

Composición en isótopos estables (^{18}O y Deuterio) y silicio disuelto del agua de lluvia, de manantiales y de río en la cuenca de cabecera del Río Landro (Lugo)

Stable isotopes composition (^{18}O and Deuterium) and dissolved silica in rain, spring, and stream waters in headwater catchment of Landro River (Lugo)

DAFONTE DAFONTE, J.¹, ESCARIZ VIÑA, M.¹, SOTO GONZÁLEZ, B.² and VALCÁRCEL ARMESTO, M. ¹

(1)Universidade de Santiago de Compostela, Escuela Politécnica Superior, Campus Universitario, 27002, Lugo, España. (jdafonte@usc.es)

(2) Universidade de Vigo, Facultad de Ciencias, Campus Universitario As Lagoas s/n. 32004 Ourense. España.

Recibido: 17/6/2008

Revisado: 5/10/2008

Aceptado: 20/12/2008

Abstract

The isotopic composition (^{18}O and deuterium) and dissolved silica of rainwater, spring water and stream water was determined in a 3.1 km² headwater catchment of Landro River sited in Muras (Lugo) in NW Spain with complex orography and silicious geology from December 2006 to April 2007. The aims were to identify the origin of stream water and the residence time of spring water.

The results obtained from isotopic composition of stream water shows that its composition is similar to the spring water, and explain that the main water source of stream water is the ground water at the two sampled date. The isotopic composition of spring water at the two samples dates are similar; this one shows the residence time is greater the four studied months. The values of dissolved silica at this study are similar in stream water and spring water and very low, and its use as geochemical tracer for the study the components of water balance it is not possible.

Key words: water stable isotopes, groundwater, hydrology.

INTRODUCCIÓN

Los procesos de generación de escorrentía son muy complejos y se conoce muy poco de su funcionamiento previamente a realizar una investigación experimental. Particularmente, durante las crecidas, diferentes procesos de producción de escorrentía pueden ocurrir simultáneamente, además de que pueden variar espacialmente dentro de la cuenca. Por otra parte, los procesos de generación de escorrentía también dependen del estado inicial de diversos depósitos hidrológicos y las características de la entrada hidrológica, principalmente de la precipitación. Estas influencias provocan que la identificación de los procesos dominantes de generación de escorrentía sea una tarea difícil en hidrología (HOEG *et al.* 2000).

Según BUTTLE (1998) existen diversas teorías para explicar la generación de caudal en un río: escorrentía de tormenta (“stormflow”): Flujo hortoniano o flujo por exceso de saturación, flujo de tormenta sub-superficial, flujo por exceso de saturación, cresta de agua subterránea y flujo base.

También es destacable que el conocimiento de los procesos de generación de escorrentía ayuda a desarrollar y validar los conceptos de los modelos hidrológicos.

La utilización de trazadores es una herramienta adecuada para investigar los procesos de generación de escorrentía a escala de cuenca, así trazadores isotópicos conservativos como el ^{18}O y ^2H (Deuterio – D) es adecuada para determinar el tiempo de residencia del agua (p.e. MALOZEWSKY & ZUBER, 1982), para conocer la fuente de agua (KENDALL *et al.*, 1995) y para ayudar en la creación de un sistema conceptual de circulación de agua en un

acuífero (GALLEGO FERNANDES *et al.* 2005). La concentración de silicio disuelto se usa para determinar el origen de los componentes de la escorrentía (HOEG *et al.*, 2000).

La variabilidad espacial y temporal de la riqueza en la precipitación de ^{18}O y D está provocada por el efecto de fraccionamiento que acompaña a la evaporación desde el océano y la condensación durante el transporte atmosférico del vapor de agua (DANSGAARD, 1964; GAT & GONFIANTINI, 1981). El fraccionamiento de isótopos es una reacción termodependiente, como lo prueba la existencia de una correlación entre ^{18}O con la precipitación y la temperatura ambiental (DANSGAARD, 1964; SIEGENTHALER & OESCHGER, 1980), de forma que cuanto más elevada sea la temperatura, más se enriquece el agua en isótopos pesados.

Los otros factores que determinan el contenido isotópico de una muestra están muy correlacionados con la temperatura (DANSGAARD, 1964; FRITZ & FONTES, 1980; ERIKSSON, 1983; ROZANSKI *et al.*, 1992; PLATA, 1994), humedad atmosférica (al bajar el valor del parámetro, se incrementan las concentraciones de ^{18}O y D en la fase de vapor), cantidad de precipitación (al aumentar la precipitación, baja la riqueza de isótopos pesados), latitud (al incrementarse baja la riqueza de isótopos pesados), altitud (al aumentar la altitud baja la riqueza de isótopos), efecto continental (a mayor distancia al mar, baja la riqueza de isótopos pesados), y el efecto estacional (las precipitaciones de verano tienen mayor riqueza en isótopos pesados que las precipitaciones invernales).

La existencia de termodependencia en el fraccionamiento de ^{18}O y ^2H implica una

correlación entre los dos parámetros que ha sido definida por diferentes autores como CRAIG (1961) y ROZANSKI et al. (1993).

La línea de agua meteórica global (Global Meteoric Water Line - GMWL) corresponde al promedio de numerosas líneas meteóricas locales, cada una de ellas influida por los factores antes mencionados.

Los isótopos estables ^{18}O y D tienen muchas aplicaciones en investigación hidrogeológica. Debido a su alta abundancia y la simplicidad de su determinación analítica. Al formar parte de la molécula de agua, constituyen trazadores naturales que se comportan químicamente como el agua misma (ANDREO et al., 2004).

El principal objetivo de este trabajo es el análisis de un estudio preliminar de la composición de isótopos estables y de silicio disuelto en la precipitación, agua de los manantiales y el agua del Río Landro en su cabecera en la cuenca de Viveiró-Muras, y la evaluación de la potencialidad de estos elementos como trazadores para el conocimiento del funcionamiento hidrológico de una cuenca de orografía compleja sobre materiales silíceos, durante un período de tiempo de cuatro meses.

MATERIAL Y MÉTODOS

La cuenca Viveiró-Murás está situada en la cabecera del Río Landro en el ayuntamiento de Muras (Lugo), su posición se muestra en la figura 1. Las coordenadas del punto de cierre de la cuenca son (UTM ED 50 huso 29N):

X: 611785

Y: 4813900

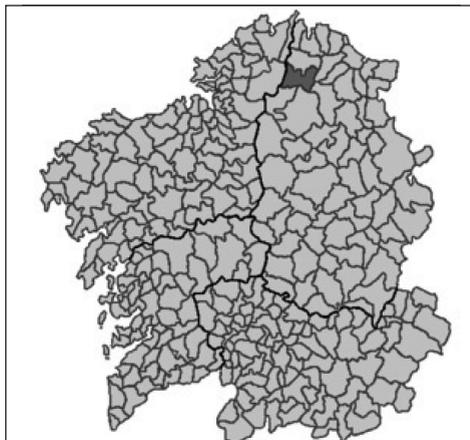


Figura 1 - Situación geográfica del municipio de Muras (Lugo).

La cuenca se sitúa en las faldas del monte Xistral, el segundo pico más alto de la Sierra del mismo nombre. Tiene una superficie de 3.21 km². Su altura media es de 814 m, variando desde los 640 m en su cierre y los 1030 m en el punto más alto. Se caracteriza por sus elevadas pendientes, siendo la pendiente media del 27%.

Se midió asimismo el caudal en una subcuenca de 1,41 km².

En esta cuenca experimental se comenzó a realizar el registro de caudales y de variables climatológicas en Diciembre de 2004.

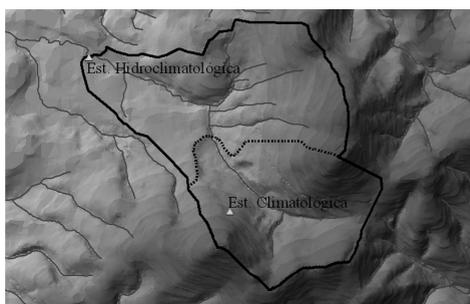


Figura 2. Cuenca y subcuenca, con la red fluvial señalada. Localización de las estaciones climatológica e hidroclimatológica

El material geológico de la cuenca (figura 3), está constituido principalmente por cuarcitas (64% de la superficie de la cuenca), esquistos (22%) y granodioritas (14%). La información geológica de la cuenca se obtuvo de los mapas del IGME, serie MAGNA 50, escala E 1:50000, hoja nº 23, división 7-4. En la figura 3 se aprecia una falla que coincide en parte con el trazado del cauce.



Figura 3. Mapa geológico de la zona de la cuenca.

La particular configuración morfológica y situación geográfica de la sierra de O Xistral constituye una barrera frente a la progresión de frentes oceánicos hacia el interior del continente, induce a la existencia de unas características climáticas que se pueden definir como oceánicas de tendencia fría, con una elevada pluviosidad a lo largo del año y con presencia frecuente de nieblas estivales teniendo un régimen de temperaturas relativamente bajas (IZCO *et al.* 2001).

En la cuenca se dispone de dos estaciones climatológicas automáticas (ver localización en la figura 3). Una situada en el cierre de la cuenca, con sensores climatológicos (temperatura y humedad del aire, radiación solar incidente, precipitación, velocidad del viento) e hidrométricos (calado de agua en el río, conductividad eléctrica y temperatura del agua). La otra se sitúa en una de las laderas

de la cuenca a la altura media de la cuenca, sobre unos 855 m de altitud, con sensores climatológicos iguales a los de la estación situada en el cierre de la cuenca.

Existe un inventario de manantiales y afloramientos de agua, totalizando un total de 307 puntos, clasificados en tres categorías:

- manantiales puntuales (la surgencia de agua subterránea se produce en un solo punto),
- manantiales difusos (el afloramiento de agua subterránea sucede en una pequeña área) y,
- zonas saturadas (áreas con nivel freático en superficie).

Se recogió la precipitación total de los meses de Febrero, Marzo, Abril y Mayo de 2007. Asimismo, se recogieron muestras de agua en la salida de la cuenca y de la subcuenca, y en seis manantiales el 29-12-2006 y el 23-4-2007, para analizar la riqueza en ^{18}O , D y concentración de sílice. Los seis puntos de muestreo de manantiales y un séptimo, cuya descarga se supone que procede del flujo subsuperficial, se muestran en la figura 4, el criterio seguido para su elección fue por su caudal elevado respecto al resto de manantiales y su presencia en zonas fácilmente accesibles.

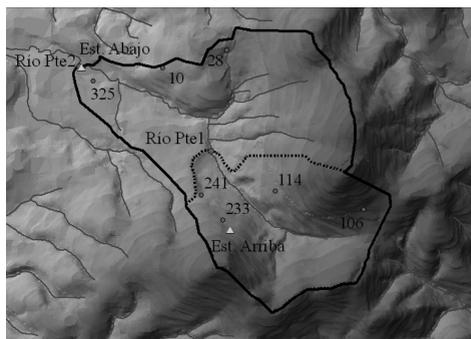


Figura 4. Puntos de muestreo de agua

El procedimiento para la toma de muestras de agua para isótopos estables fue el recomendado por la OIEA (Organismo Internacional de la Energía Atómica). La muestra de agua se pasó por un filtro de 0,45 μm , utilizándose frascos de polietileno de 125 mL totalmente llenos y sellados con film plástico para conservar las muestras hasta su envío al laboratorio. Ante todo, se debe evitar la evaporación porque dicho proceso afecta notablemente a la composición isotópica del agua de la muestra.

El agua de precipitación se recogió mensualmente y se acumula en un depósito colector de lluvia. Para evitar la evaporación dentro del depósito existe una capa de 5 mm de espesor de parafina líquida. Una vez recogida la muestra de precipitación, se decanta para eliminar los posibles restos de parafina y posteriormente se filtra con un filtro de 0,45 μm .

La concentración de Silicio en el agua de lluvia se considera despreciable (CLARK & FRITZ, 1997; LAUDON & SLYMAKER, 1997).

El procedimiento en la recogida de muestras en el río y los manantiales fue el siguiente: se recogió el agua en la salida del manantial y dentro del propio río, esta agua se filtraba a 0,45 μm , llenando totalmente los frascos de polietileno de 125 mL, los cuales se sellaban

y se almacenaban hasta su posterior análisis. Las muestras para análisis de Silicio se acidificaban con ácido nítrico (0,1 N).

Los valores de los isótopos estables son expresados en la notación habitual de δ en unidades de ‰, vs. VSMOW (Viena Standard Mean Ocean Water) para oxígeno e hidrógeno. Las incertidumbres de la analítica son $\pm 0.1\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$, y $\pm 2\text{‰}$ para δD .

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{muestra}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{referencia}}} - 1 \right) * 1000$$

Siendo: δ la desviación en tanto por mil respecto al VSMOW.

Los análisis se realizaron en los servicios generales de la Universidade da Coruña con un Espectrómetro de masas de relaciones isotópicas DELTA PLUS, Finnigan MAT.

Los análisis de concentración de silicio se realizaron en los servicios generales de la Universidade de Vigo con un equipo de absorción atómica con llama de óxido nitroso y acetileno.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos obtenidos de la composición isotópica y de silicio disuelto de las muestras se presentan en la tabla 1.

	Muestra	Fecha	Precip. (mm)	$\delta^2\text{H}$ VSMOW (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	D(exceso deuterio)	Si *** (ppm)
Precipitación *	Arriba feb-07	-	273.6	-53.72	-8.3	12.7	-
	Arriba mar-07	-	194.8	-31.38	-5.79	14.96	-
	Arriba abr-07	-	59.4	-50.51	-7.98	13.29	-
	Arriba may-07	-	114	-27.03	-5.25	14.94	-
	Abajo feb-07	-	349.8	-54.06	-8.23	11.79	-
	Abajo mar-07	-	268.8	-29.33	-5.59	15.39	-
	Abajo abr-07	-	70.2	-44.5	-7.18	12.94	-
	Abajo may-07	-	106.2	-20.55	-4.39	14.54	-
	Precip. media (feb07-may07)	-	718.4	-46.11	-7.64		-
Río**	Cuenca	29/12/2006	-	-38.1	-6.75	15.93	< 3 (2.7)
	Cuenca	24/04/2007	-	-38.29	-6.75	15.68	< 3
	Cuenca	25/04/2007	-	-39.29	-6.77	14.9	3.4
	Cuenca	25/04/2007	-	-39.63	-6.79	14.68	3.3
	Subcuenca	29/12/2006	-	-39.68	-6.85	15.15	< 3 (2.9)
	Subcuenca	24/04/2007	-	-38.98	-6.73	14.87	< 3
	Subcuenca	25/04/2007	-	-38.94	-6.61	13.94	3.3
	Subcuenca	25/04/2007	-	-38.01	-6.7	15.56	3.4
Manantiales**	10	29/12/2006	-	-41.99	-7.02	14.17	3.1
	28	29/12/2006	-	-40.04	-6.93	15.39	3.7
	106	29/12/2006	-	-37.44	-6.76	16.67	3.2
	114	29/12/2006	-	-40.19	-7.04	16.1	< 3 (2.5)
	233	29/12/2006	-	-37.72	-6.73	16.09	< 3 (1.9)
	241	29/12/2006	-	-40.21	-6.85	14.58	< 3 (2.8)
	10	23/04/2007	-	-38.43	-6.57	14.11	< 3
	28	23/04/2007	-	-40.86	-7.07	15.7	< 3
	106	23/04/2007	-	-38.68	-6.85	16.1	< 3
	114	23/04/2007	-	-41.26	-7.06	15.23	< 3
	233	23/04/2007	-	-38.98	-6.89	16.18	< 3
	241	23/04/2007	-	-39.12	-6.89	15.97	< 3
	325	23/04/2007	-	-34.98	-6.13	14.09	< 3

*2 repeticiones y cuatro inyecciones por repetición; ** 1 repetición y cuatro inyecciones por repetición

*** La concentración de Si en la precipitación se considera nula

Tabla 1 – Resultados de los análisis de isótopos estables y silicio disuelto en el agua de precipitación, río y manantiales.

En la figura 5 se representan los valores isotópicos de las distintas muestras, generando una línea local meteórica,

comparándola con la línea global. Los valores de muestras de manantiales y río se ajustan a dicha línea local.

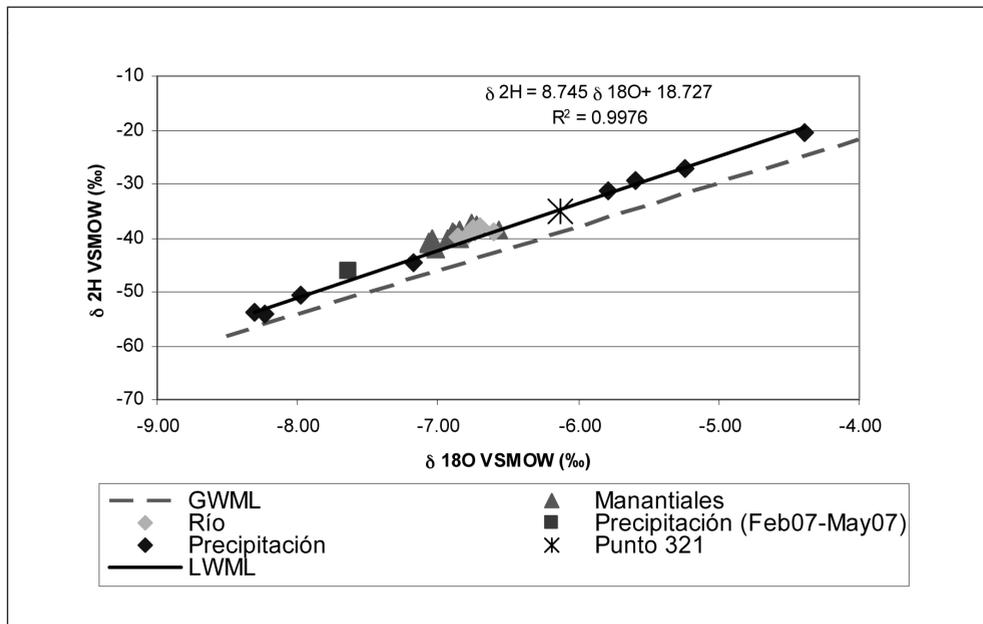


Figura 5. Composición isotópica de la precipitación, de muestras tomadas en el río y en manantiales

Precipitación

Las ampliamente usadas relaciones GMWL incluyen las ecuaciones de CRAIG (1961), $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ y ROZANSKI et al. (1993), $\delta\text{D} = 8,17\delta^{18}\text{O} + 10,35$. Sin embargo se conoce que las relación entre δD y $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación puede variar de una región geográfica a otra, siendo conveniente establecer una línea local del agua meteórica (local meteoric water line - LMWL) para una investigación precisa, empleando isótopos estables de las muestras de agua.

La interceptación de la GMWL y LMWL se denomina exceso de deuterio (d), se calcula con la siguiente ecuación: $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ (DANSGAARD, 1964). El valor de este parámetro se adquiere durante la evaporación y no varía significativamen-

te durante la historia reciente del mapa de vapor de agua, indicando el área de origen del vapor de agua. Se aprecia en la figura 5, que la pendiente de la LMWL es similar a la GMWL, lo que indica que no existen procesos de evaporación secundaria. Como se ha discutido en trabajos previos (MERLIVAT & JOUZEL, 1979, JOUZEL & MERLIVAT, 1984, GAT & MATSUI, 1991, GAT et al., 1994; KENDALL & COPLIN, 2001), el valor de d en la precipitación de la región depende de la temperatura y humedad relativa en la fuente de humedad (normalmente el océano, pero incluye aguas terrestres cuando un porcentaje significativo de la humedad proviene de la reevaporación del agua fresca superficial), estos procesos ocurren en la columna

superior del aire durante la condensación del hielo o la lluvia, y los efectos cinéticos durante la reevaporación del agua cuando desciende desde la base de la nube. El valor de la interceptación de la recta (18,73) coincide con el esperado para la precipitación en climas templados normalmente con un valor de d entre 0‰ y +20‰ (ROZANSKI *et al.*, 1993 & SIMPKINS, 1995), con una media global de 10‰ (la interceptación de δD de GMWL). Un valor más elevado de 10 indica la adición de humedad evaporada a la masa de aire. Tales procesos pueden ocurrir durante el paso de lluvia o nieve desde la atmósfera a la superficie del suelo (HARVEY, 2001), produciendo el fenómeno de “virga”, que se define como la precipitación que cae de una nube pero que se evapora antes de alcanzar el suelo (FRASER & BOHREN, 1993).

Se puede observar en la figura 5 que la mayor proporción de isótopos pesados se produce en la precipitación recogida de la estación meteorológica 2 (Est. Abajo), situada en la parte baja de la cuenca, lo cual concuerda con lo reflejado en la bibliografía (CLARK & FRITZ, 1997; INGRAHAM, 1998), que establece que existe mayor riqueza de isótopos pesados en las zonas de menor elevación, lo cual está, a su vez, relacionado con la mayor temperatura en esas zonas.

Río

También se aprecia en la tabla 1, que los datos de la composición isotópica del río en dos fechas diferentes (29-12-06 y 23-4-2007) son muy similares, lo cual hace pensar que el origen del agua recogida en esas dos fechas es predominantemente subterráneo, esto se ve refrendado por los resultados de las simulaciones obtenidas usando el modelo hidrológico VISUAL-BALAN que indican que la

descarga subterránea es aproximadamente el 40% del caudal medio anual (ESCARIZ, 2007). Además, se encuentran alejados de la composición isotópica de la precipitación media, lo cual indica el agua que compone el caudal del río procede de precipitación de diferentes épocas.

La figura 5 muestra que los datos de composición isotópica se encuentran prácticamente sobre la LWML, lo que indica que no han sufrido procesos evaporativos hasta que circulan por el río.

Respecto al contenido en silicio, se puede apreciar en la tabla 1, que los contenidos en silicio son muy bajos y similares, no permitiendo utilizar este elemento para discernir las vías de flujo de agua en el suelo

Manantiales

La composición isotópica del agua recogida en los manantiales es similar a la del río, lo que indicaría que el origen principal del agua del río en las fechas de muestreo es subterráneo. También se puede apreciar a partir de los datos de la tabla 1 que existe muy poca diferencia en la composición isotópica del agua recogida en los manantiales en las dos fechas (29-12-06 y 23-4-2007), lo que indica probablemente un tiempo de residencia del agua mayor de cuatro o cinco meses, aunque para confirmar esta suposición se necesitaría un período de toma de datos de la composición isotópica de la precipitación y de los manantiales de mayor duración. Solamente en el punto 325 que fue muestreado el 23-4-2007 se aprecia una mayor riqueza en isótopos pesados, indicando que el agua que descarga en este punto procede de precipitaciones más recientes en el tiempo, lo cual concuerda con la asunción previa de que este punto es un punto de descarga de flujo subsuperficial.

Los datos de concentración de silicio, no han servido para aclarar el origen y la permanencia del agua en la cuenca, ya que todos los puntos dan una concentración de silicio disuelto muy baja y con valores similares entre los diferentes puntos.

Según KENDALL (1993); GENERAUX & HOOPER (1998), el silicio es altamente no conservativo y se disuelve rápidamente en el agua del evento, provocando que las concentraciones del agua subterránea y del río sean muy parecidas.

CONCLUSIONES

La utilización del Silicio disuelto en agua como trazador geoquímico para la cuantificación de las componentes del balance no ha resultado interesante en esta cuenca debido a que los valores de concentración son muy bajos y similares, cualquiera que sea el origen del agua analizada.

El uso de ^{18}O y deuterio como trazadores isotópicos estables, aunque no se han

realizado muchos muestreos, parece ser una herramienta importante para cuantificar el origen (subterráneo, subsuperficial y superficial) del agua que fluye por el río en esta cuenca, aunque sería necesario disponer de una serie temporal de datos mayor. Se puede deducir de estos datos que el caudal del río tiene una composición isotópica similar a la de los manantiales, lo cual indica el origen principalmente subterráneo del agua del río.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto ha sido financiado con fondos de la Consellería de Industria e Innovación a través del proyecto de investigación PGIDIT04RFO383007PR, a la empresa MARPU S.L. y a su gerente D. Angel Sánchez Dacal por permitirnos utilizar la finca “Pazos do Viveiró” para la instalación de la instrumentación de la cuenca experimental donde se ha llevado a cabo este trabajo.

REFERENCIAS

- ANDREO, B., LIÑAN, C., CARRASCO, F., JIMÉNEZ DE CISNEROS, C., CABALLERO, F. and MUDRY, J. (2004). Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and 2H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunque-Nieves karst aquifers (S Spain). *Applied Geochemistry* 19: 561–574.
- BUTTLE, J. M. (1998). Fundamentals of small catchment hydrology. En: *Isotope tracers in catchment hydrology*. Eds: Kendall, C., McDonnell, F.J.. Elsevier. Amsterdam.
- CLARK, I. D. and FRITZ, P. (1997). *Environmental isotopes in Hydrogeology*. CRC Press: 328 pp.
- CRAIG, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133:1702-1703.
- DANSGAARD, W. (1964). Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16: 436-468.
- ERIKSSON, E. (1983). Stable isotopes and tritium in precipitation. En: *Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Technical Reports Series I.A.E.A.* 91, 19–27.
- ESCARIZ, M. (2007). Aplicación de trazadores isotópicos y geoquímicos para la separación de las componentes del hidrograma en una cuenca agroforestal. Trabajo de Investigación Tutorado. Dpto. Ingeniería Agroforestal. Universidade de Santiago de Compostela.

- FRASER, A. B. and BOHREN, C. F. (1993). Viewing the vagaries and verities of virga, *Monthly Weather Review*, 121: 2429-2430.
- FRITZ, P. and FONTES, J. CH. (1980). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry: The Terrestrial Environment, Vol. 1*. Elsevier, Amsterdam.
- GALEGO FERNANDES, P., CARREIRA, P. E and SILVA M. O. (2005) Nova abordagem na caracterização do aquífero costeiro de Sines (S Portugal) recorrendo a técnicas isotópicas ambientais. *Cadernos do Laboratorio. Xeolóxico de Laxe*, 30: 125-144.
- GAT, J. R., BOWSER C. J. and KENDALL C. (1994). The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data. *Geophysical Research Letters*, 21: 557-560.
- GAT, I. and GONFIANTINI, R. (1981). *Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. Int. Atom. Energy Agency, Vienna, Tech. Rep. Ser. 210, 1-339.
- GAT, J. R. and MATSUI, E., (1991). Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research*, 96(13): 179-188.
- GENEREUX, D. P. and HOOPER, R. P. (1998). Oxygen and hydrogen isotopes in rainfall-runoff studies. En: *Isotope tracers in catchment hydrology*. Eds: Kendall, C., McDonnell, F.J. Elsevier. Amsterdam.
- HARVEY, F. E. (2001). Use of NADP archive samples to determine the isotope composition of precipitation: characterizing the meteoric input function for use in ground water studies. *Ground Water*, 39: 380-390.
- HOEG, S., UHLENBROOK, S. and LEIBUNDGUT, CH. (2000). Hydrograph separation in a mountainous catchment—combining hydrochemical and isotopic tracers. *Hydrological Processes* 14(7): 1199-1216.
- INGRAHAM, N. L. (1998). Isotopic variations in precipitation. En: *Isotope tracers in catchment hydrology*. Eds: Kendall, C., McDonnell, F.J. Elsevier. Amsterdam.
- IZCO SEVILLANO, J., DÍAZ VARELA, R., MARTÍNEZ SÁNCHEZ, S., RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A., RAMIL REGO, P. and PARDO GAMUNDI, I. (2001). *Análisis y valor de la sierra de O Xistral. Un modelo de aplicación de la directiva Hábitat en Galicia*. Colección Técnica. Centro de Información e Tecnoloxía Ambiental. Consellería de Medio Ambiente. Xunta de Galicia.
- JOUZEL, J. and MERLIVAT, L. (1984). Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modelling of the isotopic effect during snow formation. *Journal of Geophysical Research*, 89: 11749-11757.
- KENDALL, C. (1993). *Impact of isotopic heterogeneity in shallow systems on stormflow generation*, Ph.D. dissertation, University of Maryland.
- KENDALL, C., SKLASH, M. G. and BULLEN, T. D. (1995). Isotope Tracers of Water and Solute Sources in Catchments. En: *Solute Modelling in Catchment Systems*, John Wiley and Sons, New York.
- KENDALL, C. and COPLEN, T. B. (2001). Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrological Processes*, 15: 1363-1393.
- LAUDON, H. and SLAYMAKER, O. (1997). Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical

- conductivity: an alpine example. *Journal of Hydrology* 201: 82-101.
- MALOZEWSKY, P. and ZUBER, A., (1982). Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. *J. Hydrol.* 57, pp. 207-231
- MERLIVAT, L. and JOUZEL, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation, *Journal of Geophysical Research*, 84: 5029-5033.
- PLATA, A., (1994). *Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica*. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Vol. 39. Madrid.
- ROZANSKI, K., ARAGUÁS-ARAGUÁS, L. and GONFIANTINI, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. En: *Continental Isotope Indicators of Climate*, American Geophysical Union Monograph.
- ROZANSKI, K., ARAGUÁS, L. and GONFIANTINI, R. (1992). Relation between long-term trend of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science* 258: 982-985.
- ROZANSKI, K., ARAGUÁS, L. and GONFIANTINI, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. En: *Continental Isotope Indicators of Climate*. American Geophysical Union (monography).
- SIEGENTHALER, V. and OESCHGER, H. (1980). 18O in precipitation: correlation with temperature and altitude on a regional scale. *Nature* 285: 314-316.
- SIMPKINS, W. (1995). Isotopic composition of precipitation in central Iowa, *Journal of Hydrology* 172: 185-207.