. Proc, Congreso sobre aspectos tecnológicos e hidrogeológicos de la geotermia, Barcelona, Spain
- Bazargan-Sabet B, Demollin E, Van Bergermeer JJ (2008) Geothermal use of deep flooded mines. Proc, the Post-Mining Symp, Nancy, France
- Blöcher MG, Zimmermann G, Moeck I, Brandt W, Hassanzadegan A, Magri F (2010) 3D numerical modelling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. *Geofluids* 10:406-421, doi: 10.1111/j.1468-8123.2010.00284.x
- Brigaud F, Chapman DS, Le Douoran S (1990) Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs. *Am Assoc Petrol Geol Bull* 74(9):1459-1477
- Brown K, Trott S (2014) Groundwater flow models in open pit mining: can we do better? *Mine Water Environ* 33:187-190, doi: 10.1007/s10230-014-0270-z
- Clauser C, Heitfeld M, Rosner P, Sahl H, Schetelig K (2005) Beispiel Aachener Steinkohlenrevier – Nutzung von Erdwärme in aufgelassenen Bergwerken. *Beratende Ing(6)*:14-17 [in German]
- Diersch H-JG (2005) FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system, reference manual. WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin, Germany
- Dong D, Sun W, Xi S (2012) Optimization of mine drainage capacity using FEFLOW for the no. 14 seam of China's Linnancang coal mine. *Mine Water Environ* 31:353-360, doi: 10.1007/s10230-012-0205-5
- European Commission (2002) Atlas of geothermal resources in Europe, Hurter S, Haenel R (eds). Publication No. EUR 17811, Luxembourg, 270 p.
- Fandos P, Rodríguez F, Gutiérrez A.M, Álvarez JJ (2004) El yacimiento de Hunosa en la Cuenca Carbonífera Central. Unpubl report, Servicios de Geología del Caudal y del Nalón
- García-Fuente PA (1996) Sistema experto de predicción de desagües en minas subterráneas de carbón. Aplicación al Grupo Aller de HUNOSA. PhD thesis, Univ of Oviedo, Spain, unpubl [in Spanish]
- García-Loygorri A, Ortuño G, Caride de Liñán C, Gervilla M, Greber CH, Feys R (1971) El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología, Univ de Oviedo* 3:101-150
- GEOELEC (Geothermal Potential for Electricity Generation for the EU-27) (2015) Surface heat flow and temperature maps. http://www.thermogis.nl/geoelec/ThermoGIS_GEOELEC.html
- Ghoreishi SA, Ghomshei MM, Hassani FP, Abbasy F (2012) Sustainable heat extraction from abandoned mine tunnels: A numerical model. *Renew Sust Ene Rev* 4(3): 1-16, doi: 10.1063/1.4712055
- Hall A, Scott JA, Shang H (2011) Geothermal energy recovery from underground mines. *Renew Sust Ener Rev* 15: 916-924. doi: 10.1016/j.rser.2010.11.007
- Hamm V, Sabet BB (2010) Modelling of fluid flow and heat transfer to assess the geothermal potential of a flooded coal mine in Lorraine, France. *Geothermics* 39: 177-186, doi: 10.1016/j.geothermics.2010.03.004

- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1975) Mapa Geológico de España. MAGNA, Hoja 53. Memoria. Ministerio de Educación y Ciencia. Madrid, Spain
- Jardón S (2010) Aprovechamiento de las aguas de mina en la Cuenca Central Asturiana como recurso energético. Aplicación al embalse minero Barredo-Figaredo. PhD Thesis [in Spanish]
- Jardón S, Ordóñez A, Álvarez R, Cienfuegos P, Loredó J (2013) Mine water for energy and water supply in the Central Coal Basin of Asturias (Spain). *Mine Water Environ* 32: 139–151. doi: 10.1007/s10230-013-0224-x
- Kranz K, Dillenaar J (2009) Mine Water Utilization for Geothermal Purposes in Freiberg, Germany: Determination of Hydrogeological and Thermophysical Rock Parameters. *Mine Water Environ* 29: 68-76, doi: 10.1007/s10230-009-0094-4
- Lawson DC, Sonderegger JL (1978) Geothermal data-base study – Mine-water temperatures. Special Publication – State of Montana Bureau of Mines and Geology, 79:38
- Ordóñez A, Jardón S, Álvarez R, Andrés C, Pendás F (2012) Hydrogeological definition and applicability of abandoned coal mines as water reservoirs. *J Environ Monit* 14: 2127–2136, doi: 10.1039/c2em11036a
- O'Sullivan J, Croucher A, O'Sullivan M, Stevenson L, Esberto M (2011) Modelling the evolution of a mine pit in a geothermal field at Lihir Island, Papua New Guinea. Proc, New Zealand Workshop
- Peralta E, Breede K, Falcone G (2015) Geothermal heat recovery from abandoned mines: a systematic review of projects implemented worldwide and a methodology for screening new projects. *Environ Earth Sci* 73: 6783–6795, doi: 10.1007/s12665-015-4285-y
- Ramos EP, Falcone G (2013) Recovery of the Geothermal Energy Stored in Abandoned Mines. In: Springer (ed) *Clean Energy Systems in the Subsurface: Production, Storage and Conversion*, pp. 143-155.
- Rapantova N, Grmela A, Vojtek D, Halir J, Michalek B (2007) Ground water flow modelling application in mining hydrology. *Mine Water Environ* 26(4):264-270, doi: 10.1007/s10230-007-0017-1
- Raymond J, Therrien R (2008) Low-temperature geothermal potential of flooded Gaspé mines, Québec, Canada. *Geothermics* 37(2):189-210, doi: 10.1016/j.geothermics.2007.10.001
- Raymond J, Therrien R, Gosselin L, Lefebvre R (2011) Numerical analysis of thermal response test with a groundwater flow and heat transfer model. *Renew Energ* 36(1): 315-324, doi: 10.1016/j.renene.2010.06.044
- Renz A, Rühaak W, Schäzl P (2009) Numerical modelling of geothermal use mine water: challenges and examples. *Mine Water Environ* 28: 2-14, doi: 10.1007/s10230-008-0063-3
- Uhlík J, Baier J (2012) Model evaluation of thermal energy potential of hydrogeological structures with flooded mines. *Mine Water Environ* 31: 179-191, doi: 10.1007/s10230-012-0186-4
- Van Tongeren P, Dreesen R (2004) Residual space volumes in abandoned coal mines of the Belgian Campine basin and possibilities for use. *Geol Belg* 7(3-4):157-164
- Verhoeven R, Willems E, Harcouet-Menou V, De Boever E, Hiddes L, Opt-Veld P, Demollin E (2014) Minewater 2.0 project in Heerlen the Netherlands: transformation of a geothermal mine water pilot project into a full scale hybrid sustainable energy infrastructure for heating and cooling. *Energy Procedia* 46:58-67, doi: 10.1016/j.egypro.2014.01.158
- Watzlaf GR, Ackman TE (2006) Underground mine water for heating and cooling using geothermal heat pump systems. *Mine Water Environ* 25: 1–14, doi: 10.1007/s10230-006-0103-9
- Wieber G, Pohl S (2008) Mine water: a source of geothermal energy – examples from the Rhenish Massif. Proc, 10th International Mine Water Assoc Congress, Karlovy Vary, Czech Republic, p 113-116
- Wolkersdorfer C (2008) Water management at abandoned flooded underground mines: fundamentals, tracer test, modelling, water treatment. Springer, Heidelberg, Germany
- Younger PL, Banwart SA, Hedin RS (2002) *Mine Water-Hydrology, Pollution, Remediation*. Kluwer, Dordrecht



[4]. Appraising thermal conductivity in a coal basin (NW Spain) using lithological data for modelling purposes

Revista	Environmental Earth Science
Autores	Andrés Arias, Clara Álvarez García, Rodrigo Ordóñez Alonso, Almudena
Resumen	<p>La modelización hidrogeológica y térmica de cuencas sedimentarias requiere el conocimiento previo de los parámetros tanto hídricos como térmicos de dicha cuenca.</p> <p>Este estudio presenta el método desarrollado para la determinación de la conductividad térmica de las rocas presentes en la zona de estudio a partir de muestras tomadas en campo y analizadas en el laboratorio. Para ello se determinó su porosidad y su composición mineralógica, calculándose la conductividad térmica de cada una de las muestras como la media geométrica de las conductividades térmicas de los constituyentes mineralógicos de la misma.</p> <p>Los datos obtenidos permitieron la elaboración de un mapa de conductividades de la zona de estudio.</p>

Appraising thermal conductivity in a coal basin (NW Spain) using lithological data for modelling purposes

Andrés, C.*, Álvarez, R., Ordóñez, A.

Dep. Explotación y Prospección de Minas. University of Oviedo (Spain)

*Corresponding author

Escuela de Ingeniería de Minas, Energía y Materiales. c/Independencia, 13, 33004 Oviedo, Asturias, Spain. Tel: +34 985104275; Fax: +34 985104245; E-mail: andari.clara@gmail.com

ABSTRACT

The Carboniferous Coal Basin (CCB) in NW Spain has been extensively mined for a long time. At present, abandoned and flooded mines constitute “mining reservoirs” storing mine water susceptible to being exploited as a geothermal resource. The development of numerical models capable of predicting the geothermal behaviour of the reservoir after a certain number of years of use, can be useful and applicable to this and other sedimentary mining basins. A procedure for predicting in-situ thermal conductivity (k) profiles by using lithological information was applied to a mining reservoir in the CCB. Firstly, all the involved geological units were sampled in outcrops. The matrix thermal conductivity of each sample was estimated from the thermal conductivities of its lithological components, whose proportion were determined by optical microscopy. A final k was acquired considering the effects of porosity and temperature on both the matrix and the pore-filling fluid. Finally, the obtained parameters were extended to the deep geological profile, affected by the mining works. Values ranging from $1.42 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (lutite) to $4.89 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (sublittarenite) were found in the studied reservoir (average of $2.86 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$). The data for rocks provided herein can be incorporated directly into existing modelling software, such as FEFLOW, by users.

Keywords: Thermal conductivity, mining reservoir, geothermal model, FEFLOW

1. INTRODUCTION

The mining activity carried out in the Asturian Central Coal Basin (CCB; NW Spain) over several decades have resulted in the formation of new "mining reservoirs", similar to karst aquifers (Andrés et al. 2013; Jardón et al. 2013; Ordóñez et al. 2012). Sediments of the CCB are generally of low permeability and, before mining, only small multilayer aquifers could be found. However, the voids generated by coal extraction and associated fracturing of the massif have generated actual underground reservoirs.

Water stored in a mining reservoir, once flooded, can be used as a geothermal resource to supply heating and cooling using heat pumps and low temperature heat distribution networks. In particular, the system formed by the mining voids of the interconnected shafts Barredo and Figaredo, located in the CCB, is currently used for the supply to several University buildings and a new Hospital. The use of mine water gave rise to the need to understand better both hydrogeologically and thermally the mining reservoirs (Jardón et al. 2013; Ordóñez et al. 2012).

The thermal behaviour of a sedimentary basin depends on the thermal properties of the rocks and sediments forming that basin. Of all the thermal properties of rocks, thermal conductivity (k) is probably the most important one because it fundamentally controls the configuration of the isotherms and heat flow within the basin (Brigaud et al. 1990). The interior heat of the earth is transmitted to its surface mainly by radiation, advection, and conduction, being the latter the dominant mechanism in lithosphere. Only if the hydraulic permeability of crustal material is sufficiently high, convection driven advection of heat can be an equally or even more efficient transfer mechanism (Clauser and Huenges 1995). This might be the case of flooded mining reservoirs.

Porosity, temperature, pressure and saturation are among the main factors affecting k of rocks. General tables of thermal conductivities and heat capacities of rocks are available in the literature (Alishaev et al. 2012; Schön 2011; Wapples and Wapples 2004a,b; Lee and Deming 1998; Midttomme et al. 1998; Herrin and Deming 1996; Clauser and Huenges, 1995; Vasseur et al. 1995; Robertson 1988; Birch and Clark 1940, among others). Thermal conductivity of porous, water-saturated sedimentary rocks can vary widely, typically from about $1.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (shales) to $4.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (sandstones), with very low values for example for coal ($0.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$). However, compilations for rocks consist of heterogeneous data, such as mineral composition, porosity, saturation, and experimental conditions, embracing a high variability of k for each particular rock. Thus, specific determinations when studying a particular location would be convenient. A summary defined according to the type of rock is limited to users who are interested in general issues of heat transfer in the ground but not in the details of a specific place.

There are several direct methods to determine the thermal properties of the ground, such as laboratory tests on rock samples, i.e. cores or drill cuttings (Alonso et al. 2012; Hartmann et al. 2005; Somerton 1992; Lee et al. 1986) or in-situ measurements, i.e. in boreholes (Burkhardt et al., 1995). Like other petrophysical properties, in-situ thermal conductivity may deviate significantly from laboratory values, due to scale dependence (Clauser and Huenges 1995). The thermal response test (TRT) is an exact in-situ method to obtain the effective thermal conductivity of the materials crossed by a borehole (Gehlin 2002). For a TRT, a defined heat load is put into the borehole and the resulting temperature changes of the circulating fluid are measured. This technology is currently quite popular worldwide for the design of borehole heat exchangers for ground source heat pumps (Wang et al. 2010; Sanner et al. 2005). However, the thermal performance of these boreholes is site-specific, due to the differences of their configuration and of the underground thermal properties. This technology can be difficult to perform, expensive, not always available, and more important, not appropriate to estimate the k of an extensive mining system, hundreds of meters deep.

When no direct measurements can be performed, thermal conductivity can be inferred from indirect data such as mineralogical composition and saturating fluids, well-log correlations, and correlations with other physical parameters. Mineralogy is the main factor affecting the k of a sedimentary rock, i.e. the proportion of high, intermediate and low-conductivity components, such as quartz, calcite and clay minerals, respectively (Brigaud et al. 1990). Thermal conductivity of rocks (porous aggregates of minerals) may be estimated from their mineral content, as minerals, due to their well-defined composition, exhibit a much smaller variance in thermal conductivity than rocks (Clauser and Huenges 1995; Brigaud et al. 1990). Numerous models have been proposed to estimate bulk conductivity of rocks. The arithmetic and harmonic means define upper and lower limits and constrain the maximum variance of possible predictions. More realistic and quite successful in describing the data, the geometric mean falls in between these two extremes and it was proven to give better results in sedimentary rocks and to be easy to apply (Clauser and Huenges 1995). Matrix and fluid conductivity, as well as porosity and temperature, are the key parameters considered.

The design of geothermal plants is suited to the actual conditions of the underground. Measurements of k performed on representative specimens are recommended to give real data to planners involved in the geothermal sector. The use of dry k in modelling is a precautionary measure, while the use of the wet record is recommended when groundwater is present in the underground (Di Sipio et al. 2013), as in the case of a flooded mine (Renz et al. 2009).

This paper describes the methodology carried out to determine the thermal conductivity of the constituent rocks of an underground mining reservoir in the CCB (Barredo-Figaredo). As a main application, the obtained parameters could be introduced into a numerical model, in order to simulate future potential geothermal uses of the reservoir.

2. AREA OF STUDY

This study focuses on the stratigraphic materials intersected by the Barredo-Figaredo mining works, located close to the city of Mieres, within the CCB in Asturias, Spain (Fig. 1). The mining activity of Barredo lasted from 1926 to 1993. It has 5 levels and a total depth of 360 m. Figaredo extractive activity lasted from the second half of s. XIX to 2007, reaching a maximum depth of 650 m. While mining was active, pumping was maintained, but during 2007-2009 pumping ceased and the mining voids were flooded creating the so-called Barredo-Figaredo mining reservoir. Afterwards, pumping was resumed to maintain a secure flood water level. Besides the recharge from the effective rainfall infiltration, the reservoir receives recharge from the River Turón, which crosses the most mined -and fractured- area, loosing part of its flow (Ordóñez et al. 2012).

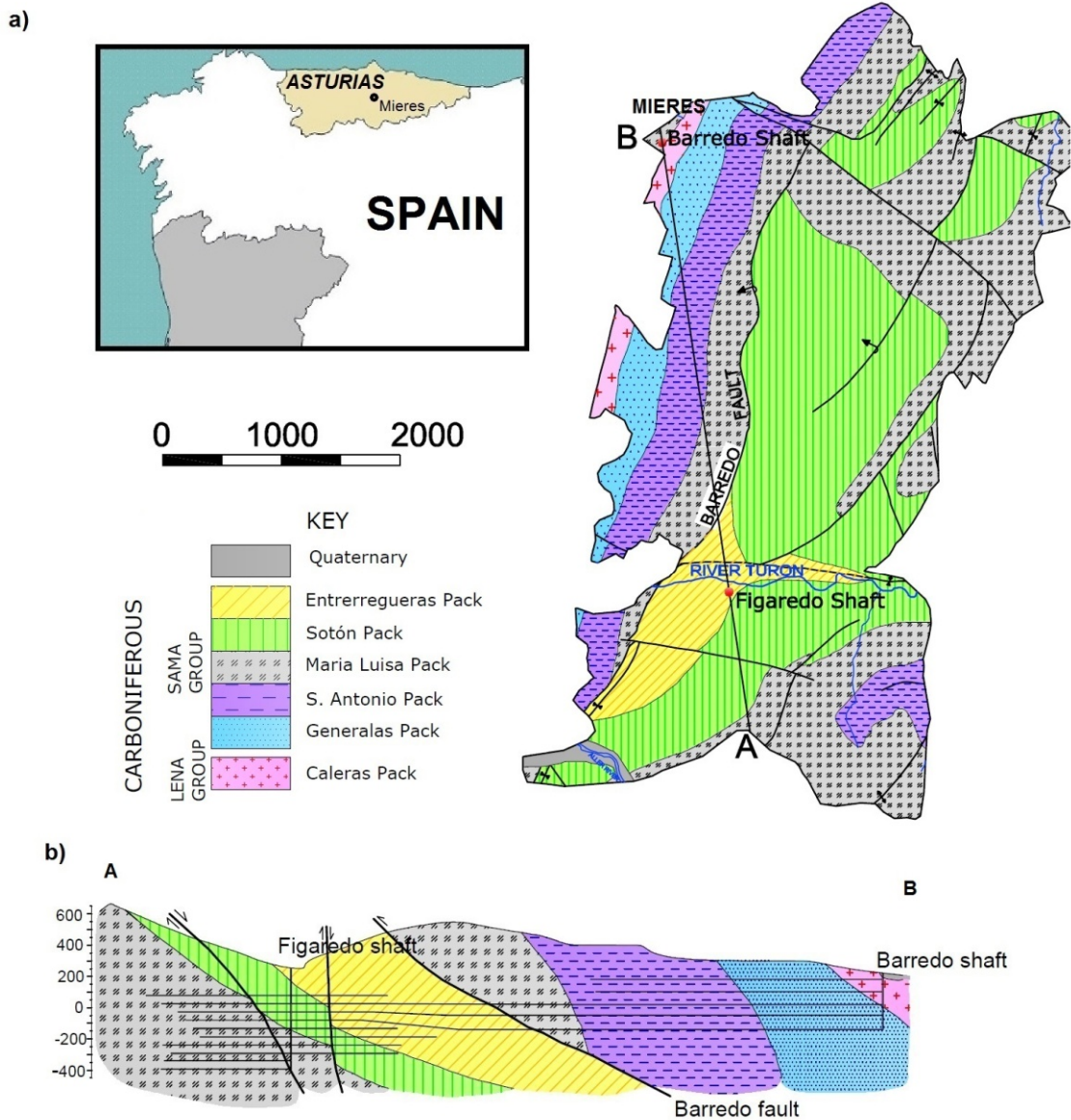


Fig. 1) Geographical setting of the studied basin; b) Geological section across Barredo and Figaredo mining shafts

The Asturian CCB is located in the south-central part of the Cantabrian Zone (Lotze 1945). It is constituted by a 6,000 m thick terrigenous synorogenic Carboniferous succession of very low permeability. The stratigraphy of the CCB has been traditionally divided into productive and unproductive Carboniferous series. They constitute two major lithostratigraphic units: i) Lena Group ('unproductive'): Westphalian lutites, limestones and sandstones and ii) Sama Group ('productive'): Upper Westphalian lutites, sandstones, conglomerates and coal beds which were mined in the studied area (Aller and Gallastegui 1995). Fig. 2 shows a stratigraphic column of the CCB, including the main coal beds exploited in the referred units.

Traditionally, the assembly of coal beds and enclosing rocks in the stratigraphic column has been subdivided into a number of associations locally called "mining packs". Thus, the Lena Group comprises Fresnedo, Levinco, Llanón, Tendeyón and Caleras mining packs, but only the latter appears in the studied area (Fig. 2). The Sama Group includes the Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón, Entrerregueras, Sorriego, Modesta and Oscura Units, but only the first five of them were exploited for coal in the Barredo and Figaredo mines (Figs. 1 & 2). In spite of the abundant workable coals, this Group include abundant marine levels, while the maximum continental conditions occurred during the sedimentation of María Luisa and Sotón Units (García-Loygorri et al. 1971). The sedimentation of coal-bearing facies took place in deltaic, fan-delta and other coastal paralic sedimentary environments (Águeda et al. 1991). These units have a subvertical dip in the area of study, particularly those exploited in Barredo mine (Fig. 1). Quaternary deposits were not considered in this case, due to their low thickness and relative irrelevance.

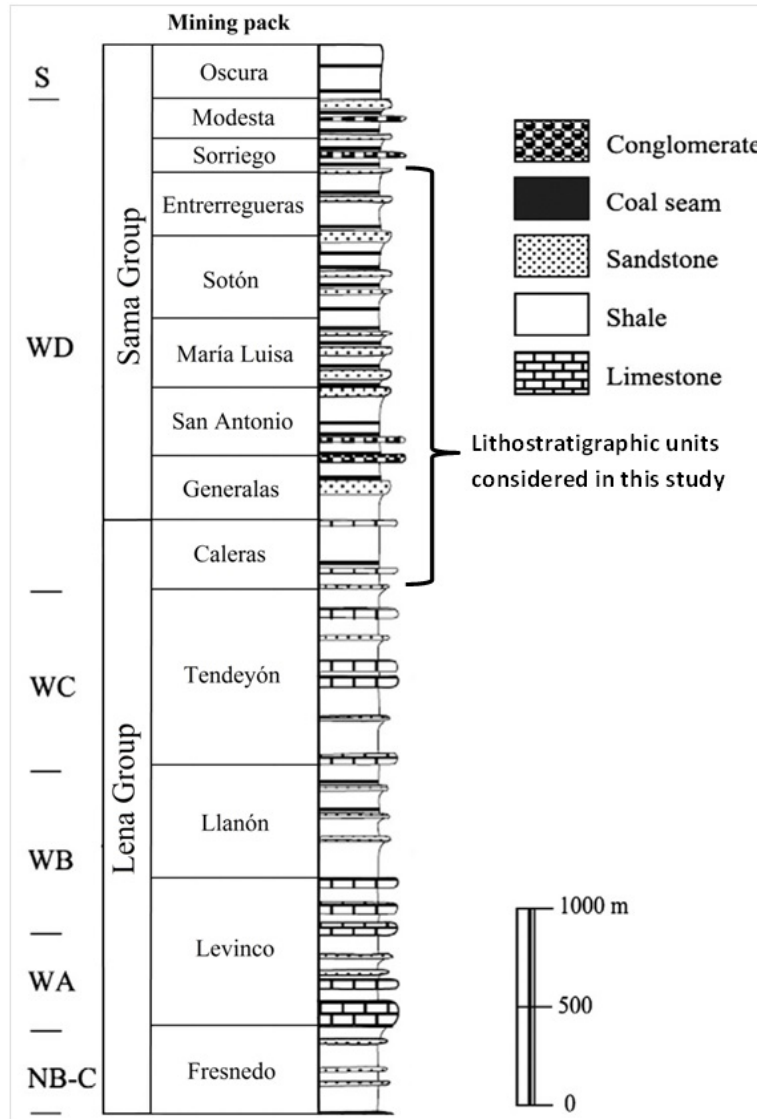


Fig. 2. Lithostratigraphic column of the Asturian Central Coal Basin (CCB); WA, WB, WC and WD: Westphalian A, B, C and D; NB-C: Namurian B-C; S: Stephanian. Mod. from Piedad-Sánchez et al., 2004

3. METHODS

If the mineral composition of a rock is known, several theoretical models can be used to calculate its composite intrinsic thermal conductivity from tables of values for rock-forming minerals in the literature (e.g. Horai 1971). The parallel and series models have been fairly successfully used to combine mineral values. In particular, the geometric mean model defined by Brigaud et al. (1990) was applied to determine the k of the rocks enclosing the studied mining reservoir. This model does not consider the sample texture, so its effectiveness depends on the fact that the effect of the rock anisotropy is neglected (Somerton 1992).

The bulk conductivity, k , of a rock sample consisting of aggregates of various minerals is given by:

$$k = k_m^{(1-\phi)} \cdot k_f^\phi \quad (\text{equation 1})$$

Where k_m is the conductivity of the rock matrix, k_f is the conductivity of the fluid and ϕ is the in-situ porosity (as a decimal fraction). A porous rock's bulk k varies with different saturating fluids. Variations in pore-fluid type can result in differences up to 10% in specific heat capacities of porous rocks (Wapples and Wapples 2004b). It is normally assumed that water is the only pore fluid, as it is by far the dominant one in most basins. Below the water table, water saturates the porosity of rocks; thus, an increased porosity of a saturated rock results in an decrease of its k , due to the low k of water ($0.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ at 30°C), three times lower than the k of the materials constituting the rock matrix (Brigaud et al. 1990). However, a non-saturated rock increases its k when it becomes saturated (i.e. after mine flooding), as the k of the air ($0.03 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ at 30°C) is much lower than that of the

water; also, the action of fracturing phenomena determine a strong variation of open porosity and water content, both able to strongly influence the k (Di Sipio et al. 2013).

The conductivity of the rock matrix, k_m , was obtained from the mineralogical composition of the samples, which was determined by optical polarizing microscopy. By studying thin sections of the sample, the volumetric proportion of the components of the rock matrix was estimated. These percentages were referred to the total sample, considering also the pore volume. Assuming that the rock matrix is constituted by an aggregate of m mineral components, k_m was calculated as the weighted geometric mean of the k of those minerals:

$$k_m = \prod_{i=1}^m k_i^{P_i} \quad (\text{equation 2})$$

Where k_i ($i=1, \dots, m$) is the k of the i th constituent of the rock and P_i its fractional volume. The k of the rock-forming minerals found in the samples was taken from Brigaud et al. (1990) and Horai (1971). In the above formula organic matter is not taken into account. Abu-Hamdeh and Reeder (2000) found a relationship between the content of organic matter in sedimentary rocks and the related reduction of their k . This relationship was applied in this study to calculate the final k of each sample, considering its organic matter content (which was also determined by microscopy).

Porosity was obtained from density, as follows:

$$\phi = \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_f} \quad (\text{equation 3})$$

Where ρ_b is the bulk density, ρ_m is the density of the matrix and ρ_f is the fluid density. In this case, ρ_m and ρ_b were determined following the Spanish standard UNE 103-301-94. As it was previously said, water is considered as the only fluid saturating the rocks, so $\rho_f = 1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Experimental results show that the temperature has a significant effect on the k of the components of the rock matrix when it ranges between 0 and 200°C. Therefore, the calculated k at 20 °C in a porous rock sample must be corrected for the in situ temperature in field applications. According to Chapman et al. (1984), the conductivity of the matrix is proportional to the inverse of its absolute temperature:

$$k_{m,T} = k_{m,20} \cdot \frac{293}{273 + T} \quad (\text{equation 4})$$

where $k_{m,T}$ is the k of the matrix at the temperature T (in °C) and $k_{m,20}$ is the k of the matrix obtained in laboratory at 20°C. This correction is particularly significant in deep sedimentary basins. In the case of the water, the analogous following equation is applicable (Kappelmeyer and Haenel 1974):

$$k_{w,T} = 0.56 + 0.003 \cdot T^{0.287} \quad 0 \leq T \leq 50^\circ \text{C} \quad (\text{equation 5})$$

In order to get the temperature at a certain depth, an average thermal gradient $\Delta T = 0.03^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ was considered. Therefore, the temperature T at a depth z would be:

$$T = T_0 + \Delta T \cdot z \quad (\text{equation 6})$$

where T_0 is the temperature at the surface, which was considered 20°C in this case; the temperature (and thus the thermal conductivity) were corrected every 25 m.

For this study, 28 samples were taken in outcrops of all the mining packs affected by the Barredo-Figaredo reservoir. These packs are: Caleras, Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón and Entrerregueras and 4, 3, 9, 4, 4 and 4 samples were taken in them, respectively. Samples covered continental and marine sections, as well as different and representative lithologies, which were essentially lutites, sandstones, limestones and conglomerates. In the case of the latter, pebbles and matrix were studied separately.

Once the k of the different materials conforming the Barredo-Figaredo mining reservoir was obtained, a weighted average considering their thickness, was estimated for the mining packs. These values are used in numerical finite-element modelling, in order to predict the geothermal behaviour of the reservoir.

FEFLOW software was used to model the flooded reservoir, considering the current situation where it is pumped a flow equivalent to the recharge of the system, in order to get a stable water table. The conceptual model is composed of isotropic, heterogeneous, porous and unconfined medium, and simulations were performed with a saturated/variably saturated model. As the materials in the study area are not permeable, lateral inflow was neglected. A Type 2 Neumann boundary condition was used for rainfall infiltration. The recharge coming from

the River Turón was modelled by injection wells. The average monthly temperature at surface ranges from 9°C in winter to 19°C in summer. The temperature of the infiltrating water (considered equivalent to the average annual air temperature, 13°C) was used as boundary condition. In the bottom edge, a constant geothermal heat flow of $65 \text{ m} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ was applied (Renz et al. 2009). As initial conditions, the temperature at the geological massif varies between 9°C at the surface and 30°C in the deepest area, considering a geothermal gradient of $0.03^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$. Long term modelling of this system allows predicting when the temperature of the mine water in the reservoir would decrease enough to compromise its geothermal use.

4. RESULTS

Table 1 shows the petrographical classification of the samples taken in each mining pack in the area of study. When studied at microscope, the most frequent components found in the samples were quartz ($k = 7.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), calcite ($k = 3.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), muscovite ($k = 2.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) and coal ($k = 0.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). The rock fragments found in the samples were predominantly gneiss, whose mineralogical composition was estimated in 55% of chlorite + biotite ($k = 3.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), 25% quartz and 20% K-Na feldspars ($k = 2.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) (Clauser and Huenges 1995), so their final k was obtained as weighted mean of these minerals ($k = 3.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). The detrital matrix is silty-clay sized, so this phase was considered to have a $k = 1.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, which corresponds to mixed layers of clay minerals (Brigaud et al. 1990). Sparite cement was given the same k as calcite. The organic matter content of the samples ranged from 0% (quartzwacke) to 8% (lutite). Fig. 3a shows a sandstone outcrop within the María Luisa mining pack. The mineral components and texture of this rock, representative of the sandstones of the Asturian CCB, are shown in Fig. 3b. This sample is mainly constituted by sub-angular sand-sized monocrystalline quartz and metamorphic rock fragments with an intense internal deformation. Furthermore, scarce quantities of weathered muscovite and opaque minerals (probably organic matter) have also been observed. From a petrographical point of view, this rock is a litarenite.

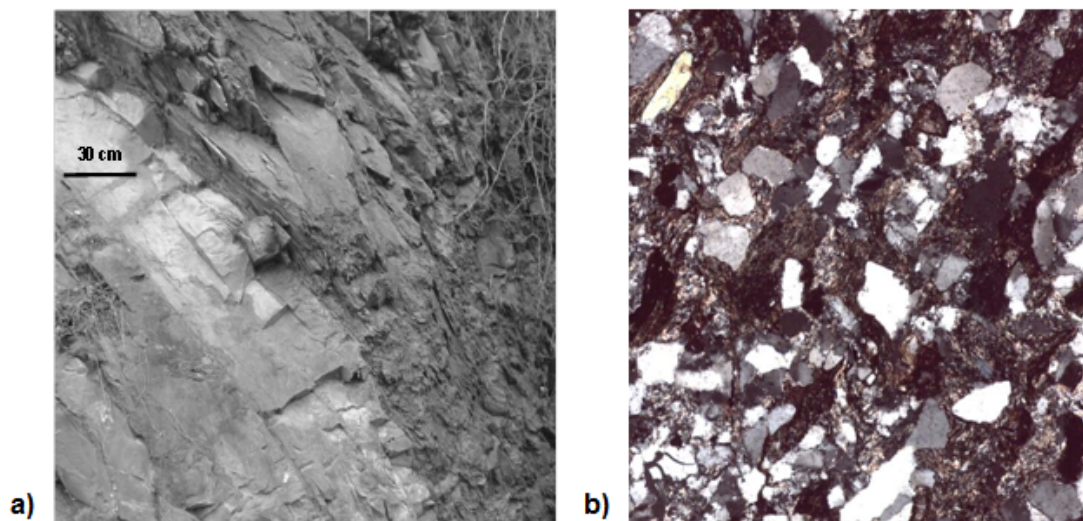


Fig. 3. a) Sandstone and shale outcrops of the Maria Luisa pack; b) Thin section image (crossed polars) of a sample taken in that sandstone outcrop

The porosity and thermal conductivity of the samples obtained according to the methods described in the previous section, are included in Table 1. Total porosity ranges from 3.1% (lutite) and 32.5% (calcarenitic graywacke). Thermal conductivity was found to vary from $1.42 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (lutite) to $4.89 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (sublitarenite). These values are in agreement with those found in previous studies, such as those shown in Table 2. The average values for lutites and sandstones in the area of study are 1.59 and $3.51 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, respectively (Table 2). The wide range of this parameter in sandstones is noticeable, due to the variability of porosity found in the studied samples. The correction of the thermal conductivity of the samples with depth shows that at 700 m deep, k would reduce between 4 and 6%.

Table 1. Porosity and thermal conductivity determined in the collected samples

Mining Pack	Petrographical classification	Porosity	
		(%)	k ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)
Entrerregueras	Sublitarenite	22,37	3,58
	Lithic greywacke	14,56	2,46
	Lutite	4,76	1,73
	Lithic greywacke	3,74	2,85
Sotón	Quartzarenite	10,32	3,98
	Lutite	4,4	1,64
	Litarenite	3,42	4,34
	Lutite	3,05	1,65
María Luisa	Quartzwacke	6,49	2,96
	Quartzwacke	10,2	2,65
	Lutite	4,16	1,69
	Litarenite	5,01	4,68
San Antonio	Lutite	16,4	1,42
	Litarenite	9,7	4,47
	Calcarenitic graywacke	32,5	2,21
	Quartzwacke	8,3	2,59
	Litarenite (conglomerate matrix)	13,8	4,07
	Ortoquartzite (conglomerate pebble)	28	2,93
	Calcarenitic graywacke	11,6	3,43
	Lutite	10,6	1,48
	Quartzwacke	7,5	2,35
	Litarenite	17,9	3,35
	Generalas	Litarenite (conglomerate matrix)	32,8
Ortoquartzite (conglomerate pebble)		18,4	4,67
Lutite		11,2	1,51
Litarenite		9,7	3,84
Caleras	Sublitarenite	5,98	4,89
	Wackestone microbial	3,35	2,87
	Quartzwacke	1,07	3,85
	Lithic greywacke	1,33	4,69

Table 2. Thermal conductivity of sedimentary rocks (compiled in Clark (1966), Schön (2011) and Midttømme and Roaldset (1999)) compared to values found in the area of study

TYPE OF ROCK	REFERENCE	k ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	
		Range	Mean
Sandstone	Barredo-Figaredo basin	2.18-4.89	3,51
	Mossop and Gafner (1951)	1.46-3.22	1.97
	Bullard and Niblett (1951)	2.51-3.22	2.77
	Birch (1954)	2.13-4.27	2.83
	Clark (1966)		2.5
	Dortman (1976)	0.38-5.17	1.66
	Cermák and Rybach (1982)	0.9-6.50	2.47
	Jessop (1990)	1.88-4.98	3.72
Lutite	Barredo-Figaredo basin	1.42-1.73	1,59
	Benfield (1947)	1.17-1.76	1.49
	Mossop and Gafner (1951)	1.97-2.87	2.38
	Bullard and Niblett (1951)	1.26-1.80	1.36
	Clark (1966)		1.1
	Blackwell and Steele (1989)		2.1
Cermák and Rybach (1982)	0.55-4.25	2.07	

On a geological cross section joining Barredo and Figaredo shafts, the thermal conductivity of the affected lithologies have been represented (Fig. 4). This thermal map was portrayed considering the detailed stratigraphic columns and sections obtained from the mining shafts and works when the mines were active.

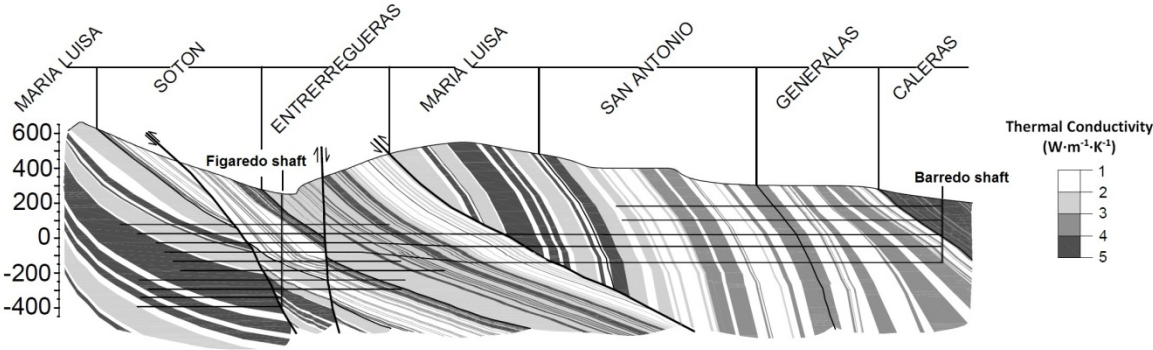


Fig. 4. Cross section defined by Barredo and Figaredo shafts showing the thermal conductivity of the geological units traversed

Considering the geologically-defined mining packs, the average thermal conductivity of Caleras, Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón and Entrerregueras packs are: 4.47, 2.49, 2.33, 2.95, 2.40 and 2.49 W·m⁻¹·K⁻¹, respectively. Caleras pack exhibits a higher *k* due to its higher sandstone abundance with high percentages of quartz.

Characterizing the thermal properties of the ground is decisive to implement the thermal energy transfer technologies for the successful exploitation of geothermal energy resources (Di Sipio et al. 2013). The work performed in this case provides original *k* values for rocks of the studied area, to overcome the existing lack of data. In particular, the thermal map obtained for the Barredo-Figaredo map can be used in numerical modelling of the reservoir, for geothermal applications.

Fig. 5 shows how sensitive is the FEFLOW model to the parameter *k*. Figs. 4a and 4b are thermal maps obtained after a simulation of 30 years when a constant thermal conductivity of 1.4 and 5 W·m⁻¹·K⁻¹, respectively, are considered for the rock massif. The lower the *k*, less affected are the initial temperature conditions. In the Fig. 5a the sub-superficial areas keep low temperatures (the initial surface temperature was 9°C) whereas in Fig 4b, where the massif has a higher heat transfer capacity, these areas are warmer due to a higher influence of the infiltrated water, at 13 °C. Furthermore, in deep areas close to Figaredo shaft, which had formerly high temperatures, the massif is more cooled when the *k* is higher. The infiltrated water penetrates through the vertical shaft and advances through the horizontal galleries, but if affects less the originally higher temperature of the massif when the *k* is lower (Fig. 5a).

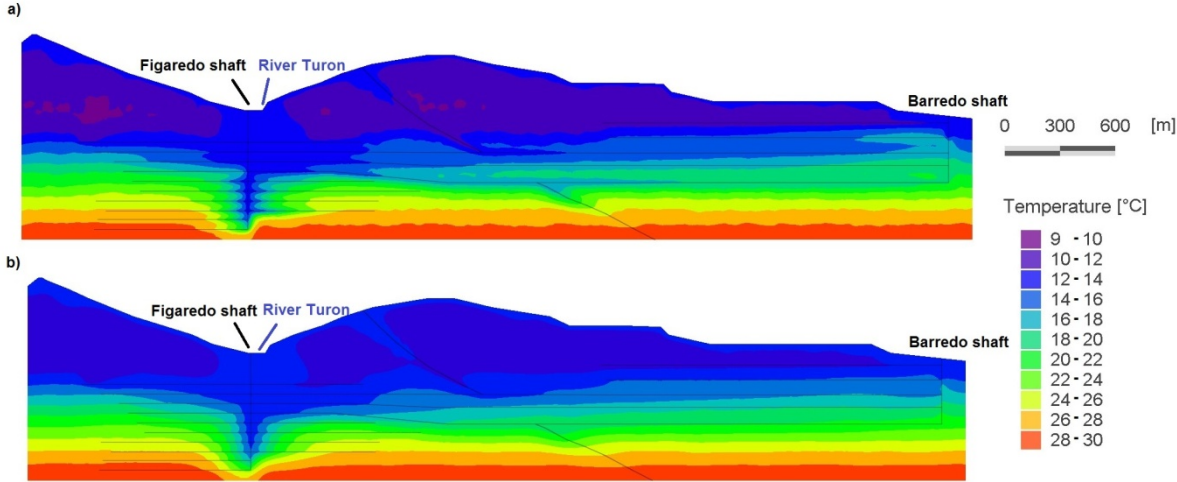


Fig. 5. Thermal maps of the Barredo-Figaredo reservoir after a simulation of 30 years, considering a constant *k* of the massif of 1.4 (a) and 5 (b) W·m⁻¹·K⁻¹

5. CONCLUSIONS

The geothermal energy applications are undergoing a rapid development, but there are still several challenges to overcome, such as the correct characterization of the thermal properties of the ground/rock massif. In particular, the thermal conductivity of materials is one of the main input parameters in geothermal modelling since it directly controls the steady state temperature field. Currently there is no a generally accepted model for thermal conductivity, as there are basic differences in the heat transfer for each of the different types of rocks, depending on mineralogical and textural parameters. Estimating the thermal conductivity in a basin according to the type of sediments is crucial for a realistic modelling.

This work is focused on defining the thermal characteristics of a coal mining reservoir in NW Spain. This reservoir was constituted when the mining works corresponding to two connected shafts (Barredo and Figaredo) were flooded. The mine water in the reservoir is currently used for geothermal applications and it has more future prospects, so a thermal modelling of the reservoir would be useful. The reservoir is nestled in the geologically-defined mining packs: Caleras, Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón and Entrerregueras. These packs are characterized by the alternation of sandy continental sections (in which coal beds are included) and marine sections, in which shale lithologies are predominant. The main materials existent in the area include shales, siltstones, sandstones (mainly lutarenites), conglomerates, limestones and coal.

Representative samples were studied by optical microscopy and their mineralogical composition was determined, being quartz, calcite, rock fragments, muscovite and argillaceous matrix the most frequent components of the studied samples. Porosity of lutites is around 8%, whereas sandstones show more variability, ranging from 4 to 30%. From the thermal conductivity of the rock forming minerals, and taking into account the effect of organic matter and pore-fluid content, as well as temperature, the final thermal conductivities of the representative rocks were obtained, by means of the geometric mean method. These were found to range from $1.42 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (lutite) to $4.89 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (sublutarenite), which are in agreement with values found by other authors, but these are site-specific. Considering the thickness of each lithology in each mining pack, it was found that the San Antonio pack has the lowest average thermal conductivity ($2.33 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) due to a higher lutite presence, whereas the average thermal conductivity of Caleras pack (with higher proportion of sandstone) is $4.47 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$.

These results provide valuable information for the thermal characterization of the Barredo-Figaredo reservoir. Once the thermal conductivity of the rocks is known, a thermal model of the system can be accurately performed in order to estimate the temperature of the water contained in the reservoir after a certain time, depending on the inputs and outputs of water. In particular, this can be achieved using a finite-element modelling, by means of FEFLOW software, which has proven that the system is sensitive to the thermal conductivity of the rocks, as the lower the k , less affected are the initial temperature conditions. Furthermore, the creation of a database of the measured thermal properties is useful for the making of geothermal maps.

In the near future the geothermal market is expected to increase, involving mainly shallow geothermal systems, district heating and cooling networks and cogeneration geothermal systems. So, research actions are necessary to optimize these sectors and one of the main tasks is improving the understanding of shallow and deep geothermal reservoirs through the characterization of their thermal properties, in order to model the reservoir structure or assessing the geothermal potential of subsoil. The methodology used here can be applied to other mining reservoirs in the Asturian coal basin (whose geothermal resources are being considered), as well as to other flooded mines in the world. Also, it can be applied to shallow geothermal systems. Future developments for this research concern the validation of laboratory data with on-site Thermal Response Test (TRT) outcomes.

6. ACKNOWLEDGEMENTS

Authors thank Fundación Mapfire for the financial support, as well as the courtesy of the mining company HUNOSA for providing valuable information. They are also very grateful to DHI-WASY for their support regarding FEFLOW software.

7. REFERENCES

- Abu-Hamdeh NH, Reeder RC (2000) Soil Thermal Conductivity: Effects of Density, Moisture, Salt Concentration, and Organic Matter. *Soil Sci Soc Am J* 64: 1285-1290. doi:10.2136/sssaj2000.6441285x
- Águeda JA, Bahamonde JR, Barba FJ, Barba P, Colmenero JR, Fernández LP, Salvador CI, Vera C (1991) Depositional environments in Westphalian coal bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bull Soc geol France* 162: 325-333

- Alishaev M, Abdulagatov I, Abdulagatova Z (2012) Effective thermal conductivity of fluid-saturated rocks: Experiment and modelling. *Eng Geol* 135-136(0): 24 - 39. doi:10.1016/j.enggeo.2012.03.001
- Aller J, Gallastegui J (1995) Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain). *J Struct Geol* 17: 961-969. doi:10.1016/0191-8141(94)00115-G
- Alonso T, Rey MA, Carnero FJ, Castro MP (2012) Determining ground thermal properties using logs and thermal drill cutting analysis. First relationship with thermal response test in principality of Asturias, Spain. *Appl Therm Eng* 37: 226-234. doi:10.1016/j.applthermaleng.2011.11.020
- Andrés C, Ordóñez A, Álvarez R (2013) Hydrogeological and thermal modelling of an underground mining reservoir. In: *Mathematics of planet earth (Lecture Notes in Earth System Sciences)*, Springer-Verlag, pp 419-423
- Benfield AE (1947) A heat flow value for a well in California. *Am J Sci* 245: 1-18. doi:10.2475/ajs.245.1.1
- Birch F, Clark H (1940) The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition, Part II. *Am J Sci* 238: 613-635. doi:10.2475/ajs.238.9.613
- Birch F (1954) Thermal conductivity, climatic variation and heat flow near Calumet. *Am J S* 252: 1-25. doi:10.2475/ajs.252.1.1
- Blackwell DD, Steele JL (1989) Thermal conductivity of sedimentary rocks: measurement and significance. In: Naeser N.D., McCulloch T.H. (eds) *Thermal history of sedimentary basins*. Springer, New York, 5-96.
- Brigaud F, Chapman DS, Le Douoran S (1990) Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs. *Am Assoc Pet Geol Bull* 74(9): 1459-1477
- Bullard EG, Niblett ER (1951) Terrestrial heat flow in England: *Monthly Notices Royal Astronomical Society, Geophys Suppl* 6: 222-238. doi: 10.1111/j.1365-246X.1951.tb03007.x
- Burkhardt H, Honarmand H, Pribnow D (1995) Test measurements with a new thermal conductivity borehole tool. *Tectonophysics* 244: 161-165. doi:10.1016/0040-1951(94)00224-W
- Cermák V, Rybach L (1982) Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. In: G. Angenheister (ed), *Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, Group V (Geophysics and Space Research)*, Vol. 16 (Physical Properties of Rocks), Springer, Berlin, pp 305-343
- Chapman DS, Keho TH, Bauer MS, Picard MD (1984) Heat flow in the Uinta Basin determined from bottom hole temperature (BHT) data. *Geophys* 49(4):453-466. doi: 10.1190/1.1441680
- Clark SP (1966) *Handbook of physical constants*. Geol Soc Am. Memoir 97, Yale University, New Haven, Connecticut
- Clauser C, Huenges E (1995) Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. In: T. J. Ahrens (ed.), *Rock Physics and Phase Relations - a Handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf, 3: 105-126, American Geophysical Union, Washington.
- Di Sipio E, Chiesa S, Destro E, Galgaro A, Giaretta A, Gola G, Manzella A (2013) Rock thermal conductivity as key parameter for geothermal numerical models. *Energy Procedia* 40: 87-94. doi:10.1016/j.egypro.2013.08.011
- Dortman NB (1976) *Physical properties of rocks and minerals (petrophysics): handbook of geophysicist*. Nedra, Moscow
- García-Loygorri A, Ortuño G, Caride de Liñán C, Gervilla M, Greber Ch, Feys R (1971) El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología, University of Oviedo*, 3: 101-150
- Gehlin S (2002) *Thermal Response Test, Method Development and Evaluation*. PhD Thesis. Luleå University of Technology. Sweden. <http://epubl.luth.se/1402-1544/2002/39/LTU-DT-0239-SE.pdf>. Accessed 21 January 2015
- Hartmann A, Rath V, Clauser C (2005) Thermal conductivity from core and well log data. *Int J Rock Mechanics Min Sci* 42: 1042-1055. doi:10.1016/j.ijrmms.2005.05.015
- Herrin JM, Deming D (1996) Thermal conductivity of U.S. coals. *J Geophys Res* 101(B11): 25381-25386. doi: 10.1029/96JB01884
- Horai K (1971) Thermal conductivity of rock-forming minerals. *J Geophys Res* 76(5): 1278-1308. doi: 10.1029/JB076i005p01278
- Jardón S, Ordóñez A, Álvarez R, Cienfuegos P, Loredó J (2013) Mine Water for Energy and Water Supply in the Central Coal Basin of Asturias (Spain). *Mine Water Environ* 32: 139-151. doi: 10.1007/s10230-013-0224-x
- Jessop AM (1990) *Thermal Geophysics*. *Developments in Solid Earth Geophysics* 17, Elsevier

- Kappelmeyer O, Haenel R (1974) Geothermics with special reference to application. *Geoexploration Monograph, Series 1, No 4*, Berlin
- Lee TC, Henyey TL, Damiata BN (1986) A simple method for the absolute measurement of thermal conductivity of drill cuttings. *Geophys* 51(8): 1580-1584. doi: 10.1190/1.1442208
- Lee Y, Deming D (1998) Evaluation of thermal conductivity temperature corrections applied in terrestrial heat flow studies. *J Geophys Res* 3(B2): 2447-2454. doi: 10.1029/97JB03104
- Lotze F (1945) Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekton Forsch* 6: 78–92.
- Midttømme K, Roaldset E (1999) Thermal conductivity of sedimentary rocks: uncertainties in measurement and modelling. In Aplin, A.C., Fleet, A.J. and Macquaker, J.H.S. (eds), *Muds and Mudstones: Physical and Fluid-Flow properties*, Geological Society of London, Special Publication No. 158, pp 45-60
- Midttømme K, Roaldset E, Aagaard P (1998) Thermal conductivity of selected claystones and mudstones from England. *Clay Miner* 33: 131-145. doi: <http://dx.doi.org/10.1180/000985598545327>
- Mossop SC, Gafner G (1951) The thermal constants of some rocks from the Orange Free State. *J Chem Metall Min Soc S Afr* 52: 61-73.
- Ordóñez A, Jardón S, Álvarez R, Andrés C, Pendás F (2012) Hydrogeological definition and applicability of abandoned coal mines as water reservoirs. *J Environ Monit* 14: 2127–2136. doi: 10.1039/c2em11036a
- Piedad-Sánchez N, Suárez I, Martínez L, Izart A, Elie M, Keravis D (2004) Organic petrology and geochemistry of the Carboniferous coal seams from the Central Asturian Coal Basin (NW Spain). *Int J Coal Geol* 57, 211–242. doi:10.1016/j.coal.2003.12.003
- Renz A, Rühaak W, Schätzl P, Diersch HJG (2009) Numerical modeling of geothermal use of mine water: challenges and examples. *Mine Water Environ* 28: 2-14. doi: 10.1007/s10230-008-0063-3
- Robertson EC (1988) *Thermal properties of rocks*, U.S.G.S. Open file report 88-441, 106 pp., U. S. Geol. Survey, Reston, Va.
- Sanner B, Hellström G, Spitler J, Gehlin S (2005) Thermal Response Test – Current Status and World-Wide Application. *Proceedings World Geothermal Congress 2005*. Turkey. <http://sanner-online.de/media/1436.pdf>. Accessed 21 January 2015
- Schön JH (2011) *Physical properties of rocks*. Elsevier B.V.
- Somerton WH (1992) *Thermal Properties and temperature related behaviour of rock/fluid systems*. *Developments in Petroleum Sciences*. Ed. Elsevier, vol. 37.
- Vasseur G, Brigaud F, Demongodin L (1995) Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics* 244: 167-174. doi:10.1016/0040-1951(94)00225-X
- Wang H, Qi C, Du H, Gu J (2010) Improved method and case study of thermal response test for borehole heat exchangers of ground source heat pump system. *Renew Energy* 35: 727–733. doi:10.1016/j.renene.2009.08.013
- Waples DW, Wapples JS (2004a) A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 1: Minerals and nonporous rocks. *Nat Resour Res* 13(2): 97-122. doi: 10.1023/B:NARR.0000032647.41046.e7
- Waples DW, Wapples JS (2004b) A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 2: Fluids and porous rocks. *Nat Resour Res* 13(2): 123-130. doi: 10.1023/B:NARR.0000032648.15016.49



8 INFORME SOBRE EL IF

Todas las revistas a las que han sido enviados los trabajos aquí expuestos, aparecen en el *Journal Citation Report* (JCR). A continuación se muestran los detalles, factores de impacto y otros parámetros de calidad para cada una de ellas:

AUTORES (p.o. de firma): A. ORDÓÑEZ; S. JARDÓN; R. ÁLVAREZ; **C. ANDRÉS**; F. PENDÁS

TÍTULO: HYDROGEOLOGICAL DEFINITION AND APPLICABILITY OF ABANDONED COAL MINES AS WATER RESERVOIRS

JOURNAL: JOURNAL OF ENVIRONMENTAL MONITORING **VOL.:** 14(8) **PÁGINAS:** 2127 - 2136

FECHA: 2012

DOI: 10.1039/c2em11036a

EDITORIAL: RSC (ROYAL SOCIETY OF CHEMISTRY)

ISSN: 1464-0325

LUGAR DE PUBLICACIÓN: REINO UNIDO

ÍNDICE DE IMPACTO JCR: 2.08 (2012)

CATEGORÍA: ENVIRONMENTAL SCIENCES **LUGAR QUE OCUPA EN LA CATEGORÍA:** 84 DE 210

TERCIL: T2 **CUARTIL:** Q2

Nº DE CITAS (WOS): 1

AUTORES (p.o. de firma): A. ORDÓÑEZ; **C. ANDRÉS**; R. ÁLVAREZ

TÍTULO: FORECASTING OF HYDROGRAPHS TO SIMULATE LONG TERM RECHARGE FROM RIVERS IN NUMERICAL MODELS OF MINING RESERVOIRS; APPLICATION TO A COAL MINE IN NW SPAIN

JOURNAL: RIVER RESEARCH AND APPLICATIONS **VOL.:** no disponible aún **PÁGINAS:** no disponible aún

FECHA: 2015

DOI: 10.1002/rra.2905

EDITORIAL: WILEY

ISSN: 1535-1459

LUGAR DE PUBLICACIÓN: REINO UNIDO

ÍNDICE DE IMPACTO JCR: 1.97 (2013)

CATEGORÍA: WATER RESOURCES **LUGAR QUE OCUPA EN LA CATEGORÍA:** 20 DE 81

TERCIL: T1 **CUARTIL:** Q1

Nº DE CITAS (WOS): 0



AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ

TÍTULO: HYDROGEOLOGICAL AND THERMAL MODELLING OF AN UNDERGROUND MINING RESERVOIR

JOURNAL.: MINE WATER AND THE ENVIRONMENT **VOL.:** no disponible aún **PÁGINAS:** no disponible aún

FECHA: 2015

DOI: no disponible aún

EDITORIAL: SPRINGER

ISSN: 1025-9112

LUGAR DE PUBLICACIÓN: ALEMANIA

ÍNDICE DE IMPACTO JCR: 1.20 (2013)

CATEGORÍA: WATER RESOURCES **LUGAR QUE OCUPA EN LA CATEGORÍA:** 45 DE 81

TERCIL: T2 **CUARTIL:** Q3

Nº DE CITAS (WOS): 0

AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; R. ÁLVAREZ; A. ORDÓÑEZ

TÍTULO: APPRAISING THERMAL CONDUCTIVITY IN A COAL BASIN (NW SPAIN) USING LITHOLOGICAL DATA FOR MODELLING PURPOSES

JOURNAL.: ENVIRONMENTAL EARTH SCIENCES (en prensa) **VOL.:** no disponible aún **PÁGINAS:** no disponible aún

FECHA: 2015

DOI: no disponible aún

EDITORIAL: SPRINGER

ISSN: 1866-6280

LUGAR DE PUBLICACIÓN: ALEMANIA

ÍNDICE DE IMPACTO JCR: 1.57 (2013)

CATEGORÍA: GEOSCIENCES **LUGAR QUE OCUPA EN LA CATEGORÍA:** 80 DE 174

TERCIL: T2 **CUARTIL:** Q2

Nº DE CITAS (WOS): 0



9 OTRAS APORTACIONES CIENTÍFICAS

1 CAPÍTULO DE LIBRO

AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ

TÍTULO: HYDROGEOLOGICAL AND THERMAL MODELLING OF AN UNDERGROUND MINING RESERVOIR

REF.: MATHEMATICS OF PLANET EARTH (Lecture Notes in Earth System Sciences)

ISBN: 978-3-642-32407-9 **CLAVE:** CL **VOL.:** 1 **PÁGINAS:** 419-423 **FECHA:** 2013

EDITORIAL: SPRINGER-VERLAG **LUGAR DE PUBLICACIÓN:** BERLIN, ALEMANIA

1 PUBLICACIÓN ONLINE

AUTORES (p.o. de firma): A. ORDÓÑEZ; C. ANDRÉS; S. JARDÓN; R. ÁLVAREZ; F. PENDÁS; J. LOREDO

TÍTULO: APROVECHAMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS COMO RECURSO HÍDRICO Y ENERGÉTICO

REF.: INFORME PUBLICADO EN LA WEB DE FUNDACIÓN MAPFRE:

http://www.mapfre.com/documentacion/publico/i18n/catalogo_imagenes/grupo.cmd?path=1063352

CLAVE: L **VOL.:** 1 **PÁGINAS:** 5-150 **FECHA:** 2011 **LUGAR DE PUBLICACIÓN:** ESPAÑA

1 ARTÍCULO EN REVISTA

AUTORES (p.o. de firma): A. ORDÓÑEZ; C. ANDRÉS; R. ÁLVAREZ; S. JARDÓN

TÍTULO: APROVECHAMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS COMO RECURSO HÍDRICO Y ENERGÉTICO

REF.: SEGURIDAD Y MEDIO AMBIENTE

ISSN: 1888-5438 **CLAVE:** A **VOL.:** 118 **PÁGINAS:** 46-60 **FECHA:** 2010

EDITORIAL: FUNDACIÓN MAPFRE

LUGAR DE PUBLICACIÓN: MADRID, ESPAÑA

INDICIOS DE CALIDAD: SEGURIDAD Y MEDIO AMBIENTE está indexada en bases de datos de literatura científica como CIRBIC-R y Latindex.

7 APORTACIONES EN CONGRESOS CON PUBLICACIONES DERIVADAS

AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ

TÍTULO: EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA DEL AGUA DE UN EMBALSE SUBTERRÁNEO MINERO CON APROVECHAMIENTO GEOTÉRMICO

TIPO DE PARTICIPACIÓN: COMUNICACIÓN ORAL

CONGRESO: II CONGRESO IBÉRICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS (CIAS2014)



ENTIDAD ORGANIZADORA: GRUPO ESPAÑOL DE LA ASOCIACIÓN INTERNACIONAL DE HIDROGEÓLOGOS;
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

LUGAR DE CELEBRACIÓN: VALENCIA, ESPAÑA

AÑO: 2014 (8-10 Septiembre)

PUBLICACIÓN: LIBRO DE ACTAS DEL CONGRESO **ISBN:** 978-84-9048-239-1 **VOL.:** 1 **PÁGINAS:** 5-17

EDITORIAL: UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALENCIA (Gómez, J.J., Rodrigo, J.; eds.)

AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ; S. JARDÓN

TÍTULO: POSIBILIDADES DE APROVECHAMIENTO HÍDRICO DE LOS EMBALSES MINEROS SUBTERRÁNEOS

TIPO DE PARTICIPACIÓN: PÓSTER

CONGRESO: II CONGRESO IBÉRICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS (CIAS2014)

ENTIDAD ORGANIZADORA: GRUPO ESPAÑOL DE LA ASOCIACIÓN INTERNACIONAL DE HIDROGEÓLOGOS;
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

LUGAR DE CELEBRACIÓN: VALENCIA, ESPAÑA

AÑO: 2014 (8-10 Septiembre)

PUBLICACIÓN: LIBRO DE ACTAS DEL CONGRESO **ISBN:** 978-84-9048-239-1 **VOL.:** 1 **PÁGINAS:** 19-30

EDITORIAL: UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALENCIA (Gómez, J.J., Rodrigo, J.; eds.)

AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ

TÍTULO: MODELIZACIÓN GEOTÉRMICA DE AGUAS DE MINA

TIPO DE PARTICIPACIÓN: COMUNICACIÓN ORAL

CONGRESO: XIII CONGRESO INTERNACIONAL EN ENERGÍA Y RECURSOS MINERALES: "HACIA UN FUTURO
ECONÓMICA Y SOCIALMENTE SOSTENIBLE"

ENTIDAD ORGANIZADORA: ASOCIACIÓN NACIONAL DE INGENIEROS DE MINAS DE ESPAÑA; CONSEJO
SUPERIOR DE COLEGIOS DE INGENIEROS DE MINAS

LUGAR DE CELEBRACIÓN: SANTANDER, ESPAÑA

AÑO: 2013 (3-5 Octubre)

PUBLICACIÓN: CD DE ACTAS DEL CONGRESO **ISBN:** 978-84-936086-5-1 **VOL.:** 1 (Aguas Subterráneas)

PÁGINAS: 52-59

EDITORIAL: F.J. Iglesias, A. Krzemień, P. Riesgo, A. Suárez (Eds.)

AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ

TÍTULO: HYDROGEOLOGICAL AND THERMAL MODELLING OF AN UNDERGROUND MINING RESERVOIR

TIPO DE PARTICIPACIÓN: PÓSTER

CONGRESO: 15th ANNUAL CONFERENCE OF THE IAMG: FRONTIERS OF MATHEMATICAL GEOSCIENCES:
NEW APPROACHES TO UNDERSTAND THE NATURAL WORLD

ENTIDAD ORGANIZADORA: INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR MATHEMATICAL GEOSCIENCES (IAMG)



LUGAR DE CELEBRACIÓN: MADRID, ESPAÑA

AÑO: 2013 (2-6 Septiembre)

PUBLICACIÓN: LIBRO DE ACTAS DEL CONGRESO

AUTORES (p.o. de firma): J. LOREDO; C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ; S. JARDÓN

TÍTULO: LAS ANTIGUAS LABORES MINERAS COMO FUENTE DE ENERGÍA UTILIZANDO BOMBAS DE CALOR

TIPO DE PARTICIPACIÓN: PÓSTER

CONGRESO: ASPECTOS TECNOLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS DE LA GEOTERMIA

ENTIDAD ORGANIZADORA: ASOCIACIÓN INTERNACIONAL DE HIDROGEÓLOGOS – GRUPO ESPAÑOL

LUGAR DE CELEBRACIÓN: BARCELONA, ESPAÑA

AÑO: 2013 (18-19 Abril)

PUBLICACIÓN: LIBRO DE ACTAS DEL CONGRESO **ISBN:** 978-84-938046-3-0 **CLAVE:** CL **VOL.:** 1

PÁGINAS: 83-88

EDITORIAL: ARRIZABALAGA, I., GARCÍA DE LA NOCEDA, C., RIBERA, F., VALVERDE, M. (Eds.)

AUTORES (p.o. de firma): J. ÁLVAREZ; S. JARDÓN; C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ

TÍTULO: VALORACIÓN TÉCNICO-ECONÓMICA DEL APROVECHAMIENTO DEL AGUA DE MINA COMO RECURSO GEOTÉRMICO MEDIANTE UNA RED TÉRMICA DE DISTRIBUCIÓN EN LA FELGUERA, ASTURIAS

TIPO DE PARTICIPACIÓN: COMUNICACIÓN ORAL

CONGRESO: ASPECTOS TECNOLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS DE LA GEOTERMIA

ENTIDAD ORGANIZADORA: ASOCIACIÓN INTERNACIONAL DE HIDROGEÓLOGOS – GRUPO ESPAÑOL

LUGAR DE CELEBRACIÓN: BARCELONA, ESPAÑA

AÑO: 2013 (18-19 Abril)

PUBLICACIÓN: LIBRO DE ACTAS DEL CONGRESO **ISBN:** 978-84-938046-3-0 **CLAVE:** CL **VOL.:** 1

PÁGINAS: 277-284

EDITORIAL: ARRIZABALAGA, I., GARCÍA DE LA NOCEDA, C., RIBERA, F., VALVERDE, M. (Eds.)

AUTORES (p.o. de firma): C. ANDRÉS; A. ORDÓÑEZ; R. ÁLVAREZ

TÍTULO: MODELIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA Y TÉRMICA DE UN EMBALSE MINERO SUBTERRÁNEO

TIPO DE PARTICIPACIÓN: COMUNICACIÓN ORAL

CONGRESO: ASPECTOS TECNOLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS DE LA GEOTERMIA

ENTIDAD ORGANIZADORA: ASOCIACIÓN INTERNACIONAL DE HIDROGEÓLOGOS – GRUPO ESPAÑOL

LUGAR DE CELEBRACIÓN: BARCELONA, ESPAÑA

AÑO: 2013 (18-19 Abril)

PUBLICACIÓN: LIBRO DE ACTAS DEL CONGRESO **ISBN:** 978-84-938046-3-0 **CLAVE:** CL **VOL.:** 1

PÁGINAS: 285-292

EDITORIAL: ARRIZABALAGA, I., GARCÍA DE LA NOCEDA, C., RIBERA, F., VALVERDE, M. (Eds.)



1 BECA CONCEDIDA EN CONCURSO DE LIBRE CONCURRENCIA

Aprovechamiento de las aguas subterráneas como recurso hídrico y energético. FUNDACIÓN MAPFRE.
Convocatoria 2008 de Ayudas a la Investigación; Área temática: Medio Ambiente. Subvención: 15.000€.

FINALISTA DE CONCURSO NACIONAL

Miembro del grupo finalista (5 mejores) del Concurso Nacional Universitario EDP UNIVERSITY CHALLENGE 2013: EDP y las energías renovables: un futuro codo con codo, con el proyecto: "Aprovechamiento de la energía eólica para el mantenimiento de las explotaciones mineras".



10 ANEXO I

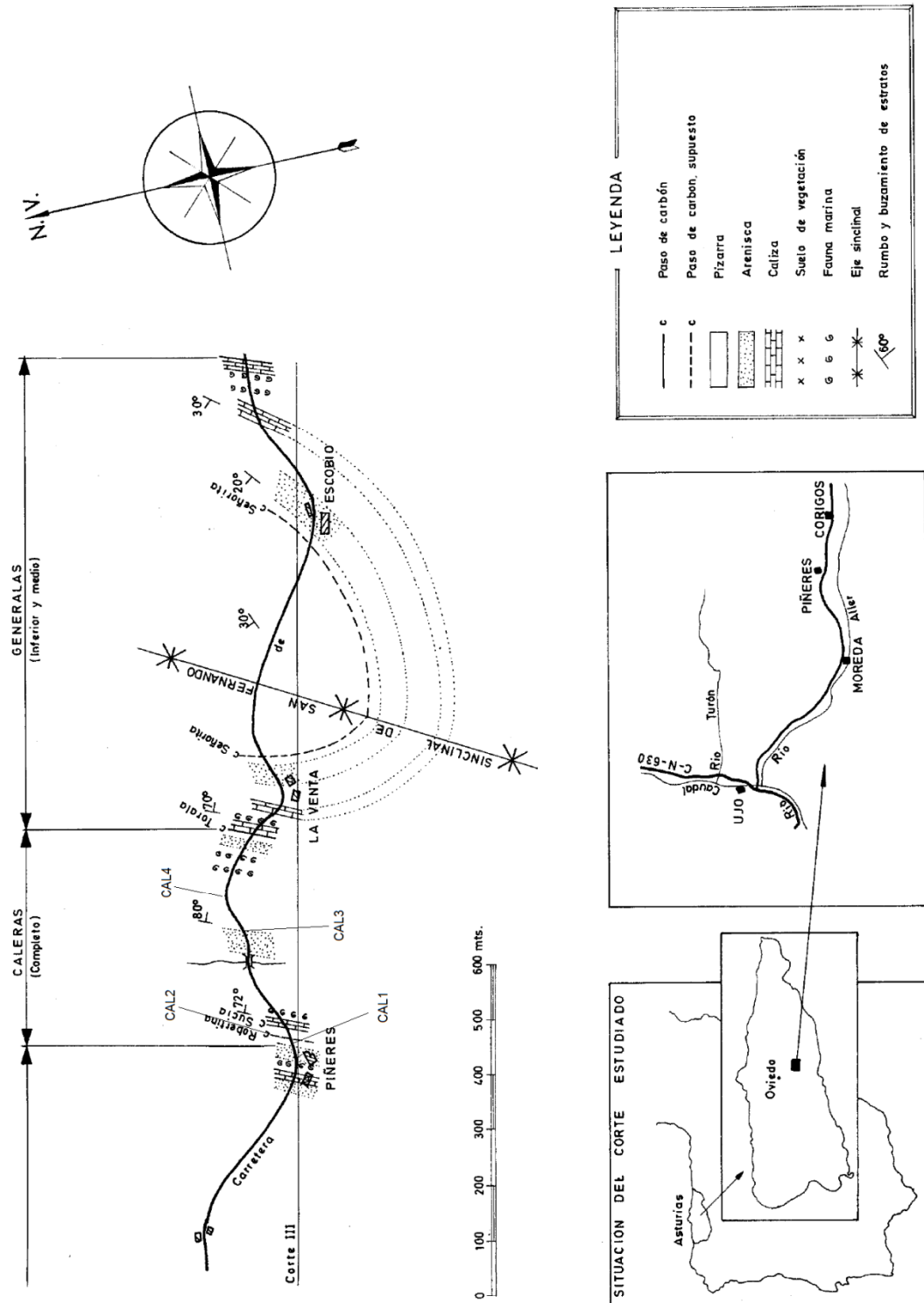


Figura 33. Situación de las muestras tomadas en el paquete Caleras (modificado de García-Loygorri *et al.*, 1971)

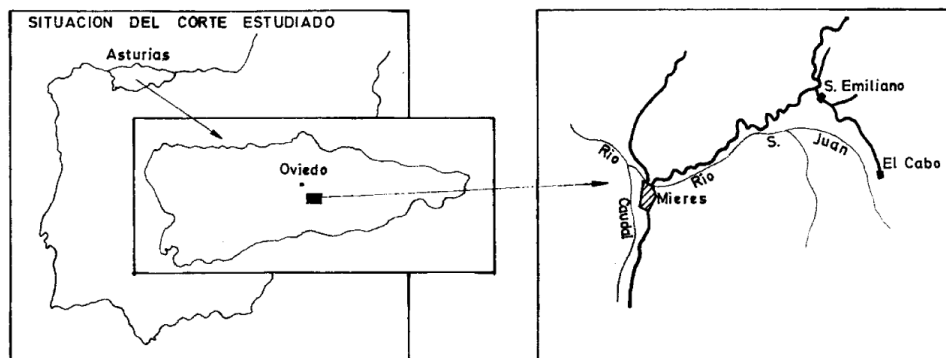
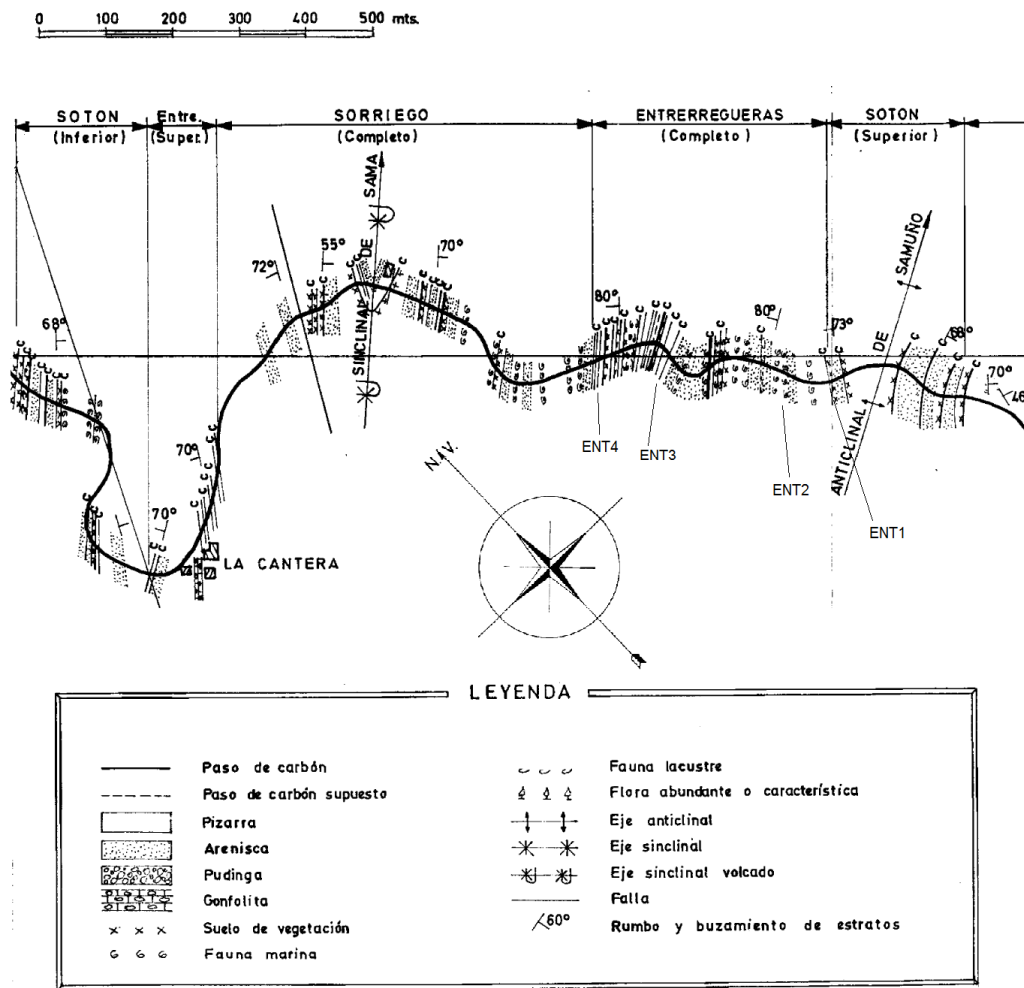


Figura 34. Situación de las muestras tomadas del paquete Enterrerregueras (modificado de García-Loygorri *et al.*, 1971)