

COMPOSICION Y VARIACION DE LOS ISOTOPOS ESTABLES DEL AGUA EN LAS PRECIPITACIONES DE MADRID. RELACION CON EL ORIGEN Y LA DINAMICA DE LAS MASAS DE AIRE

Isabel Herráez Sánchez de las Matas¹, Juan Guerra Gómez²

1. Isótopos estables de O e H en la precipitación

1.1. Introducción

Los isótopos del oxígeno ¹⁷O y ¹⁸O fueron descubiertos en el oxígeno natural en 1929 (Gianque y Johnston, 1929). El primero es radiactivo, con una vida media demasiado corta para ser utilizado. El segundo es estable.

En cuanto a los isótopos del hidrógeno, el deuterio ²H fue identificado como componente del hidrógeno natural en 1932 (Urey et al., 1932). El isótopo radiactivo del hidrógeno ³H (tritio, con una vida media de 12,26 años) fue detectado en el agua en 1950 (Falting y Hardeck, 1950; Gross et al., 1951). Se produce naturalmente por la interacción de radiaciones cósmicas sobre la atmósfera, aunque desde 1952, el tritio procedente de explosiones nucleares ha sobrepasado ampliamente la producción natural. Debido a su vida media y a ser radiactivo, tiene gran interés como trazador y para dataciones, pero no será objeto de nuestro estudio, en el que consideraremos sólo las variaciones de isótopos estables ¹⁸O y ²H.

En el agua, junto con las moléculas de H₂¹⁶O, las más abundantes, existen otras en las que intervienen los isótopos de oxígeno e hidrógeno, principalmente ²HH¹⁶O y H₂¹⁸O. La abundancia relativa de estos isótopos es:

¹⁶O: 99,76 %

¹⁷O: 0,037 %

¹⁸O: 0,10 %

¹ Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid.

² Instituto Nacional de Meteorología.

¹H: 99,984 %

²H: 0,015 %

³: 10⁻¹⁴ a 10⁻¹⁶ (producido naturalmente)

La composición de isótopos estables se mide con referencia a un patrón. En el caso de los isótopos del hidrógeno y oxígeno el patrón más comúnmente aceptado es el SMOW (Standard Mean Ocean Water).

Este patrón fue preparado por Craig en 1961 con agua de diferentes océanos y profundidades. Tiene la ventaja de la uniformidad de la composición isotópica de los océanos. La abundancia de las tres moléculas en el agua del SMOW es:

H₂¹⁶O: 99,77 %

²HH¹⁶O: 0,031 %

H₂¹⁸O: 0,0199 %

La abundancia de los isótopos se expresa como diferencia relativa en la relación R del isótopo pesado al ligero (más abundante) (Ej.: ²H/H¹⁶O/¹⁶O) de la muestra con referencia a la del SMOW expresada en tantos por mil:

$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \right) \times 10^3 =$$

$$\left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \times 10^3$$

El valor del R_{SMOW} viene dado como:

R¹⁸ O = (2005.2 ± 0.45) 10⁻⁶ (Baertschi, 1976)

R² H = (155.76 ± 0.05) 10⁻⁶ (Hageman et al., 1970)

Las variaciones naturales son del orden de δ²H = ± 400‰ y de δ¹⁸O = ± 40‰ siendo las más bajas en los hielos polares y las más altas,

aunque más escasas, en las aguas de zonas desérticas.

La distribución global de isótopos en las aguas atmosféricas se ha obtenido por medio de la red de observaciones de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA), sita en Viena. Esta red fue iniciada en 1961 e incluye estaciones marítimas, islas y barcos meteorológicos y algunas estaciones interiores. Hay unas 144 estaciones distribuidas por todo el globo, complementadas por cierto número de servicios locales. Los datos se publican regularmente por la IAEA y para el caso del ^{18}O la figura 1 muestra la distribución anual media del $\delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones a escala mundial (Yurtsever y Gat, 1981).

1.2. Fraccionamiento Isotópico.

El agua de las precipitaciones tiene su origen en la evaporación del agua marina y posterior condensación formando nubes. Durante estos dos procesos tiene lugar el fenómeno del *fraccionamiento isotópico* que condiciona la composición isotópica inicial de las nubes.

La causa de este fraccionamiento es la diferencia de presión de vapor entre las moléculas con ^{18}O y ^2H en relación con las moléculas de H_2^{16}O . Dichas presiones de vapor son inversamente proporcionales a sus masas y por lo tanto las moléculas más ligeras tienen lógicamente una presión de vapor algo mayor que las pesadas.

Durante la evaporación el vapor de agua se enriquece en ^{16}O y ^1H , quedando el agua restante enriquecida en isótopos pesados. El grado en que se produce esto depende de la temperatura. Cuanto más baja es la temperatura a la que se produce la evaporación se libera menos ^2H y ^{18}O , al disminuir la energía cinética de las moléculas.

El fraccionamiento isotópico también depende de la velocidad de la evaporación y de otros factores que influyen en la misma, como la humedad atmosférica, etc. Si la evaporación se produce lentamente se puede considerar que existe un equilibrio, pero si se produce rápidamente no existe dicho equilibrio, y en general el vapor producido tiene unas concentraciones inferiores de ^2H y ^{18}O que en el caso de equilibrio. Las velocidades de evaporación de los tres tipos de mo-

léculas en este último caso vendrían por la relación:

$$v(\text{H}_2^{16}\text{O}) > v(^2\text{H H}^{16}\text{O}) > v(\text{H}_2^{18}\text{O})$$

Esto tiene gran importancia si se tiene en cuenta que en la naturaleza la evaporación se produce con mucha frecuencia en condiciones de *no equilibrio*.

En el caso de la *condensación* se produce el fenómeno inverso, condensándose preferentemente las moléculas más pesadas (Dansgaard, 1953). Esta condensación se produce en el seno de la nube por fenómenos complejos, pero en general lo hace lentamente, es decir, en condiciones de *equilibrio*.

1.3. Composición Isotópica de las precipitaciones

La composición isotópica de las precipitaciones no sólo depende de las condiciones de evaporación del agua marina y condensación posterior, ya que existen una serie de factores que hacen variar desde que se produce la formación del vapor de origen oceánico hasta que recogemos el agua en el pluviómetro. Entre estos factores destacaremos los siguientes:

Temperatura. Ya hemos mencionado antes que el fraccionamiento isotópico y por tanto la composición inicial depende de la temperatura. En general el vapor producido a bajas temperaturas es isotópicamente más ligero.

Dansgaard (1964) estableció para estaciones costeras del Atlántico Norte la siguiente relación:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,695 T(^{\circ}\text{C}) - 13,6$$

Esta relación se estableció para temperaturas medias del orden de 10°C y ha sido muy discutida posteriormente.

Como consecuencia de esta variación con la temperatura existe también una variación con la *latitud*, el contenido en isótopos pesados a escala mundial decrece al aumentar la latitud, y con las *estaciones* —las precipitaciones en invierno están empobrecidas en isótopos pesados. Sin embargo, a escala regional o local depende mucho de las *condiciones climáticas* en cada caso.

Efecto de la continentalidad. Las masas de aire pro-

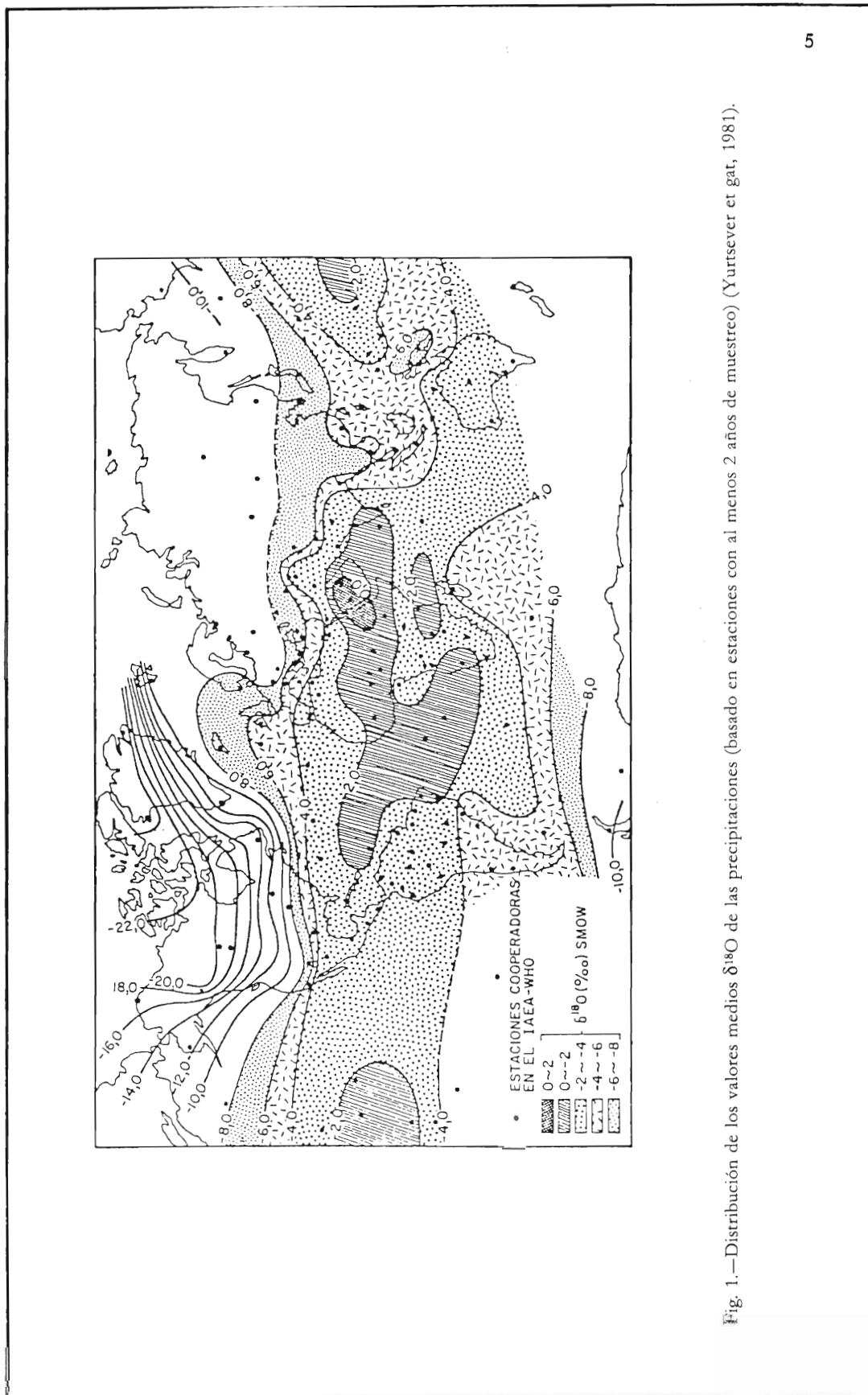


Fig. 1.—Distribución de los valores medios $\delta^{18}\text{O}$ de las precipitaciones (basado en estaciones con al menos 2 años de muestreo) (Yurtsever et gat, 1981).

vinientes de océano, cuando atraviesan un continente, como consecuencia de las condensaciones y precipitaciones sucesivas van descargándose en isótopos pesados, con lo que las precipitaciones son isotópicamente más negativas hacia el interior de los continentes (Eriksson, 1967).

Efecto de la altitud. El contenido en isótopos pesados decrece al aumentar la altitud. Los gradientes varían entre 0,15 y 0,5 por mil cada 100 m de elevación.

La última fase de la evolución isotópica del agua atmosférica es la que se produce en el momento de la precipitación como consecuencia del *intercambio isotópico* con el vapor atmosférico existente en las capas bajas de la atmósfera, cuya concentración en ^2H y ^{18}O es diferente.

Las lluvias intensas y duraderas proporcionan un agua más ligera que las lluvias de corta duración, pues en las últimas se evaporan las moléculas más ligeras. Por este motivo existen variaciones estacionales en el contenido de ^2H y ^{18}O debidos también a la *pluviometría*. Este efecto es permanente en las zonas tropicales y aparece en verano en latitudes medias, y es denominado *efecto de cantidad* (Dansgaard, 1964).

Si la precipitación es en forma sólida este efecto disminuye, pues disminuye tanto la evaporación como el intercambio isotópico con el vapor atmosférico.

El incremento de concentración isotópica como consecuencia de la evaporación depende también de la temperatura y del grado de saturación del vapor de agua atmosférico, es decir, de la humedad. En las regiones tropicales y en las zonas áridas a causa de la baja humedad este efecto tiene gran importancia, sobre todo al principio de la precipitación, o si es de corta duración.

Un análisis por regresión lineal múltiple entre la composición isotópica media de la precipitación en las estaciones de la IAEA y la latitud, altitud, cantidad de precipitación y humedad (Yurtsever, 1975; Yurtsever y Gat, 1981) mostró que las variaciones isotópicas dependen fundamentalmente de la temperatura, siendo los otros factores menos importantes.

Con 363 valores mensuales de precipitaciones en las estaciones de Thule, Gjoennedal, Nord y

Vienna, Yurtsever (1975) encontró la siguiente relación lineal entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ mensuales y la temperatura media mensual en superficie:

$$\delta^{18}\text{O} = (0.521 \pm 0.014) T(^{\circ}\text{C}) - (14.96 \pm 0.21)$$

Por su parte Straaten (in Siegenthaler, et al. 1983) estableció la siguiente relación para estaciones entre 0°C y 20°C de temperatura media:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.56 T(^{\circ}\text{C}) - 12.7$$

A escala regional y no mundial, el efecto de la cantidad y otros efectos pueden ser más importantes.

En un estudio en estaciones de islas tropicales, Yurtsever (1975) y Yurtsever y Gat (1981) dieron la siguiente relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ mensual y la precipitación:

$$\delta^{18}\text{O} = (-0.015 \pm 0.0024) P_{(\text{mm})} (0.047 \pm 0.419)$$

1.4. Concentración relativa de los dos isótopos.

Hasta ahora hemos hablado sobre la concentración isotópica de las precipitaciones en relación con su fuente de origen en el agua marina y su posible evolución, pero no se han tratado los valores de $\delta^{2}\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ conjuntamente.

Como vimos en 1.2., cuando el agua se somete a evaporación y condensación en condiciones de equilibrio, el fraccionamiento de los dos isótopos estables ^{18}O y ^2H tiene lugar de forma paralela, pero al ser mayor la presión de vapor del H_2^{16}O , el agua se enriquece en deuterio respecto al ^{18}O .

Esto fue señalado primariamente por Friedman (1953). Craig (1961), sobre las bases de un gran número de muestras de agua de precipitaciones a diferentes latitudes, estableció una relación lineal entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{2}\text{H}$ según la ecuación:

$$\delta^{2}\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

La recta la denominó "línea de agua meteórica" (Meteoric Water Line, MWL) y correspondería a la composición original del agua de origen oceánico. La experiencia ha mostrado que cuando las muestras son de origen oceánico se ajustan bastante bien a esta recta.

Así en el estudio de Yurtsever (1975) antes

mencionado, la relación encontrada en las estaciones de la IAEA es:

$$\delta^2\text{H} = (8.17 \pm 0.08) \delta^{18}\text{O} + (10.56 \pm 0.64) \text{‰}$$

con un coeficiente de correlación $r = 0.997$

Sin embargo, cuando se trata de una región dada y en especial en zonas continentales, esta relación varía. Así por ejemplo, en ocho estaciones continentales de Norteamérica la relación es:

$$\delta^2\text{H} = 7.95 \delta^{18}\text{O} + 6.03$$

la cual es similar, pero con la ordenada en el origen más baja. En el dominio mediterráneo la relación encontrada es:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 22$$

Todas estas rectas tienen una pendiente similar a la MWL, pero varía la ordenada en el origen. En el caso mediterráneo, la ordenada de +22 la explica Dansgaard (1964) suponiendo una evaporación. Posteriormente se establecería el equilibrio.

Para relacionar la composición isotópica de una muestra con la MWL, Dansgaard (1964) definió el "parámetro del exceso de deuterio, d" como:

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$$

Sería la intersección con el eje del $\delta^2\text{H}$ de la línea con pendiente $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O} = 8$ que pasa por

dicho punto. El parámetro "d" parece ser significativo de la composición de la masa original de aire que produjo la precipitación (si la muestra no está evaporada parcialmente). Así en la mayoría de las estaciones de la IAEA el parámetro "d" está próximo al 10 ‰, correspondiendo los mayores valores a la zona mediterránea ($d = +22$ ‰; Gat y Carmi, 1970).

Cuando la precipitación sufre una evaporación, ésta en general no se produce en condiciones de equilibrio, de lo que resulta que la relación de concentraciones:

$${}^2\text{H} \text{H}^{16}\text{O} / \text{H}_2^{18}\text{O}$$

es mayor que en condiciones de equilibrio, tal como vimos en 1.2. Esto trae como consecuencia que se evapora más ${}^2\text{H} \text{H}^{16}\text{O}$ quedando el agua restante enriquecida en ${}^{18}\text{O}$, con lo que la relación $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ es menor y por lo tanto la pendiente de la recta es inferior a 8. (Figura 2).

Esto sucede particularmente en regiones áridas o en algunas zonas templadas en verano, sobre todo al principio de la precipitación o si ésta es escasa. En las 15 estaciones tropicales que estudió Yurtsever (1975) la relación encontrada fue de:

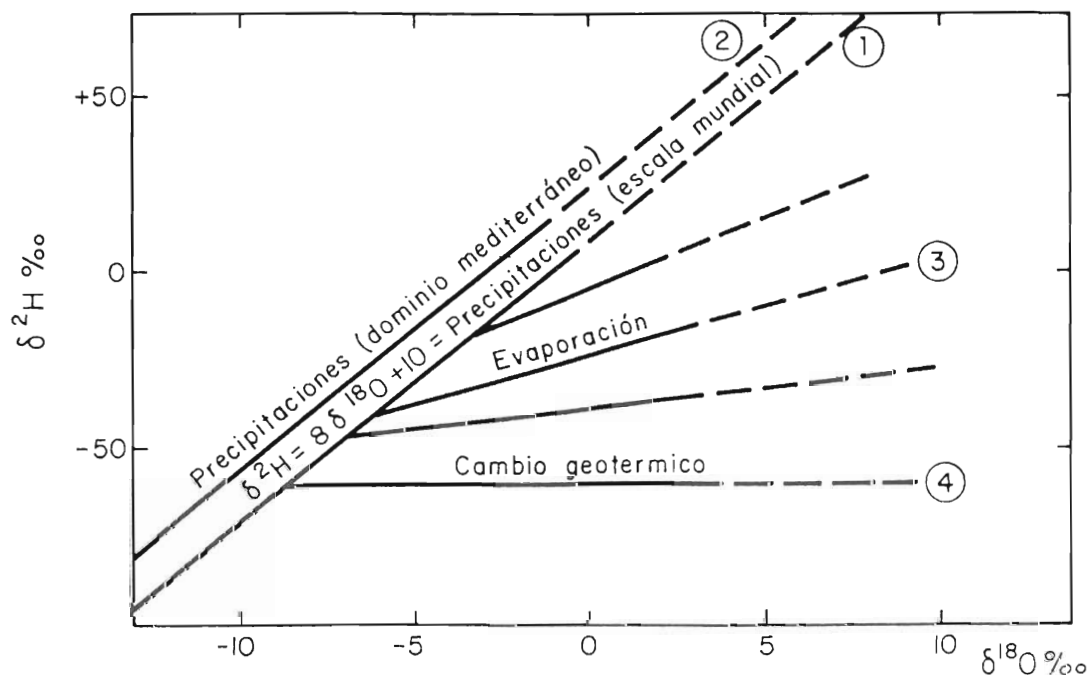


Fig. 2.—Relación oxígeno-18-deuterio en las precipitaciones (según Craig, 1961).
 1.— Variación isotópica de las precipitaciones a escala mundial: $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$.
 2.— Variación isot. de las precipi. en el dominio mediterráneo: $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 22$.
 3.— Aguas sometidas a evaporación: $\delta^2\text{H} = 5\delta^{18}\text{O} + X^{18}$.
 4.— Cambio geotérmico.

$$\delta^2\text{H} = 6.17 \delta^{18}\text{O} + 3.97$$

En general la pendiente en estas zonas oscila entre 4 y 6 (Gat y Dansgaard, 1972; Gat e Issar, 1974).

La intersección de estas rectas con la MWL daría los contenidos isotópicos del agua antes de producirse la evaporación, estando tanto más alejadas de este punto cuanto más evaporación hayan sufrido las muestras.

2. Estudio de las precipitaciones en Madrid

La composición isotópica de las precipitaciones en la estación de Madrid se viene determinando desde 1978 en el Servicio de Aplicaciones Nucleares del Centro de Estudios y Experi-

mentación de Obras Pública (I. Herráez, A. Plata y E. Baonza, 1983). Esta estación de medida está incluida en la red de la IAEA y los datos pueden encontrarse en las publicaciones de este Organismo (IAEA, 1983) (Tabla I).

Asimismo se cuenta con las medidas de ^{18}O y ^2H en diez muestras mensuales ponderadas recogidas en la Universidad Autónoma de Madrid (Herráez, I, 1983). Dada la poca duración de estos últimos datos se consideran simplemente orientativos (Tabla II).

La Península Ibérica, situada entre los paralelos 36° y 44° de latitud Norte constituye una zona de enfrentamiento entre regímenes térmicos y dinámicos distintos. Su carácter macizo, lo poco articulado de sus costas y el hecho de la existencia de cadenas montañosas costeras y

TABLA I
Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, cantidad agua precipitada (mm); temperatura $^\circ\text{C}$; humedad relativa (%) y evaporación (mm/día) en MADRID (CEH) 1978-1982. (Según Herráez, I; 1983)

Año y mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Precip. (mm)	Temp. $^\circ\text{C}$	Humedad relativa (%)	Evaporación (1) (mm/día)	
<i>1978</i>							
Enero			34,1	5,6	73	1,3	
Febrero	-6,9	-56,5	88,3	8,3	73	1,4	
Marzo	-10,9	-78,1	47,2	10,6	60	2,6	
Abril	-5,6	-31,5	67,5	11,2	60	2,7	
Mayo	-8,8	-63,2	78,0	14,0	61	2,9	
Junio	-4,0	-35,6	52,7	17,8	57	3,5	
Julio	—	—	0	24,0	38	6,7	
Agosto	—	—	0	24,7	40	6,2	
Septiembre	—	—	10,2	22,4	43	5,6	
Octubre	—	—	19,9	15,1	56	3,2	
Noviembre	-5,6	-29,4	52,0	9,6	72	1,4	
Diciembre	—	—	99,4	7,9	84	0,9	
	(70 %)	-7,0*	-49,6*	549 **	14,2	62	3,2
<i>1979</i>							
Enero	-10,1	-67,2	120,9	7,5	81	1,1	
Febrero	-7,8	-56,6	81,6	7,6	73	1,4	
Marzo	-3,5	-20	41,1	9,1	63	1,8	
Abril	-3,8	—	46,3	11,0	55	3,0	
Mayo	-0,1	-16,7	16,0	16,4	53	3,8	
Junio	+0,1	-15,6	5,3	21,7	47	5,1	
Julio	+2,1	-1,3	41,5	24,0	44	5,8	
Agosto	—	—	1,0	23,9	40	6,2	
Septiembre	-1,3	-14	19,7	20,3	56	3,7	
Octubre	-2,8	—	91,3	13,5	75	1,6	
Noviembre	—	—	16,5	9,5	61	2,0	
Diciembre	-8,2	-52	17,3	7,5	62	1,4	
	(97 %)	-5,2*	-44 * (70 %)	498 **	14,3	60	3,1

TABLA I (continuación)

Año y mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Precip. (mm)	Temp. °C	Humedad relativa (%)	Evaporación (1) (mm/día)
<i>1980</i>						
Enero	—	—	13,7	5,8	75	1,3
Febrero	—	—	39,5	8,2	72	1,4
Marzo	-2,9	—	46,3	9,8	64	2,4
Abril	-1,2	—	50,3	11,9	53	3,3
Mayo	+5,8	+9	20	14,2	60	2,9
Junio	—	—	26	20,1	49	4,9
Julio	—	—	0	23,2	38	6,6
Agosto	—	—	5,7	25,5	42	6,4
Septiembre	—	—	6,4	22,7	49	4,7
Octubre	-2,7	-39	45,9	14,9	59	7,6
Noviembre	-7,9	-53	50,2	8,4	71	1,4
Diciembre	—	—	0	5,6	59	1,9
	(70 %) -2,8*	-36,8* (40 %)	304 **	14,2	58	3,7
<i>1981</i>						
Enero	—	—	2,5	6,2	61	1,9
Febrero	—	—	41	6,8	59	2,1
Marzo	-5,2	-33	28,4	11,9	61	2,4
Abril	-4,0	-47	51,6	11,6	63	2,3
Mayo	+8,1	-1	1,2	15,0	55	3,6
Junio	-4,3	-29	11,4	22,4	41	6,2
Julio	—	—	17,4	23,8	38	6,7
Agosto	—	—	9,6	24,3	44	5,6
Septiembre	-3,2	-29	25,6	20,8	50	4,4
Octubre	—	—	1,9	15,8	57	2,8
Noviembre	—	—	0,3	12,2	58	2,3
Diciembre	-8,3	-53	30	7,8	73	1,3
	-4,9 *	-40,7* (67 %)	220 **	14,9	55	3,5
Año y mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Precip. (mm)	Temp. °C	Humedad relativa (%)	Evaporación (1) (mm/día)
<i>1982</i>						
Enero	-9,7	-62	41	7,9	76	1,1
Febrero	-11,7	-86	43,8	8,1	67	1,5
Marzo	-10,3	-67	17,4	10,5	50	3,1
Abril	-2,0	-10,4	20,5	13,1	52	3,2
Mayo	-4,7	-24,6	57,6	17,3	48	4,0
Junio	-3,3	-20,5	16,2	21,8	50	4,7
Julio	-1,5	-4,6	23,6	24,6	39	6,6
Agosto	—	—	—	—	—	—
Septiembre	-4,4	-34,2	29,4	19,5	58	3,5
Octubre	-7,0	—	23,2	13,8	63	2,0
Noviembre	-10,3	—	86,2	9,5	71	1,2
	(100 %) -7,4	-42,3* (70 %)	359 **	14,6	57	3,1

— Los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) pertenecen al CEH y fueron facilitados por los señores Baonza y Plata, así como la precipitación de cada mes.

— Los datos meteorológicos (temperatura, humedad y evaporación) fueron tomados del Inst. Meteorológico de Madrid.

* Media ponderada según:

$$\bar{\delta} = \frac{\sum_i P_i \delta_i}{\sum_i P_i}$$

P_i = precip. mensual

δ_i = valor δ de precip. mensual

(según IAEA 1981, pág. 113).

— Entre paréntesis se indica el % de precipitación que representa. Medias sobre menos del 70 % no son representativas.

** Valor total anual. (1) Medida con el evaporímetro PICHE.

TABLA II
Valores $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, cantidad agua precipitada (mm) y temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la Universidad Autónoma (Madrid - Cantoblanco)

Año y mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		$\delta^2\text{H}$ (‰)		Precipitación (mm)	Temperatura $^{\circ}\text{C}$
<i>1980</i>						
Enero	-9,8	(1)	-66	(1)	94	5,8
Febrero	-6,5	(1)	-48	(1)	50	6,7
Marzo	-11,1	(1)	-67	(1)	51	8,2
Abril	-6,6	(1)	-52	(1)	50	10,2
Mayo	-6,4	(1)	-51	(1)	19	16,3
Junio	-6,1	(1)	-46	(1)	2	22,2
Julio	—		—		—	—
Agosto	—		—		—	—
Septiembre	—		—		—	—
Octubre	-13	(1)	-96	(1)	77	13,4
Noviembre	-8	(2)	-49	(2)	60	8,9
Diciembre	—		—		—	6,7
	-9,3*		-64*		405**	10,9*
<i>1981</i>						
Enero	—		—		—	—
Febrero	-8,3	(2)	-54,5	(2)	37	6,9
Marzo	-6,5	(2)	-40,2	(2)	47	9,6
	-7,3*		-46,5*		85**	8,25

(1) Muestras analizadas en Tucson.

(2) Muestras analizadas en Orsay.

* Valor medio ponderado según: $\bar{\delta}_p = \frac{\sum_i P_i \delta_i}{\sum_i P_i}$ P_i = Precipitación mensual.
 δ_i = Valor δ de precipitación mensual.

(IAEA, (1981), pág. 113)

** Valor total anual.

orientadas según los paralelos, constituyen una barrera para la entrada de masas de aire marino, convirtiendo el interior en un minicontinente con caracteres climáticos muy marcados: clima extremado muy frío en invierno y caluroso en verano.

Solamente por el W y SW existe cierta apertura a los aires húmedos atlánticos del tercer cuadrante, que son los que aportan la mayoría de las precipitaciones. Las estaciones de transición, primavera y otoño son poco marcadas, pero sirven para delimitar los otros dos períodos. La orografía crea además unas condiciones climáticas especiales (Capel, J. J., 1981; Font, I., 1983).

Madrid, por su situación en el centro de la Península, participa de todas estas condiciones: ca-

rácter continental, gran variación estacional, altitud elevada e influencia de una relativamente cercana cadena montañosa, el Sistema Central, con altitudes que superan los 2.000 m. Todos estos factores, como se expuso anteriormente, van a influir en la composición isotópica de las precipitaciones locales.

2.1. Relación entre los contenidos de ^{18}O y la temperatura en la estación de Madrid

Los contenidos de ^{18}O están ligados a la temperatura, como vimos en el apartado 1.3.

La representación de los valores $\delta^{18}\text{O}$ frente a la temperatura media mensual define 2 rectas de correlación (Herráez, 1983; Figura 3).

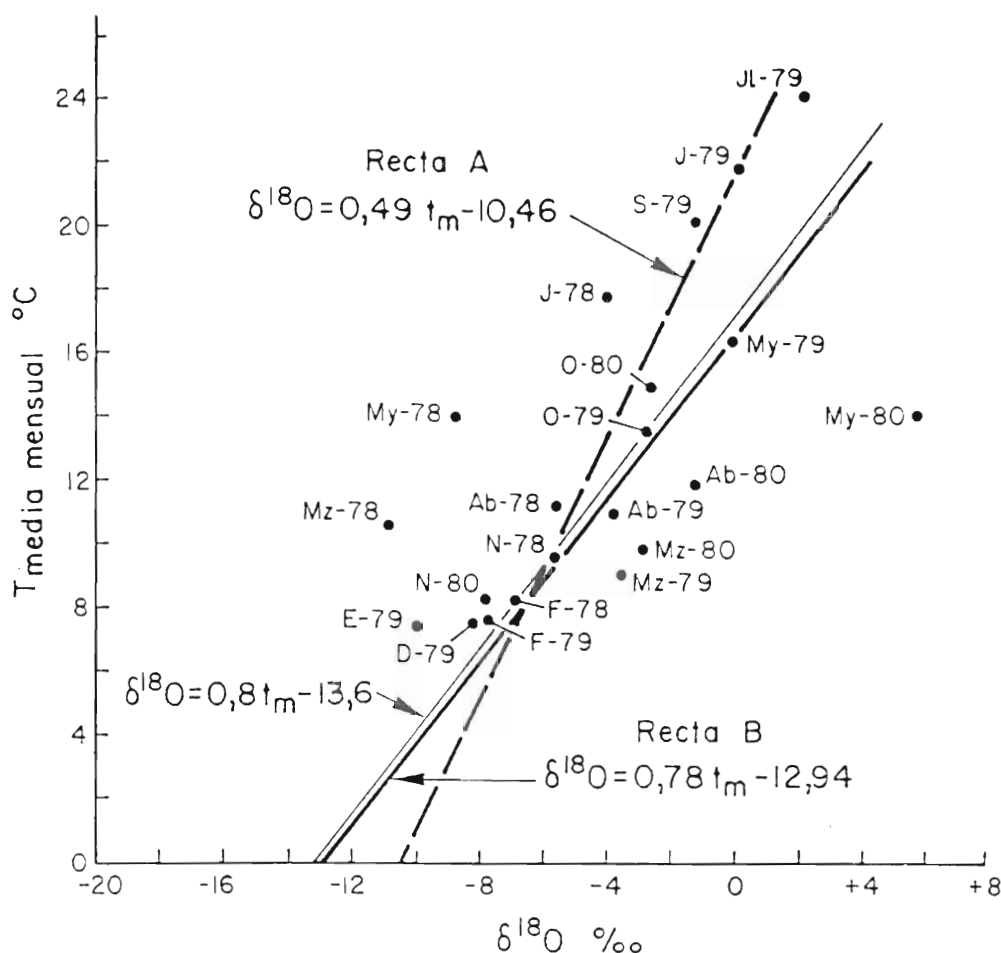


Fig. 3.—Relación de los contenidos medios mensuales ponderados de oxígeno-18 en las precipitaciones y temperatura media mensual.

Recta A: Correlación de todos los meses (excepto My-80 por estar evaporado).

Recta B: Correlación de los meses octubre-abril (época en que se produce la infiltración).

Considerando todos los meses se obtiene la recta:

$$\text{Recta A: } \delta^{18}\text{O} = 0.49 T - 10.46$$

$$(r = 0.74) \text{ y } (n = 21)$$

donde T = temperatura media mensual.

Considerando los meses de lluvia eficaz de octubre a abril obtiene:

$$\text{Recta B: } \delta^{18}\text{O} = 0.78 T - 12.94 \quad (r = 0.77) \text{ y}$$

$$(n = 14)$$

La recta A se asemeja a la definida por Straaten (1983) para estaciones continentales. La recta B es más similar a la definida por Dansgaard (1964) para estaciones oceánicas, lo que indicaría que las lluvias de este período tienen influencia claramente oceánica, mientras que en el resto se mezclan influencias continentales.

La correlación existente no es muy buena. Si

se considera en lugar de la temperatura media mensual, la *temperatura media mensual de los periodos lluviosos* (teóricamente más representativa), la recta A se correspondería con:

$$\text{Recta A'} = \delta^{18}\text{O} = 0.48 T - 11.46$$

$$(r = 0.696) \text{ } (n = 41)$$

que no supone una gran diferencia con la anterior. La correlación no mejora, si bien hay que tener en cuenta que en este último caso se consideraron también los datos de la Universidad Autónoma, que Herráez no consideró en el caso anterior, lo que da lugar a una posible mayor dispersión.

El hecho de que no exista una buena correlación cabe atribuirlo a muchas causas: en primer lugar a que la temperatura influye en la formación de la masa de agua que después va a preci-

pitár, y por lo tanto esta correlación sería más exacta si se hiciera con las temperaturas del lugar donde se formó la masa de aire originaria, o de otra zona similar de clima, como sucede en el caso de la recta definida por Dansgaard. En segundo lugar, hay otros muchos factores como la humedad y sobre todos los procesos de evaporación posteriores y la evolución que haya sufrido esta masa de aire. Dichos factores influyen sobre esta correlación. De todos modos si se observa claramente que la cantidad de ^{18}O aumenta en general con la temperatura.

2.2. Relación de los contenidos de ^{18}O con la cantidad de agua, humedad relativa y evaporación.

Se han representado también los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ en función de la cantidad de agua precipitada, humedad relativa y evaporación. En las dos últimas se han considerado también los dos

casos: valores medios mensuales y valores medios mensuales de los períodos lluviosos.

Con respecto a la *cantidad de agua* Herráez (1983) obtiene la siguiente recta (Figura 4).

$$\delta^{18}\text{O} = 0.09 h + 0.48 \quad (r = 0.59 \quad n = 30)$$

siendo h la altura de la lámina de agua en mm.

Esta correlación no es buena y difiere de la obtenida por Yurtsever (1975), si bien parece ser que mejora cuando las lluvias superan los 40 mm, lo que parece indicar que en las lluvias poco intensas hay mayor variación debido a los procesos de evaporación durante su paso por la atmósfera.

Con respecto a la *humedad relativa* la recta obtenida en el primer caso (Humedad media mensual y muestras del CEH) (Herráez, 1983) se obtiene una mejor correlación. (Figura 5).

$$\delta^{18}\text{O} = 0.26 H_r + 11.91 \quad (r = 0.76) \quad (n = 22)$$

Considerando todas las muestras y la hume-

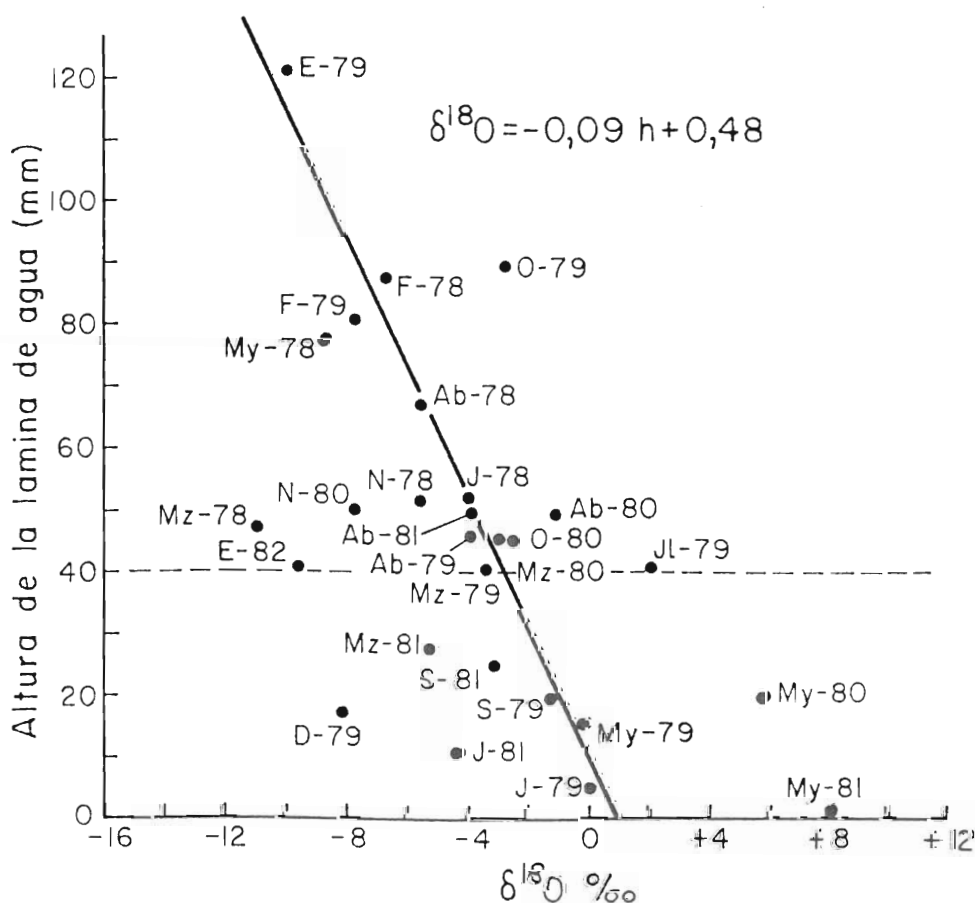


Fig. 4.—Relación $\delta^{18}\text{O}$ -Altura de la lámina de agua.

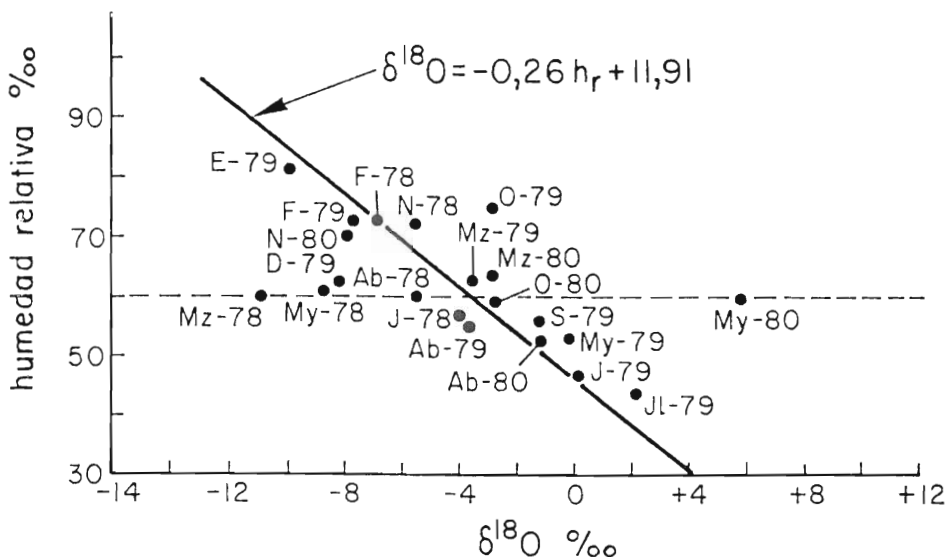


Fig. 5.—Relación $\delta^{18}\text{O}$ -humedad relativa.

dad de los períodos lluviosos la correlación no mejora, si bien la recta sale similar:

$$\delta^{18}\text{O} = -0,21 H_r + 9,95 \quad (r = 0,58) \quad (n = 41)$$

En cuanto a la *evaporación* las rectas obtenidas son en el primer caso (Figura 6):

$$\delta^{18}\text{O} = 2,05 E_v - 9,76 \quad (r = 0,8) \quad (n = 20)$$

siendo E_v la evaporación diaria media en mm.

En el segundo caso:

$$\delta^{18}\text{O} = 1,60 E_v - 8,59 \quad (r = 0,53) \quad (n = 41)$$

En este caso de la evaporación lo primero que debe tenerse en cuenta es que los datos obtenidos por el evaporímetro Piche son sólo orientativos pero muy poco significativos. De todos modos, en ambos casos se observa que por debajo de un 60 % de humedad en la primera recta y de un 75 % en la segunda se encuentran la mayoría

de las muestras que se ajustan a las rectas de agua evaporadas que definiremos seguidamente.

En el caso de la evaporación de dichas muestras se hayan en su mayoría debajo de los valores de 3,0 mm (primer caso) y 2,0 mm (segundo caso) y con valores $\delta^{18}\text{O}$ menos negativos.

Esto indica lógicamente que los factores climatológicos temperatura, humedad y evaporación en la estación considerada, ligados todos ellos entre sí y siendo la temperatura el más determinante, tienen influencia, no en el contenido original de ^{18}O , que habría que buscarlo en la zona de origen de las masas de aire, sino en el que resulta de los procesos posteriores de evaporación e intercambio isotópico con la atmósfera durante la precipitación.

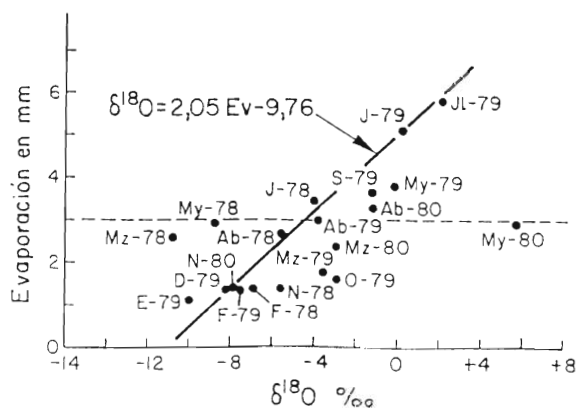


Fig. 6.—Relación $\delta^{18}\text{O}$ -evaporación.

2.3. Relación $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones.

Como indicamos anteriormente existe una relación a escala mundial entre el contenido en $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^2\text{H}$ en las precipitaciones, definida por Craig (1961) y cuyos valores nos podían aportar datos sobre el origen de la masa de aire (parámetro de exceso de deuterio) o sobre los procesos de evaporación sufridos posteriormente.

Representando en la figura 7 (Herráez, 1983) la relación de valores mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del Centro de Estudios Hidrográficos de Madrid

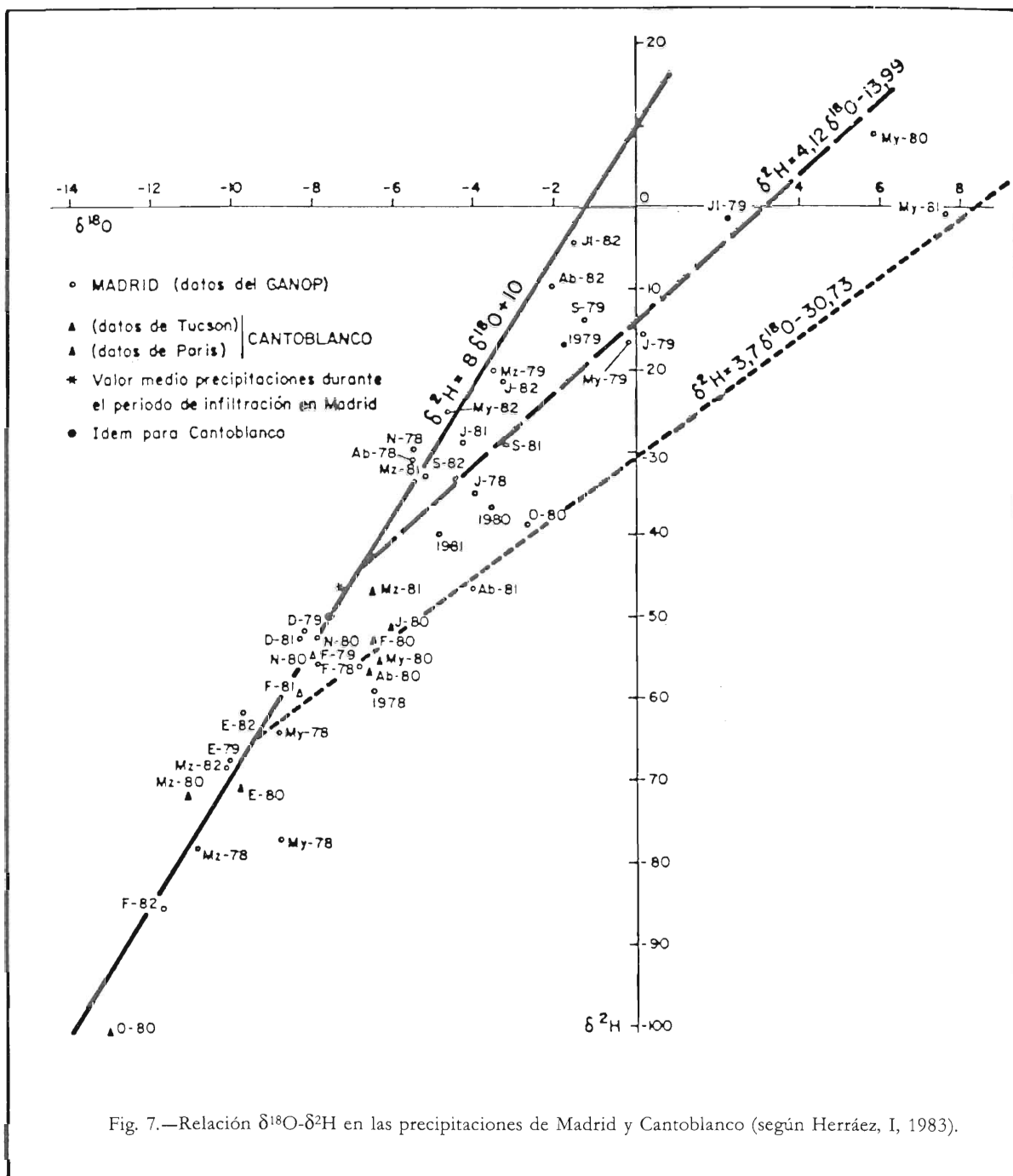


Fig. 7.—Relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ en las precipitaciones de Madrid y Cantoblanco (según Herráez, I, 1983).

(según Herráez, I;1983)

y Universidad Autónoma de Madrid (Cantoblanco) se definen bastante bien tres rectas:

$$\text{Recta A: } \delta^2\text{H} = 7.8 \delta^{18}\text{O} + 9.8$$

$$(r = 0.98) (n = 15)$$

Ampliando el número de muestras se obtiene una recta casi igual sólo que con una pendiente algo menor:

$$\delta^2\text{H} = 7.47 \delta^{18}\text{O} + 7.07 (r = 0.987) (n = 25)$$

en ambos casos las rectas son prácticamente iguales a la definida por Craig (1961):

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

si bien en el segundo caso parece indicar una cierta evaporación que aumentaría algo el valor de $\delta^{18}\text{O}$, en parte lógico si se tiene en cuenta que Madrid es una estación alejada del océano.

Las muestras correspondientes a esta recta fi-

guran en la Tabla II-A, y como puede observarse, corresponden en su mayoría a los meses de diciembre a marzo, con algunas excepciones en los valores más altos de $\delta^2\text{H}$ y de $\delta^{18}\text{O}$. Esta recta indicaría un carácter netamente oceánico de las precipitaciones.

Las demás rectas son:

$$\text{Recta B: } \delta^2\text{H} = 4.46\delta^{18}\text{O} - 13.99 \quad (r = 0.97) \\ (n = 9)$$

que incluye las muestras que figuran en la tabla II-B:

$$\text{Recta C: } \delta^2\text{H} = 3.7 \delta^{18}\text{O} - 30.73 \quad (r = 0.99) \\ (n = 10)$$

cuyas muestras figuran en la Tabla II-C.

Estas rectas corresponderían a muestras que han sufrido evaporación durante la precipitación, según se dijo en 1.4, lo que implica un enriquecimiento residual en $\delta^{18}\text{O}$ por la mayor evaporación de las moléculas con $\delta^2\text{H}$.

Sin embargo, se observa que si bien las pendientes no difieren mucho, paradójicamente existe más pendiente en la recta B, en meses en los que la evaporación media (ver tabla II) es mayor, que en la recta C donde se da la mínima evaporación si se consideran sólo los períodos lluviosos.

3. Relación de los contenidos isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ con la situación sinóptica de los períodos considerados y el origen de las masas de aire

A fin de verificar las suposiciones acerca del origen de la precipitación se ha realizado un estudio cualitativo de la situación meteorológica de los períodos de tiempo considerados, a fin de establecer el origen de las masas de aire que dieron lugar a estas precipitaciones.

Esto se realizó analizando la situación sinóptica de los días lluviosos y períodos inmediatamente anteriores a través del análisis de los mapas de superficie a las 00 horas TMG que figuran en los resúmenes mensuales del Boletín Meteorológico Diario que publica el Instituto Nacional de Meteorología.

3.1. Clasificación de situaciones sinópticas.

El primer problema que plantea esto es la total *subjetividad* del análisis y el segundo es que es

aún más difícil establecer la situación predominante media de cada mes.

Por este motivo se han procurado establecer criterios lo más objetivos posibles. A tal fin se han considerado después de analizar los casos más frecuentes de situaciones sinópticas que dieron lugar a precipitaciones, los siguientes:

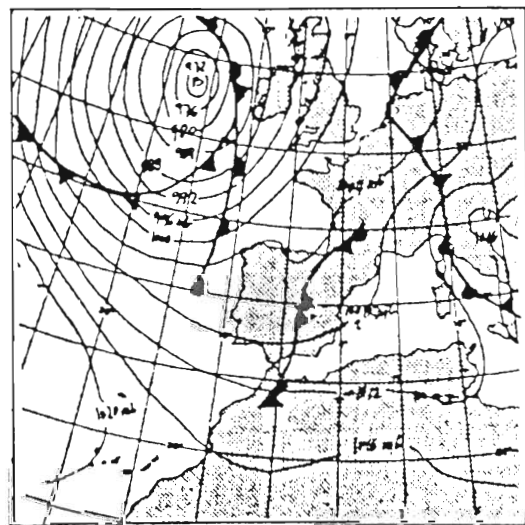
Caso 1: Precipitaciones producidas por circulación zonal, es decir, paso más o menos continuado de frentes y borrascas. Las masas de aire que producirían esto serían de origen claramente oceánico. Dentro de éste, se consideran según su procedencia 3 posibilidades:

1-A.: Circulación zonal proveniente del noroeste. La masa de aire que aportaría sería la *marítima Polar* (mP) y correspondería a situaciones de los tipos 2.I.Z., 6.I.M.i. ó 23.III.i, definidas por Font (1983). Como muestra de ello se presenta la situación del día 12 de octubre de 1979 (figura 8.1). Este caso lo indicaremos simplemente con las letras *NW*.

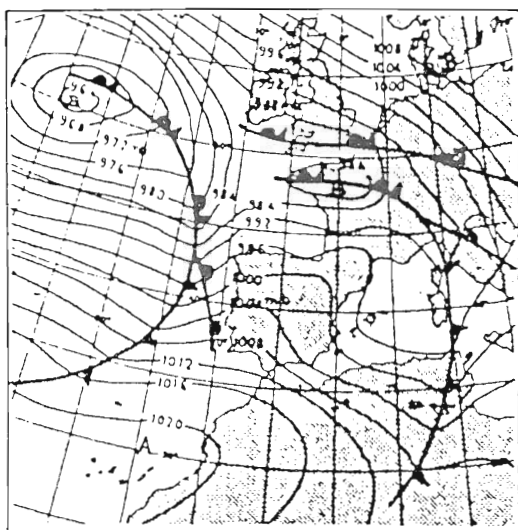
1-B.: Circulación zonal del Oeste (*W*). Correspondería a la masa marítima subtropical (mT (sub) (Font, 1983)) y a las situaciones del tipo 22.III.i, de Font. Ej.: 12 de febrero de 1979. (Figura 8.2.).

1-C.: Circulación zonal del Suroeste (SW). Aportaría la masa marítima Tropical (mT). Ej.: 16 de febrero de 1978 (figura 8.3.).

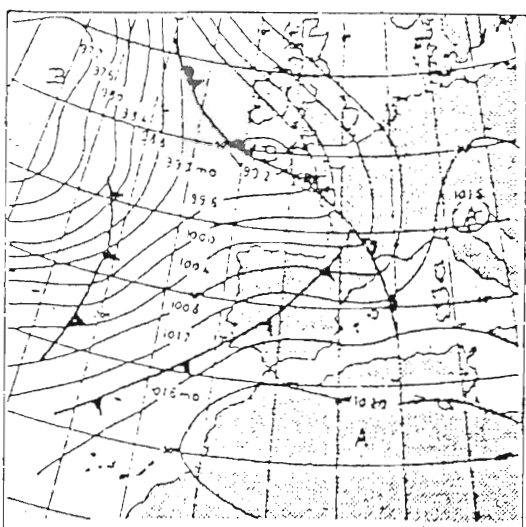
Hay que hacer constar que aunque todas las situaciones que se dieron no coinciden exactamen-



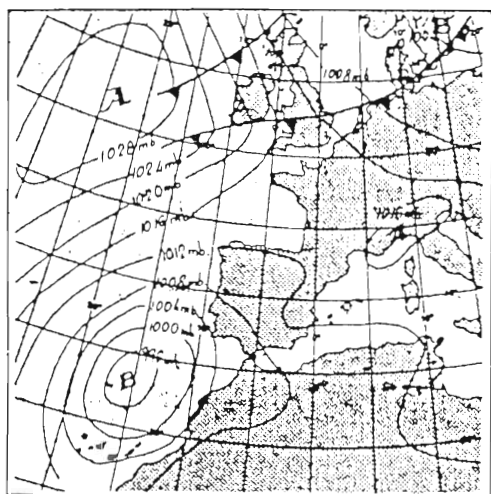
1. 12-10-1979



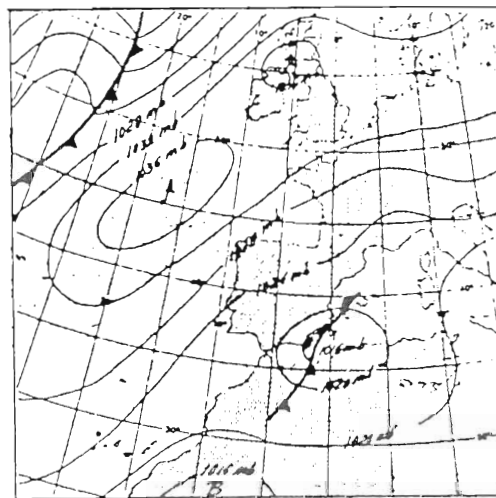
2. 12-2-1979



3. 16-2-1978



4. 29-3-1982



5. 27-2-1980

te con los tipos propuestos, lo que se buscaba más es la procedencia de las masas de aire.

Caso 2: Formación de borrascas o depresiones frías. En estos casos en que no existe una circulación zonal es más difícil ver la procedencia de las masas de aire. En algunos casos, como por ejemplo, cuando se forma una depresión en el Golfo de Cádiz suele dar resultados similares al tipo 1C. En otras ocasiones las masas aportadas pueden ser la continental Tropical (cT) o la mediterránea.

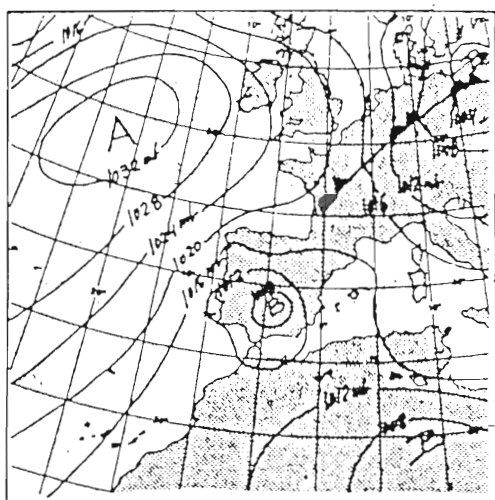
Según la situación de esta depresión fría se han considerado cuatro casos:

2-A.: Depresión del golfo de Cádiz (Dsw). Correspondería al tipo 13.I.D. de Font. Como muestra figura el mapa del día 29-3-82 (figura 8.4.).

2-B.: Depresión mediterránea (Dm). Correspondería a los tipos 13.I.D., 14.I.D. ó 15.I.D. Ej.: 27-2-80 (figura 8.5).

2-C.: Depresión fría peninsular de invierno-primavera (Dp). Correspondería al tipo 19.II.i. de Font. Ej.: 28-4-81. Este tipo en los meses del final de la primavera puede confundirse con el 2-D. (Fig. 8.6.).

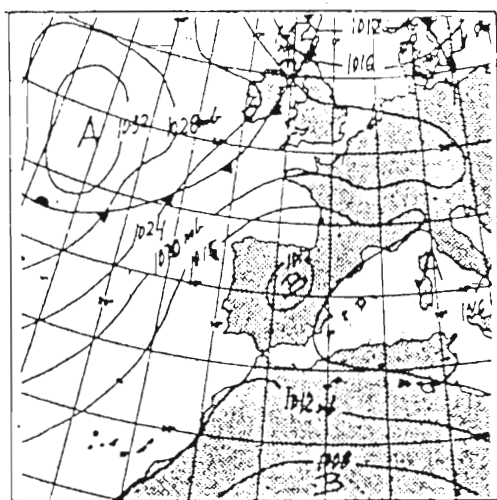
2-D.: Depresión peninsular de verano o depresión térmica peninsular de tipo convectivo (Dc). Serían los tipos 20.II.e. ó 8.I.M.e., de Font. Se señala este tipo cuando se dieron con cierta frecuencia precipitaciones de tipo tormentoso y generalmente se sitúan en los meses de verano o finales de primavera, aunque como dijimos,



6. 28-4-1981

este último caso no se distingue bien de la Dp. (Ej. 29-8-81; Figura 8.7.).

Las demás posibles situaciones no se consideraron por la escasa cantidad de precipitaciones que aportaron.



7. 28-8-1981

3.2. Relación con las cantidades de ^2H y ^{18}O

En las tablas II A, B y C se indican las siglas adoptadas para describir la situación predominante en cada mes, teniendo en cuenta que la primera es la que aportó mayor cantidad de precipitación (en cursiva si aportó más del 50 % del total mensual). La segunda va en cursiva si aportó más del 25 %. Las situaciones que aportaron menos del 15 % fueron desechadas.

Se observa que en la recta A se concentran la mayor parte de las situaciones de los casos 1 durante los meses de octubre a marzo, e incluso en los demás meses que aparecen la situación fue similar.

Ello señala que esta recta indica claramente las precipitaciones de carácter marcadamente oceánico, incluso en aquellos meses en los que, aunque la influencia oceánica no suele ser importante, en este caso sí lo fue.

En la recta B se sitúan la mayoría de las situaciones del tipo Dc con precipitaciones de tipo tormentoso. En tanto que en la recta C se sitúan las precipitaciones primaverales y de principio del otoño, con algunos casos invernales pero situados más próximos a la recta A.

La explicación al hecho de que las muestras de la recta B presenten una evaporación algo inferior a las de la recta C puede venir por los dos hechos siguientes:

- En primer lugar, las precipitaciones de tipo tormentoso son más bruscas e intensas. En muchos casos toda la precipitación del mes se produciría en un día o en unas horas.

Esto provocaría que la evaporación, si bien al principio es intensa, después se reduce considerablemente al saturarse la atmósfera de humedad. En cambio, en los meses de primavera la precipitación es más dispersa y menos intensa con lo que se somete a más procesos de evaporación.

Los meses representados en la recta A son los de precipitación más continua y la evaporación es menor al ser menor la temperatura.

- Un segundo factor a tener en cuenta es que en las muestras de la recta B, la precipitación se produce en muchos casos en forma de *granizo* (aunque éste pueda no llegar al suelo como tal), con lo que los procesos de evaporación durante la precipitación se reducen, al igual que sucede cuando la precipitación es en forma de nieve.

De este modo las precipitaciones de primavera (abril, mayo y junio) y principios del otoño serían las más susceptibles de sufrir evaporación, dando como consecuencia una recta de pendiente algo inferior a lo que correspondería a ese período de tiempo.

El valor medio de 11,0 en el parámetro de ex-

TABLA III Valores $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, precipitación total mensual (Prec), temperatura media mensual (períodos lluviosos) (Temp), humedad relativa media mensual (períodos lluviosos) (Hum) y evaporación (diaria) de los mismos períodos (Evap), parámetro de exceso de deuterio (d) y procedencia de las masas de aire, en las muestras relacionadas en la tabla I. (en cursiva las de la U. Autónoma de Madrid)

TABLA III-A-Recta A: $\delta^2\text{H} = 7.47 \delta^{18}\text{O} + 7.07$ ($r = 0.987$)

Mes	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	Prec. mm	Temp. °C	Hum. %	Evap. mm	d	Procedencia
Jl-82	-1.5	-4.6	26.9	26.0	41.0	7.3	7.4	<i>Nw</i>
Ab-82	-2.0	-10.4	28.1	10.8	71.0	1.8	5.6	<i>Dp-Nw</i>
Mz-79	-3.5	-20.0	41.1	8.8	78.0	1.0	8.0	<i>Nw-Sw</i>
Jn-82	-3.3	-20.5	24.8	19.1	63.0	2.3	5.9	<i>W</i>
Jn-81	-4.3	-29.0	11.4	18.9	55.0	4.0	5.4	<i>Dc</i>
My-82	-4.7	-24.6	44.5	17.7	68.0	2.4	13.0	<i>Dm-Dp</i>
N-78	-5.6	-29.4	52.0	9.4	84.0	0.8	15.4	<i>Dsw-W</i>
Ab-78	-5.6	-31.5	67.5	10.6	72.0	2.0	13.3	<i>W</i>
Mz-81	-5.2	-33.0	28.4	10.9	67.0	1.8	8.6	<i>W</i>
<i>Mz-81</i>	-6.5	-40.2	47.0	10.9	67.0	1.8	11.8	<i>W</i>
<i>N-80</i>	-8.0	-49.0	60.0	9.0	80.0	1.0	15.0	<i>Sw</i>
D-79	-8.2	-52.0	17.3	6.6	88.0	1.1	13.6	<i>Nw</i>
D-81	-8.3	-53.0	128.2	8.4	81.0	1.2	13.4	<i>W-Sw</i>
N-80	-7.9	-53.0	50.2	9.0	80.0	1.0	10.2	<i>Sw</i>
<i>F-81</i>	-8.3	-54.5	37.0	8.3	73.0	1.1	11.9	<i>Nw</i>
E-82	-9.7	-62.0	21.4	8.2	82.0	1.0	15.6	<i>Nw-W</i>
F-79	-7.8	-56.6	81.6	8.8	84.0	1.0	5.8	<i>W-Sw</i>
My-78	-8.8	-63.2	78.0	12.5	74.0	1.7	7.2	<i>Dm-W</i>
<i>E-80</i>	-9.8	-66.0	94.0	4.0	81.0	1.0	12.4	<i>Dsw</i>
E-79	-10.1	-67.2	120.9	5.3	89.0	0.6	13.6	<i>Dsw-Sw</i>
Mz-82	-10.3	-67.0	16.7	7.1	72.0	1.1	15.4	<i>Dsw</i>
<i>Mz-80</i>	-11.1	-67.0	51.0	8.4	79.0	1.4	21.8	<i>Dsw-W</i>
Mz-78	-10.9	-78.1	47.2	8.7	79.0	1.6	9.1	<i>W</i>
F-82	-11.7	-86.0	43.8	7.2	78.0	1.1	7.6	<i>W-Nw</i>
O-80	-13.0	-96.0	77.0	13.1	70.0	2.4	8.0	<i>Nw</i>
Medias	-7.4	-48.6	51.8	10.6	74.2	1.7	11.0	

TABLA III-B

Recta B: $\delta^2\text{H} = 4.30 \delta^{18}\text{O} - 14.02$ ($r = 0.974$)

Mes	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	Prec. mm	Temp. °C	Hum. %	Evap. mm	d	Procedencia
Jl-79	2.1	- 1.3	42.8	20.3	65.0	2.5	-18.1	<i>Dc</i>
My-79	-0.1	-16.7	16.0	12.9	68.0	2.4	-15.9	<i>Dp-Nw</i>
J-79	0.1	-15.6	4.0	21.3	62.0	2.9	-16.4	<i>Dc</i>
S-79	-1.3	-14.0	19.7	20.7	64.0	3.1	-3.6	<i>Dc</i>
S-81	-3.2	-29.0	25.6	16.9	64.0	2.5	-3.4	<i>Dc-Nw</i>
S-82	-4.4	-34.0	29.4	17.8	73.0	1.4	-1.2	<i>Nw-Dc</i>
J-78	-4.0	-35.6	52.7	17.3	69.0	2.6	-3.6	<i>Dm</i>
J-81	-4.3	-29.0	11.4	18.9	55.0	4.0	5.4	<i>Dc</i>
My-80	5.8	9.0	82.5	13.1	74.0	1.9	-37.4	<i>Nw-Dp</i>
Medias	-1.0	-18.5	31.6	17.7	66.0	2.6	-10.5	

TABLA III-C
Recta C: $\delta^2\text{H} = 3.53 \delta^{18}\text{O} - 29.70$ ($r = 0.991$)

Mes	$\delta^{18}\text{H}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	Prec. mm	Temp. °C	Hum. %	Evap. mm	d	Procedencia
My-81	8.1	-1.0	40.2	13.1	72.0	1.9	-65.8	Nw
O-80	-2.7	-39.0	45.9	13.1	70.0	2.4	-17.4	Nw
Ab-81	-4.0	-47.0	118.6	10.7	74.0	1.4	-15.0	Dsw-Dm-Dp
My-80	-6.4	-51.0	82.5	13.1	74.0	1.9	-0.2	Nw-Dp
Ab-80	-6.6	-52.0	50.3	11.0	73.0	1.8	0.8	Dm-Nw
F-78	-6.9	-56.5	87.6	9.3	85.0	1.0	-1.3	W-Sw
F-79	-7.8	-56.6	81.9	8.8	84.0	1.0	5.8	W-Sw
My-78	-8.8	-63.2	78.0	12.5	74.0	1.7	7.2	Dm-W
F-80	-6.5	-48.0	50.0	8.4	83.0	1.0	4.0	Dm-Nw
J-80	-6.1	-46.0	26.0	15.8	66.0	2.7	2.8	Dp
Medias	-4.8	-46.0	66.1	11.6	75.5	1.7	-7.9	

ceso de deuterio en la recta A también marca claramente su origen oceánico. No es posible sin embargo, saberlo en las muestras de las rectas B y C, que han alterado sus composiciones originales a causa de la evaporación sufrida posteriormente.

4. Conclusiones

1. De todos los factores climáticos que influyen en la composición isotópica de las precipitaciones —temperatura, humedad, evaporación— el predominante es la *temperatura*, puesto que los demás dependen directa o indirectamente de ella. Solamente el efecto de la cantidad de precipitación sería independiente de la temperatura, aunque ambos conjuntamente influyen en la humedad y evaporación.

2. En el caso de las precipitaciones en Madrid, no es posible establecer una correlación directa ente la temperatura y las composiciones isotópicas consideradas individualmente, ya que en primer lugar, la temperatura no corresponde al lugar de formación de las masas de aire, generalmente oceánico, ni tampoco existe una buena correlación con las posibles temperaturas de dicho lugar, por tratarse de una estación netamente continental.

Sólo existe una relación a grandes rasgos, como consecuencia lógica de la variación estacional.

3. En cualquier caso, la composición isotópica aumenta con la temperatura.

4. Las composiciones isotópicas relativas $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son mucho más significativas y reflejan más claramente, tanto el origen de las masas de aire que producen la precipitación, como la evolución que han sufrido hasta el momento en que ésta se produce.

5. La correlación relativa de los dos isótopos muestra tres tipos de precipitaciones.

A — Corresponde a precipitaciones de origen netamente oceánico con una composición isotópica media de $\delta^{18}\text{O} = -7,4$ ‰ y $\delta^2\text{H} = -48,6$ ‰. Esta recta incluye la mayoría de las precipitaciones de octubre a marzo y también hasta los meses de julio, siempre que se haya producido la precipitación por situaciones meteorológicas que implican una influencia directa oceánica.

B — Corresponde a las precipitaciones de finales de primavera y verano producidas en su mayoría por fenómenos de tipo convectivo, lo que trae como consecuencia una disminución de la evaporación que cabía esperar según la época. La composición isotópica media viene definida por los valores $\delta^{18}\text{O} = -1,0$ ‰ y $\delta^2\text{H} = -18,5$ ‰.

C — Incluye las precipitaciones de primavera y otoño y algunas de invierno. La procedencia no es tan marcadamente oceánica y son las que han sufrido la mayor evaporación. La composición isotópica media es $\delta^{18}\text{O} = -4,8$ ‰ y $\delta^2\text{H} = -46,0$ ‰.

6. La perfecta correspondencia existente entre la situación predominante en el mes y la relación isotópica definen a la misma como un buen indicativo de la procedencia de las masas de aire así como la temperatura de formación y procesos posteriores de evaporación, que convierten al estudio de estos isótopos en un interesante indicador paleoclimático o climático en épocas históricas sin datos, por ejemplo en el estudio de "aguas fósiles" como las retenidas por los hielos glaciares, etc., previa datación de las mismas por isótopos radiactivos.

5. Bibliografía

- AIEA, (1981): "Statistical treatment of environmental data in precipitation", Technical Reports Series N.º 206. Int. Atomic Energy Agency, Vienna, 1981.
- CAPEL, J. J. (1981): "Los climas de España". Ed. Oikostau. Barcelona.
- CRAIG, J. (1961): "Isotopic variations in meteoric water". Science 133, pp. 1702-1703.
- FONT, I. (1983): "Climatología de España y Portugal". Publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- DANSGAARD, W. (1964): "Stable isotopes in precipitation". Tellus, 16.
- FONTES, J. CH. (1976): "Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles. Quelques aspects". These de Docteur es Science. Univ. Paris VI.
- GAT, J. R. (1980): "The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation", in Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (Fritz, P. and Fontes, J. Ch. Eds.). Elsevier, Amsterdam.
- I.N.M., (1978-1981): "Boletín Meteorológico Diario. Resúmenes mensuales". Publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología. Madrid.
- JANSA, J. M. (1969): "Curso de Climatología". Publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología. Madrid.
- HERRÁEZ, I. (1983): "Análisis de variaciones de los isótopos ambientales estables en el sistema acuífero terciario detítico de Madrid". Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma. Madrid.
- HERRÁEZ, I.; PLATA, A., y BAONZA, E. (1983): "Composición y variación isotópica de las precipitaciones de Madrid". III Simposio de Hidrogeología, Madrid.
- YURTSEVER, Y. (1975): "Worldwide survey of stable isotopes in precipitation". In cap. 6 del Technical Reports Series N.º 210, IAEA (1981) Vienna.