

Trabajo reimpresso por problemas técnicos de edición (originalmente en volumen 57(2): 182-194)

Características isotópicas y termodinámicas de reservorio del campo geotérmico Copahue-Caviahue, provincia del Neuquén

Héctor O. PANARELLO

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, INGEIS-CONICET, Buenos Aires, Argentina. Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428-Buenos Aires, Argentina. E-mail: hector@ingeis.uba.ar.

RESUMEN. Se define al campo geotérmico de Copahue-Caviahue, situado en las cercanías del volcán homónimo en actividad, como dominado por vapor, con capas estratificadas conectadas por fracturas y buena permeabilidad vertical dentro del reservorio. El análisis de ^2H y ^{18}O sobre agua y vapor, los gases asociados, así como el estudio de la relación gas/vapor permitió probar la existencia de, al menos, dos capas productivas; la más superficial ubicada en aproximadamente 800-1000 m y la más profunda a más de 1400 m (medidas respecto del nivel tope del pozo). Las temperaturas, tanto geoquímicas como isotópicas se encuentran alrededor de los 200°C y 250°C respectivamente. El análisis del ^{13}C , N_2 , Ar y He, permitió caracterizar a estos gases asociados como principalmente magmáticos.

Palabras clave: Isótopos estables, Dominado por vapor, Copahue, Campo geotérmico

ABSTRACT. *Isotopic and thermodynamic reservoir characteristics of the Copahue-Caviahue geothermal field, Neuquén province, Argentina.* The geothermal field of Copahue-Caviahue, situated in the neighboring of an active volcano, has been defined as a vapor dominated field, with stratified layers, connected by fractures, with good vertical permeability within the reservoir. ^2H and ^{18}O analyses done on vapor, water, associated gas analysis and the study of the gas vapor ratio, allowed to prove the existence of at least two productive layers, the shallower at ca. 800-1000m and the deeper at more than 1400m (both below the well top level). Isotopic and geothermometric temperatures round 200°C and 250°C respectively, ^{13}C , N_2 , Ar and He analyses have let us to characterize the origin of geothermal gases as mainly magma derived.

Key words: Stable isotopes, Vapor dominated, Copahue, Geothermal field

Introducción

Durante la segunda mitad de la década de 1980 y los primeros años de 1990 se llevaron a cabo estudios geoquímicos e isotópicos en la zona de Copahue con el objeto de establecer el origen de los fluidos geotermales y las características del reservorio geotérmico. La mayoría de la información obtenida se compiló en informes internos del proyecto ARG-3988/IG (D'Amore *et al.* 1988; Panarello *et al.* 1986; Sierra *et al.* 1986) o se dio a conocer parcialmente en inglés (Sierra *et al.* 1992) como Documento Técnico del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA), institución que financió las investigaciones. Lamentablemente esta es una colección de circulación limitada a especialistas internacionales, que prácticamente no se conoce en el país.

Por lo expuesto, se considera oportuno publicar una revisión crítica en español de los resultados, así como aportes al problema, surgidos de una evaluación detallada, la incorporación de nuevos datos y la reelaboración de la información existente.

Breve reseña geológica

El Centro Volcánico Copahue se ubica en la Cordillera de los Andes, a 360 km ONO de la ciudad de Neuquén (Fig. 1). Forma parte del arco volcánico relacionado al margen activo andino, compuesto por centros efusivos de edad cenozoica, con una extensión de aproximadamente 220 km, limitada al norte por los lineamientos de Navahue y al sur, los lineamientos de Pino Hachado.

La actividad volcánica de estos centros comenzó durante el Mioceno (Muñoz *et al.* 1989; Linares *et al.* 1999) y se estableció dentro de campos de tracción que se produjeron en la zona de subducción. La actividad ígnea se caracterizó por series calcoalcalinas y shoshoníticas (Pesce 1989).

El volcán Copahue se encuentra aproximadamente en el centro de esta zona y alcanza 2997 m sobre el nivel del mar. La elevación de su base ronda los 2200 m sobre el nivel del mar. Su estructura se asienta sobre un basamento que aflora del lado Chileno, consistente en rocas sedimentarias y volcánicas de la Forma-

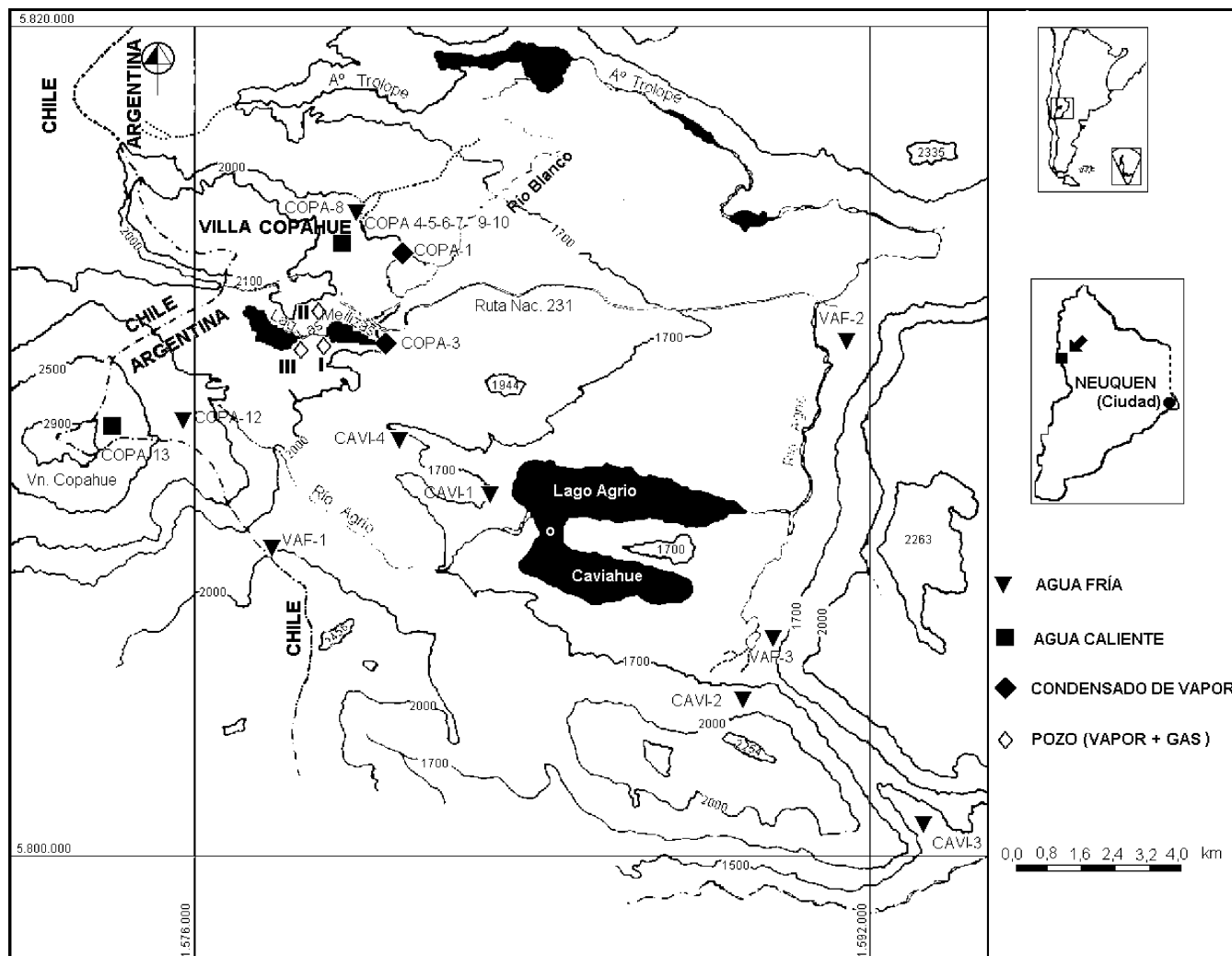


Figura 1: Croquis simplificado del sistema Copahue-Caviahue y localización aproximada de las muestras.

ción Trapa-Trapa. Sobre este basamento yacen rocas de la Formación Hualcupén, compuestas por basandesitas grises y rojas y andesitas potásicas intercaladas con brechas y conglomerados volcánicos, constituyendo probablemente un gran estratovolcán de pendiente suave. De acuerdo con Niermayer y Muñoz (1983) la columna estratigráfica tendría un espesor de alrededor de 1900 metros.

La evolución del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue comenzó en el Mioceno superior. En el mismo se diferencian tres épocas eruptivas principales: una asociada al antiguo estratovolcán mioceno, otra la denominada Formación Las Mellizas, considerada según algunos autores la expresión de un aparato volcánico sobreimpuesto (Pesce, 1989, JICA, 1991) y una última representada por el Volcán Copahue. Asociados a cada una de estas épocas se encuentran otros episodios volcánicos, cuya descripción puede hallarse en Pesca (1989), JICA (1991), Mas (1993), Delpino y Bermúdez (1993) y Linares *et al.* (1999). En este trabajo se utilizará como base la

volcanoestratigrafía propuesta por Pesca (1989), dado que la misma fue la empleada como referencia para la realización de los estudios.

El episodio volcánico más importante desde el punto de vista geotérmico es el colapso del antiguo estratovolcán, que origina una caldera extensa con la aparición de flujos piroclásticos, representados por tobas escoriáceas y lapillíticas. Luego de este episodio, se superponen las unidades volcánicas de la Formación Las Mellizas, cuyas rocas de composición andesítica y basandesítica, junto con brechas tobáceas, conglomerados volcánicos y piroclásticas, cubrieron la parte interior de la caldera del lado argentino y la parte externa de la misma en el lado chileno. Esta unidad es la que constituye el reservorio geotérmico en explotación.

El volcán Copahue, última expresión en la evolución del Centro Volcánico, se formó sobre la unidad descrita anteriormente, en el margen oeste de la caldera, dentro de lo que Pesca (1989) ha denominado cráter de explosión del centro efusivo Las Mellizas.

Sobre su base se emplaza un pequeño centro de composición shoshonítica. Las rocas del volcán son mayormente lavas andesíticas, piroclastitas y basandesitas potásicas. El volcán ha tenido manifestaciones recientes de actividad, reseñadas por Delpino y Bermúdez (1993) y Mas (1993).

Lo expuesto es suficiente como marco geológico para este trabajo. Sin embargo se pueden encontrar nuevos aportes a la Geología en Mazzoni y Licitra (2000) y Folguera y Ramos (2000).

Materiales y métodos

Para la realización de este estudio se recopiló la información disponible en el Ente Provincial de Energía del Neuquén (EPEN), consistente en informes de consultoras, registros obtenidos durante la perforación de los pozos existentes en ese momento, COP-I, COP-II, así como las curvas de producción, presión y temperatura de los mismos (COPA-DE, 1982; COPADE y Latinoconsult, 1981; Jurío, 1977). En varios viajes de campo durante el período 1985-1993 se colectaron muestras para la determinación de componentes químicos (pH, alcalinidad, iones mayoritarios, Fe^{2+} , Fe^{3+} , SiO_2 y Li^+) de la fracción líquida, así como los gases acompañantes entre los que se cuentan CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , N_2 , Ar, He y CO. Asimismo, se determinó el contenido de isótopos estables (^2H , ^{18}O) y ^3H , en condensados de vapor, aguas frías y calientes. En muestras seleccionadas se midió ^{13}C del CO_2 para investigar el origen de los gases del reservorio. Los análisis isotópicos se realizaron en el INGEIS, a menos que al citarlos se indique lo contrario (Cuadro 1a, b y c)

Expresión de los resultados

Los análisis químicos se expresan en mg L^{-1} . Los enriquecimientos isotópicos en desviaciones (δ) respecto de un patrón internacional, definidas como sigue:

$$\delta = 1000 \frac{R_M - R_P}{R_P} \text{‰}$$

Donde δ puede ser $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ o $\delta^{13}\text{C}$, R denota la relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$ o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, el subíndice M a la muestra y el P al patrón internacional *i.e.* V-SMOW para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y V-PDB para $\delta^{13}\text{C}$.

Los niveles de ^3H se informan como unidades de tritio (U.T.) que corresponde a:

$$1 \text{ U.T.} = \frac{1 \text{ átomo de } ^3\text{H}}{10^{18} \text{ átomo de } ^1\text{H}}$$

Resultados

Línea de aguas meteóricas

Como lo establecieron Panarello *et al.* (1988), las muestras de agua fría colectadas en el área de estudio se ubican siguiendo la recta meteórica promedio mundial definida por Craig (1961), *i.e.*:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}, \text{ (Fig. 2)}$$

Las denominadas aguas calientes, que se encuentran en la zona de termas, no tienen origen profundo, así lo indica su composición isotópica y química. Son aguas de un acuífero libre superficial que aumentan su temperatura por el pasaje de gases calientes provenientes del reservorio geotermal. Su contenido químico e isotópico no difiere de las aguas frías de la misma zona.

En el mismo trabajo (Panarello *et al.*, 1988) se demuestra que no existe una buena correlación entre la composición isotópica y la altitud debido entre otras causas, a que la precipitación es principalmente nival y existe una incertidumbre importante en la determi-

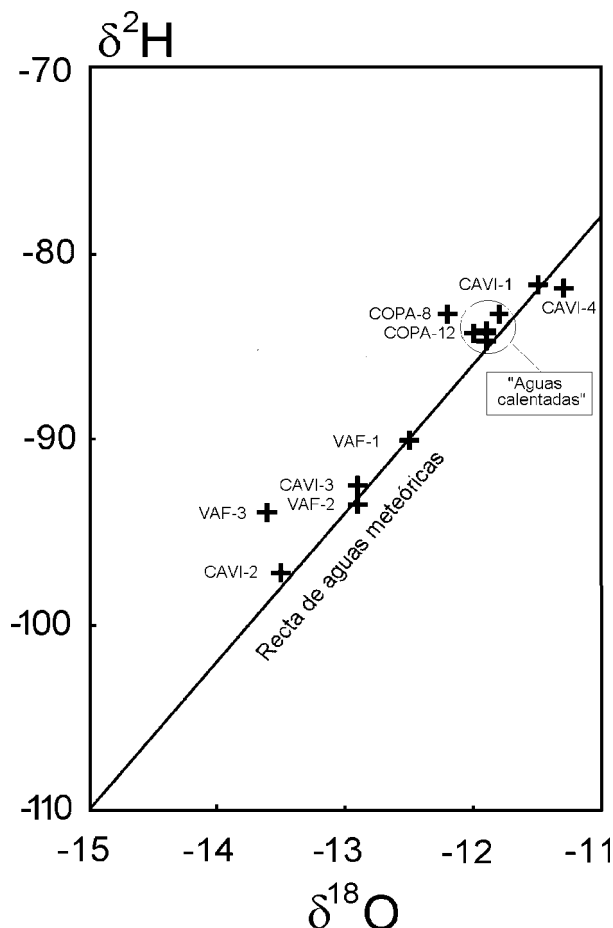


Figura 2: Aguas frías y aguas calentadas por gases geotérmicos junto a la recta meteórica promedio mundial.

Cuadro 1A : a, Composición isotópica, altitud, temperatura y estado de agregación de aguas del muestreo de 1985. **b,** Composición isotópica del vapor de los pozos en distintos muestreos. **c,** Composición química de aguas frías y calientes.

a)	Muestra	Ubicación	T [°C]	Estado	Altitud [m]	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	^3H U, T,
	COPA-1A	Las Maquinitas	130,0	Vapor		-10,8	-84,2	0,8 ± 0,7
	COPA-2A	Pozo COP-I	242,0	Vapor	2000	-9,6	-82,7	0,6 ± 0,7
	COPA-3A	Las Máquinas	85,0	Vapor		-10,6	-85,1	0,0 ± 0,6
	COPA-4	Agua ferruginosa	51,0	Líquido	2000	-11,9	-84,7	1,7 ± 0,7
	COPA-5	Agua Sulfurosa	61,0	Líquido	2020	-11,9	-84,2	2,5 ± 0,7
	COPA-6	Agua del Mate	51,5	Líquido	2020	-11,9	-84,3	
	COPA-7	Agua de Vichy	34,0	Líquido	2010	-12,0	-84,3	3,3 ± 0,7
	COPA-8	Arroyo de los Baños		Líquido	2040	-11,8	-83,3	2,4 ± 0,7
	COPA-9	Agua del Dr, Pesqueira	26,0	Líquido		-12,2	-83,3	
	COPA-10	Agua del Limón		Líquido	2020	-11,9	-84,5	2,5 ± 0,7
	COPA-12	Manantial s/ faldeo del Vn.		Líquido	2010	-11,9	-84,6	3,6 ± 0,7
	COPA-13	Agua del Volcán (laguna)	30,0	Líquido		-3,7		0,9 ± 0,7
	COPA-20	Copahue (Termas)		Vapor		-12,8	-90,2	
	CAVI-1	Agua de la red (Caviahue)	13,0	Líquido		-11,5	-81,7	3,9 ± 0,4
	CAVI-2	Manantial	7,0	Líquido		-13,5	-97,2	1,8 ± 0,4
	CAVI-3	Manantial ruta a Loncopué	10,0	Líquido	1424	-12,9	-92,5	4,5 ± 0,4
	CAVI-4	Cascada Escondida	12,0	Líquido	1670	-11,3	-81,9	3,6 ± 0,5
	VAF-1	Vertiente	8,0	Líquido		-12,5	-90,1	4,8 ± 0,7
	VAF-2	Vertiente	10,0	Líquido	1670	-12,9	-93,5	3,2 ± 0,7
	VAF-3	Vertiente	11,0	Líquido	1674	-13,6	-94,5	1,8 ± 0,7

b)	COP-I					
Fecha	2/81	2/85	11/86	11/86	4/87	6/91
Referencia	ESIN	INGEIS	INGEIS	IIRG	INGEIS	JICA
$\delta^{18}\text{O}$	-10,5	-9,6	-8,3	-8,2	-9,1	-11,5
$\delta^2\text{H}$	-84	-83	-78	-76	-80	-100

	COP-II				COP-III	
Fecha	3/86	11/86	11/86	4/86	6/91	6/91
Referencia	INGEIS	IIRG	INGEIS	INGEIS	INGEIS	JICA
$\delta^{18}\text{O}$	-10,8	-7,6	-7,7	-10,1	-9,5	-9,4
$\delta^2\text{H}$	-85	-84	-83	-85	-85	-85

c)	Muestra	pH	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2	Na^+	K^+	Li^+
	COPA-4	5,9	489	3	19	59	29	< 0,1				
	COPA-5	6,6	474	2	13	51	30	< 0,1	90	53	23	0,06
	COPA-6	5,9	282	<1	23	39	13	0,18	100	38	19	< 0,05
	COPA-7	5,9	287	2	12	61	9,5	0,1	80	19	6,2	< 0,05
	COPA-8	6,9	286	2	12	52	20	0,28	71	24	7,8	< 0,05
	COPA-9	6,3	276	3	13	53	20	0,28	80	2,9	0,8	
	CAVI-4	6,8	21	<1		2,9	2,4					< 0,05
	VAF-2	7,4	42	<1	<5	3,3	1,2	0,25	20	5,3	1,7	< 0,05
	VAF-3	7,1	30	<1	<5	1,8	0,9	0,1	20	3,6	1,7	< 0,05

nación del área de captación de los manantiales. Además, las masas de vapor que producen la precipitación, provienen generalmente del lado oeste de la Cordillera de los Andes, dejando la mayor parte de la humedad sobre la montaña del lado chileno.

El vapor remanente, que atraviesa la cordillera, empobrecido, en su evolución hacia el Este encuentra un gradiente topográfico descendente que lleva a valores más negativos a medida que la altitud decrece.

Olletas calentadas por vapor (steam heated pools, O.C.V.)

De acuerdo a Giggenbach y Stewart (1982), es posible relacionar el contenido isotópico de las olletas calentadas por vapor con parámetros del reservorio profundo.

Los citados autores demuestran en su trabajo que el vapor y los gases que fluyen constantemente a través

Cuadro 2: a, Análisis de gases de las principales manifestaciones naturales. **b,** Análisis de gases de los pozos geotérmicos.

Muestra	Las Maquinitas			Las Máquinas			Río Blanco		Termas		Ag. Limón
		C1A			C2B		C2C	C2D	C3A	C3B	C4
Fecha	1976	11/1986	2/1997	1976	11/1986	2/1997	11/1986	11/1986	11/1986	11/1886	11/1986
Referencia	Jurío**	IIRG	Martini*	Jurío**	IIRG	Martini *	IIRG	IIRG	IIRG	IIRG	IIRG
CO ₂ (%V)	90,50	94,36	93,58	83,10	92,70	98,58	92,60	91,90	93,60	94,11	93,50
H ₂ S (%V)	0,47	0,53	0,51	0,45	0,62	0,61	0,52	0,41	0,62	0,89	0,44
H ₂ (%V)	1,64	1,43	0,30	2,40	1,66	0,10	1,83	1,94	1,60	1,58	1,57
CH ₄ (%V)	1,53	1,32	2,06	3,24	2,20	0,11	2,47	2,88	1,01	1,23	1,30
N ₂ (%V)	5,49	2,35	2,55	10,50	2,80	0,24	2,51	2,85	2,03	2,19	3,20
Ar (ppm)	70,00	90,00	42,00	80,00	110,00	6,00	83,00	101,00	107,00		
He (ppm)	14,00	10,00	3,10	13,00	13,00	2,00	13,00	11,00	11,00		
CO (ppm)	2,00	1,30	0,40	4,20	1,40	0,10	2,00	2,00	2,00		

*Martini *et al*, 1997; **Jurío, 1977; IIRG: Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermici

Pozo	COP-I								COP-II			COP-III
	3/81	2/82	2/82	3/85	3/86	11/86	4/87	6/91	3/86	11/86	4/87	6/91
Fecha	3/81	2/82	2/82	3/85	3/86	11/86	4/87	6/91	3/86	11/86	4/87	6/91
Referencia	ELC	ESIN	ESIN	EPEN	APA EPEN	IIRG	APA EPEN	JICA	APA EPEN	IIRG	APA EPEN	JICA
CO ₂ (%V)	94,00	93,60	92,30			93,80		90,49	90,80	95,20		95,79
H ₂ S (%V)	0,30	0,28	0,22	0,45	0,42	0,51	0,42	0,76	0,50	0,8-1,0	0,90	0,39
H ₂ (%V)	2,00	2,63	1,65			1,66		2,98	2,20	1,18		0,93
CH ₄ (%V)	2,50	1,64	1,02			1,96		3,27	1,60	1,20		0,52
N ₂ (%V)	1,20	1,81	4,30			2,10		2,94	4,00	1,59		2,35
Ar (ppm)						22,00		* 0,05		20,00		0,02
He (ppm)						14,00		0,00		3,00		0,00
CO (ppm)						7,50				7,00		-

de las olletas modifica la composición isotópica de las mismas de acuerdo al enriquecimiento que tiene el fluido original y que está estrechamente vinculado al intercambio de oxígeno-18 entre la roca reservorio y el vapor Δ_{rw}).

La abundancia de este tipo de manifestaciones geotermiales en la Villa Copahue, que se producen por el calentamiento de aguas superficiales por vapores que escapan del reservorio a través de pequeñas fallas, grietas y fisuras dando lugar a aguas calientes de carácter sulfatado, permitió obtener un número suficiente de muestras para sustentar los resultados de este estudio. En las mismas se determinaron los principales aniones así como los isótopos del oxígeno e hidrógeno (Cuadro 3).

De acuerdo a Giggenbach y Stewart (1982) el grado de corrimiento del $^{18}\text{O}(\Delta_{rw})$, se puede relacionar a la temperatura de reservorio con la pendiente de la recta $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ de la siguiente forma:

$$\Delta_{rw} = (50/\alpha) - 14 \%$$

donde:

$$\sigma = \frac{d * ^2\text{H}}{d * ^{18}\text{O}}$$

En la figura 3 se puede observar el gráfico $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ de las O.C.V. junto con la recta meteórica promedio mundial.

En la intersección de ambas líneas se encontraría la composición isotópica del agua de la recarga $\delta^{18}\text{O} = -11,2 \pm 0,4$; $\delta^2\text{H} = -80 \pm 5$. La irregularidad mencionada en el efecto de altitud *i.e.* la inversa y pobre correlación con la misma, no permiten determinar de donde proviene esta agua con la precisión suficiente. Los puntos de las distintas O.C.V. se alinean muy bien, con un coeficiente de correlación $r^2 = 0,984$ ($r^2 = 0,999$, si se elimina P4). El valor calculado por regresión de la pendiente es $\alpha = 3,122$, con lo que resulta $\Delta_{rw} = 2,01 \%$.

Cálculo de las condiciones fisicoquímicas en el reservorio

El diagrama FT-HSH.

Como se muestra en la figura 4, a partir de los perfiles de presión estática y temperatura del pozo COP-I, se pueden diferenciar dos zonas productivas principales en el reservorio. La primera entre los 800-1000 m, con una temperatura entre 195-200°C y la segunda debajo de los 1400 m, cuya temperatura alcanza los 250°C y una presión de 4 MPa. El acceso a esta última zona se perdió debido a que el pozo colapsó. Esta información luego se comparará con la obtenida de datos químicos e isotópicos.

En el diagrama FT-HSH (Fig. 5) (D'Amore y Truesdell, 1985) se grafican todos los datos de los

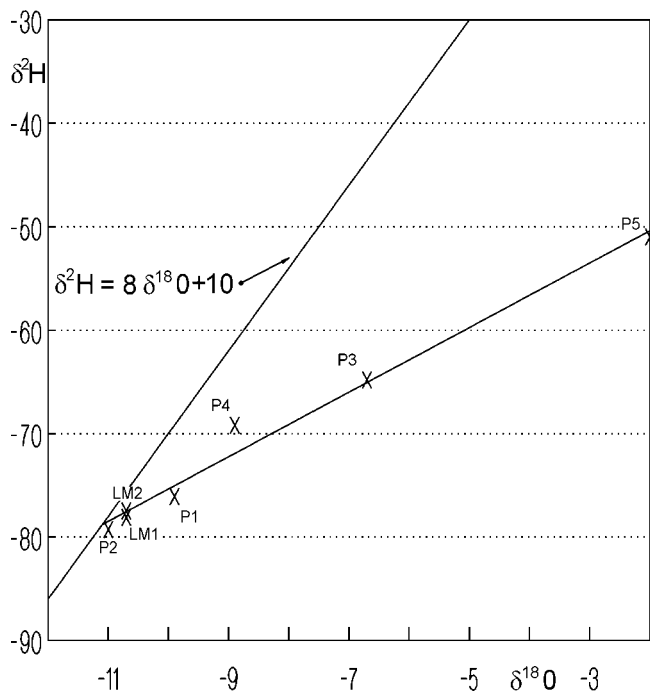


Figura 3: Diagrama de la composición isotópica del agua de olletas calentadas por vapor.

análisis de gases propios (Cuadro 4) así como las relaciones gas/vapor para calcular la temperatura (T°C) y la fracción de vapor en el reservorio (Y) simultáneamente [ver apéndice].

Se debe tener en cuenta que el cálculo de la relación gas/vapor no es todo lo preciso que se desea, debido a que a menudo las determinaciones se hicieron con el pozo sin estabilizar y porque asimismo, el método utilizado refleja una situación local y no la del reservorio en su conjunto ya que está basado en la relación gas/vapor en el radio de influencia del pozo.

La ventaja estriba en que no es necesario medir la concentración de CO para calcular las temperaturas y el método recrea una evolución histórica aproximada.

El pozo COP-I al principio de su producción (1982) muestra una temperatura de 175°C y se calcula una fracción de vapor unitaria (Y=1). Esto se interpreta como una “capa de gas” similar a la observada en el campo geotérmico “The Geysers” (Box *et al.*, 1987). Dicha capa, probablemente se consumió durante el primer mes de producción (Fig. 6a).

El resultado obtenido en febrero de 1985 donde T= 195-200°C e Y=0,7 es consecuencia de la pérdida de la capa de gas y el comienzo de la producción a partir de un sistema bifásico.

Luego, el rendimiento del pozo cayó a un 40% con un enriquecimiento isotópico del oxígeno, indicando que el reservorio más superficial comenzó a agotarse siguiendo un proceso de destilación tipo Rayleigh en las vecindades de 200°C donde el factor de fraccionamiento del hidrógeno se aproxima a la unidad, por lo que el δ²H permanece casi constante. El pozo se cierra (Fig. 5 y Fig. 6a).

En noviembre de 1986, cuando el pozo se reabre luego de haber estado cerrado durante 10 meses, se calcula una temperatura de 200-205°C y una Y=0,25. Esto se explica como la contribución de un líquido residual de la explotación precedente. El valor de la temperatura no implicaría una contribución del reservorio más profundo. Esta hipótesis coincide con el valor más enriquecido de ¹⁸O; asimismo el valor de la concentración de H₂S es la misma que en 1982/1985 (0,4-0,5%).

En abril de 1987 se observó un fuerte incremento en el contenido de H₂S (1,0%). La temperatura calculada, 245-250°C con una Y=0,45 y un retorno a valores más negativos de ¹⁸O, corresponden a una disminución del líquido residual (el caudal también declinó) y a la existencia de una contribución del reservorio más profundo. La baja en el rendimiento se produce debido a que la conexión entre ambos reservorios no es buena, primero migra el líquido residual y luego el vapor y el gas profundo (Fig. 6a).

El pozo COP-II producía en marzo de 1986 con una temperatura de 200°C y una fracción de vapor unitaria (Y=1), similar al pozo COP-I al principio de su producción, correspondiendo al reservorio más superficial. El pozo fue cerrado.

En noviembre de 1986 cuando el pozo es reabierto, suponiendo una relación gas/vapor (g/v)= 1,6 10⁻³ se pudo calcular una temperatura de 235°C y una fracción de vapor, Y=0,03. Este valor no corresponde a una “capa de gas” sino a un líquido residual caracterizado por un alto valor de ¹⁸O y a una contribución de gas y vapor del reservorio más profundo.

En abril de 1987 se observó una fuerte disminución del caudal. Se calculó una temperatura de 235°C y una Y=0,35. Considerando el error analítico los pozos COP-I y COP-

Cuadro 3: Composición isotópica y química (aniones) de olletas calentadas por vapor.

Cod,	Localización	Tipo	Altitud	δ¹⁸O	δ²H	pH	HCO₃⁻	Cl⁻	SO₄²⁻
LM1	Las Mellizas (sup)	A,F,		-11,0	-79	6,1	1	33,0	140
LM2	Las Mellizas (inf)	A,F	2000	-10,7	-78	6,6	1	33,0	180
P1	Termas deCopahue	A,C	2000	-9,9	-76	6,0	157	2,4	10
P2	Termas deCopahue	A,C	2020	-10,7	-78	5,7	91	1,5	155
P3	Termas deCopahue	A,C,	2020	-6,7	-65	3,7		3,0	335
P4	Termas deCopahue	A,C,	2020	-8,9	-69	3,3		3,0	265
P5	Termas deCopahue	A,C,	2020	-2,0	-51	2,7		24,0	1000

A.F.: agua fría; A.C.: Agua caliente

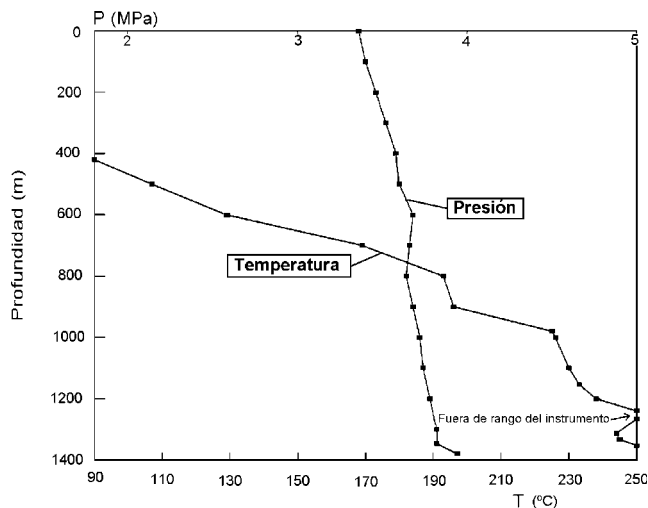


Figura 4: Diagrama de temperatura y presión vs. profundidad del pozo COP-I.

II exhiben el mismo origen local, principalmente de la contribución profunda (vapor y gas). Asimismo, el valor del ^{18}O se tornó más negativo indicando que el líquido residual había sido agotado rápidamente (D'Amore y Pruess, 1985). La Fig. 6b muestra la evolución de la relación gas/vapor vs. el $\delta^{18}\text{O}$ de los pozos COP-I y COP-II. La evolución de ambos ("capa de vapor") hasta noviembre de 1986, fecha en que fueron reabiertos sigue una línea recta.

La Fig. 7 ($\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) muestra la evolución isotópica del pozo COP-I desde su inauguración hasta que fuera reabierto en noviembre de 1986.

El COP-I sigue una línea con una pendiente de alrededor de 200°C y luego los valores se tornan más negativos. La misma evolución se observó para el COP-II, pero con una pendiente de $210\text{-}220^\circ\text{C}$ en intervalos más cortos, sugiriendo que el reservorio más superficial es asimismo más pequeño. Los análisis de gases de Las Máquinas y Las Maquinitas, presentados por Martini *et al.* (1997) se han agregado a los obtenidos para este estudio. La tendencia al aumento de la concentración de CO_2 , la disminución de la relación H_2/CH_4 y el drástico descenso de la concentración de hidrógeno, que produce a su vez la baja de la relación $\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2$, conlleva a pensar que en los años posteriores a nuestro muestreo ha ocurrido un descenso de la temperatura y la fracción de vapor del reservorio que alimenta a estas manifestaciones ha descendido a un valor cercano a cero.

Otras herramientas de cálculo

La presión de CO

Por medio de los análisis químicos de los gases muestreados en noviembre de 1986, se pueden calcular importantes parámetros fisicoquímicos si se usa la

metodología propuesta por D'Amore *et al.* (1986) y Saracco y D'Amore (1989). Ellos son: temperatura mínima (T_{\min}), Temperatura máxima (T_{\max}), presión de CO_2 (P_{CO_2}), fracción de vapor (Y), relación entre el gas total y el agua (g) y las condiciones redox del reservorio (PO_2 y PS_2).

En el cuadro 4a se exhiben las temperaturas máximas y mínimas calculadas por medio del análisis de la presión de CO. Se observa que todas las muestras presentan la temperatura del reservorio más superficial, excepto COP-II que ya estaba produciendo de la capa más profunda.

El cuadro 4b exhibe los valores máximos de T y g (método sin CO a temperatura prefijada). Para cada muestra se obtienen dos valores de temperatura: la sin CO (*) es la supuesta con la cual g es un máximo. Los valores de la relación gas/agua total en el reservorio tiene dos significados de acuerdo con la temperatura considerada. La correspondiente a T_{\max} representa una evaporación casi total en el reservorio, por ejemplo en el COP-I es similar a la relación gas/vapor medida en la cabeza del pozo. La máxima temperatura calculada por otros métodos en noviembre de 1986 para el pozo COP-I es de 200°C . Por el contrario, para el COP-II, $T_{\max} = 270^\circ\text{C}$ toma en cuenta la contribución más profunda. Un valor de $Y=0,046$ completa las condiciones imperantes en el reservorio más profundo (1400 m).

"Las Maquinitas" y "Las Máquinas", tienen una $T_{\max} = 208\text{-}216^\circ\text{C}$ indicando que la contribución principal es del reservorio más superficial, mientras que en área de las Termas de Copahue el valor de $T_{\max} = 245^\circ\text{C}$ indica una fuerte contribución profunda.

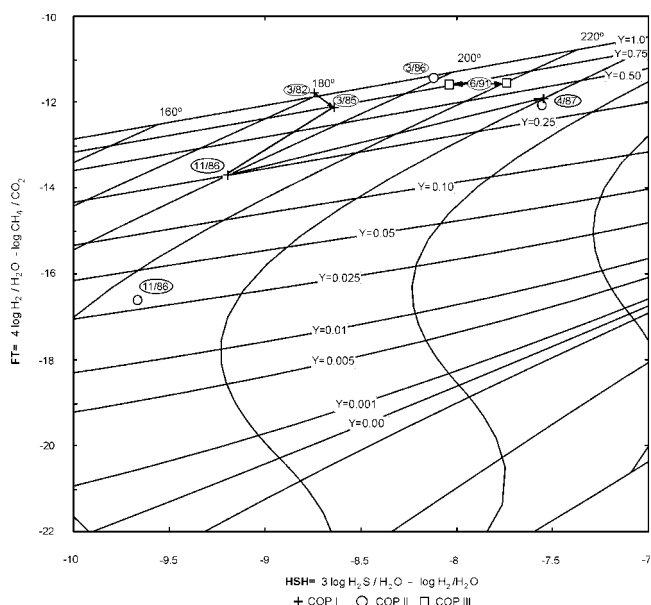


Figura 5: Diagrama FT vs. HSH que muestra la evolución temporal de la temperatura y la fracción de vapor en los pozos perforados.

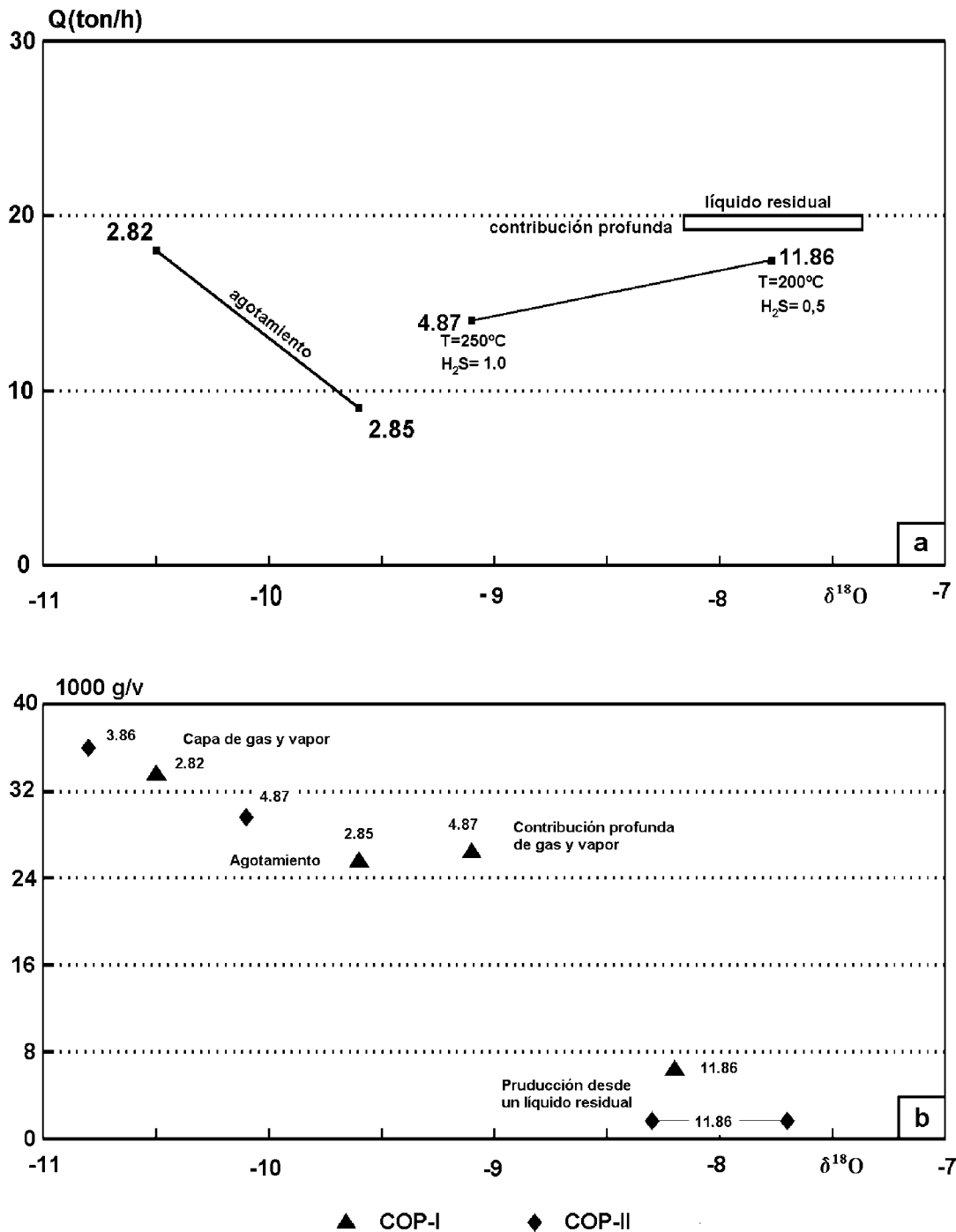
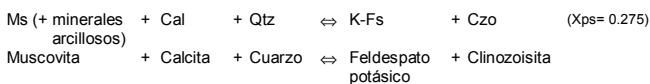


Figura 6: a, Evolución de la producción vs. la composición isotópica del oxígeno pozo COP-I. b, Evolución temporal de la relación gas a vapor (g/v) de los pozos COP-I y COP-II.

El diagrama PCO_2 vs T

Usando el diagrama PCO_2 vs. T (Fig. 8) con datos del muestreo de noviembre de 1986 de “Las Maquinistas”, COP-I y COP-II se puede notar que los puntos se alinean en la recta de equilibrio:



en completo acuerdo con la litología observada por encima de los 850 m (Mas, 1993). Las abreviaturas son las sugeridas por Krets (1983).

Suponiendo la PCO_2 calculada usando la relación gas/vapor de 1987 y una temperatura de 250°C, se obtiene una ecuación de equilibrio donde la PCO_2 estaría controlada por el equilibrio de alteración de los minerales del grupo del epidoto: (Czo y Prh) cruces en el diagrama.

Cuadro 4: a, Parámetros del reservorio obtenidos a partir de la medición de la presión de CO (11,86). **b,** Parámetros del reservorio obtenidos a partir de una temperatura prefijada (sin análisis de CO)

a) Muestra	T°C***	PCO ₂ Kpa,	Y	g,10 ³ *	LogPO ₂	LogPO ₂ **	LogPS ₂	Observaciones
COP-I	200	0,49	0,240	8,29	-42,13	-42,05	-15,58	Pozo geotérmico
COP-II	242	1,97	0,031	2,37	-38,12	-38,24	-13,55	Pozo Geotérmico
COPA-1A	197	0,45	0,060	2,08	-42,38	-42,35	-15,67	Las Maquinitas
COPA-3A	195	0,40	0,024	0,82	-42,73	-42,56	-15,87	Las Maquinitas
C2C	195	0,38	0,340	10,30	-42,72	-42,56	-16,89	Río Blanco, en el río
C2D	177	0,20	0,290	6,96	-44,71	-44,50	-15,89	Río Blanco, próximo carretera
C3A	200	0,42	0,059	1,83	-42,01	-42,05	-15,50	Termas de Copahue
C3B #	204	0,52	0,280	9,24	-41,63	-41,70	-15,32	Termas de Copahue
COPA-20	202	0,46	0,033	1,23	-41,85	-41,90	-15,43	Agua del Limón

***Temperatura mínima *Gas/H₂O (molar) **Calculado por D'Amore & Gianelli (1984) # valor mínimo de H₂S=0.56 (medido).

b) Muestra	T °C	PCO ₂ Kpa	Y	g,10 ³	LogPO ₂	LogPS ₂	Observaciones
COP-I	197	43,0	0,190	6,360	-42,45	-15,74	Pozo geotérmico
	199 *	47,0	0,730	24,800	-42,25	-15,64	
COP-II	250	252,0	0,046	3,780	-37,42	-13,20	Pozo geotérmico
	270 *	456,0	0,160	15,430	-35,79	-12,38	
COPA-1A	200	50,2	0,059	2,164	-42,06	-15,53	Las Maquinitas
	208 *	67,0	0,445	17,620	-41,25	-15,12	
COPA-3B	200	47,0	0,031	1,120	-42,18	-15,61	Las Máquinas
	216 *	83,0	0,580	24,920	-40,58	-14,80	
C2C	195 *	39,0	0,280	8,560	-42,72	-15,88	Río Blanco, en el río.
C2D	176 *	19,0	0,480	11,290	-44,83	-16,95	Río Blanco, próximo al camino.
C3A	200	41,0	0,058	1,770	-42,01	-15,50	Termas de Copahue
	209 *	57,0	0,800	26,870	-41,09	-15,04	
C3B #	220	81,5	0,032	1,365	-40,11	-14,56	Termas de Copahue
	245 *	183,5	0,666	36,450	-37,83	-13,41	
COPA-10	186 *	28,0	0,272	7,408	-43,54	-16,27	Agua del Limón

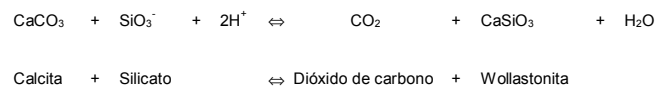
* Máximo para obtener la convergencia con este método (Este valor corresponde a la máxima temperatura en el reservorio) El valor de g es el máximo posible en condiciones bifásicas. # Con el valor corregido de H₂S = 0.89

Hipótesis sobre el origen de los gases

Los $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en manifestaciones y pozos en 1985 son los siguientes:

Localidad	$\delta^{13}\text{C}$ ‰
Las Máquinas	-10,7
Las Maquinitas	-6,8
COP-I	-10,9

Estos valores son típicos de zonas volcánicas activas (Exley *et al.*, 1986) donde pueden haberse producido reacciones del tipo de la siguiente:



Esta reacción produce un fraccionamiento isotópico que lleva la calcita remanente a valores empobrecidos, dependiendo del corrimiento del grado de avance de la reacción. Los valores obtenidos se ajustan a este esquema.

Si se consideran las proporciones relativas de N₂, Ar y He se puede inferir el origen posible de los gases de acuerdo a lo siguiente:

1. La relación N₂/Ar de todas las manifestaciones y

pozos muestreados varían entre 300 y 1000. El valor en el agua meteórica que recarga el sistema es de 40. Por lo tanto se puede decir que el N₂ y Ar no son de origen atmosférico.

2. En el diagrama de la figura 9 los puntos correspondientes a las muestras analizadas indican una fuerte contribución magmática que puede explicar tam-

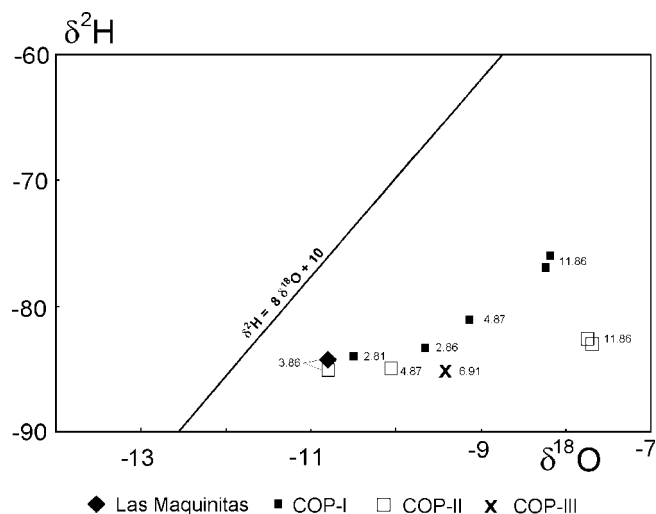


Figura 7: Composición isotópica de los pozos geotérmicos y Las Maquinitas. Se colocó como referencia la recta meteórica mundial.

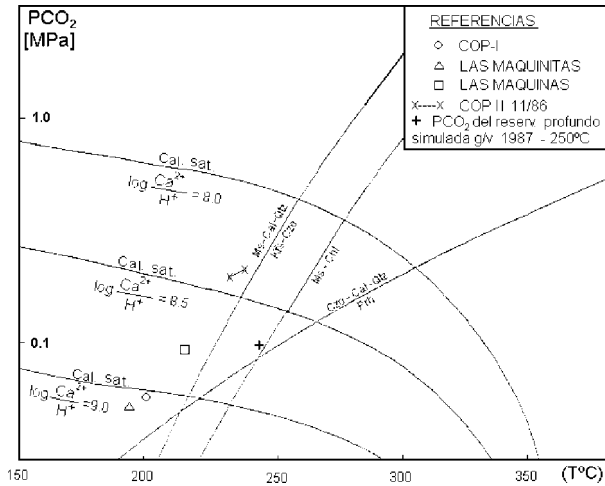


Figura 8: Presión de vapor vs. Temperatura y las curvas de equilibrio de algunos minerales seleccionados, presentes en el sistema. (saturación del calcita para varios pHs). Las abreviaturas se tomaron de Kretz (1983).

bién el origen primario del N₂.

3- Los datos posteriores (Martini *et al.*, 1997), si bien presentan cambios en las concentraciones absolutas de los gases no reactivos, no muestran diferencias significativas con los resultados hallados en este estudio (Cuadro 2).

Conclusiones

Basándose en las consideraciones químicas e isotópicas así como en los datos de producción, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

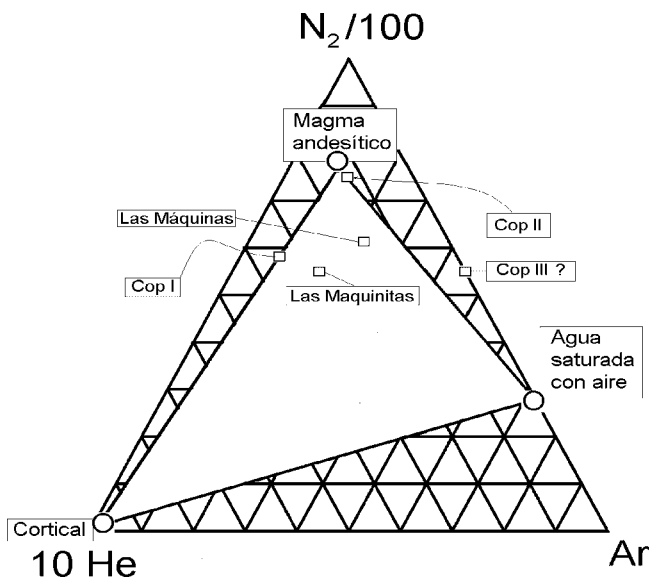


Figura 9: Diagrama triangular que vincula las concentraciones de nitrógeno, Helio y Argón como determinantes del origen de los gases geotermales. En todos los casos, pero principalmente en el COP-II se observa una fuerte componente magmática.

-Copahue es un típico campo geotermal dominado por vapor, donde la presión del reservorio está determinada por un sistema bifásico (líquido-vapor).

-Este tipo de reservorio fue propuesto teóricamente por D'Amore y Truesdell (1979), corroborado experimentalmente mediante perforaciones profundas en el campo geotérmico The Geysers, por Box *et al.* (1987) y se caracteriza por ser un sistema estratificado.

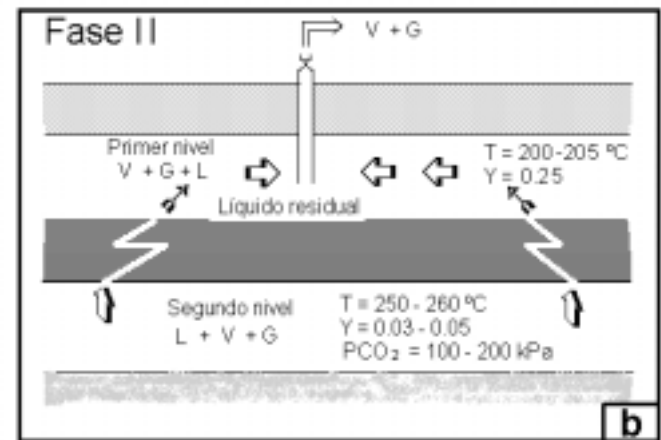
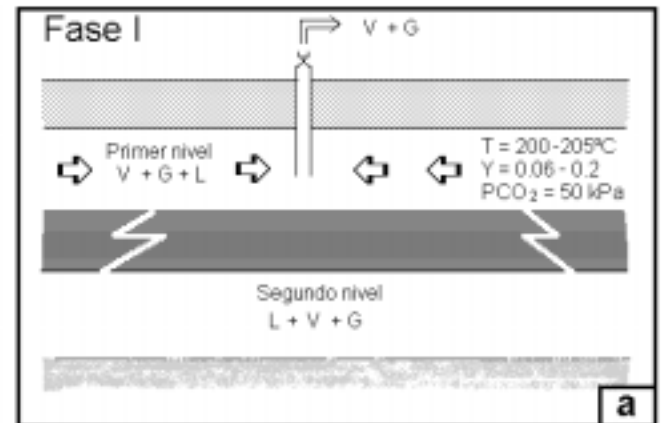
-El reservorio está constituido por varias capas productivas, separadas por zonas de baja permeabilidad.

-Las capas productivas tienen propiedades físico-químicas y de producción diferentes (Fig. 10a, b).

-En el campo geotérmico Copahue-Caviahue, se pudieron establecer las siguientes características para el primer reservorio:

Profundidad	850 – 1000 m
T (boca de pozo)	200 – 215°C (excl. el gas primario)
Y	0,06 – 0,2
PCO ₂	50 kPa

-Los datos de producción de los pozos COP-I y COP-II indican que el sistema se ha deprimido rápidamente.



-El reservorio más superficial tendría una permeabilidad lateral baja, por eso el fluido original cerca del pozo COP-I bajó su presión rápidamente, así como bajaron su relación gas/vapor y su descarga debido a la explotación (salida libre). También mostró un importante enriquecimiento isotópico principalmente en ^{18}O y una relativa pérdida de gases solubles.

-Después de la reapertura en noviembre de 1986, los pozos COP-I y COP-II el primer fluido producido por el COP-I se originó en un líquido local residual (condensado) que migraba lateralmente hacia el pozo. En el caso del COP-II, una fuente profunda de gas y vapor contribuía a la producción.

El líquido local se consumió rápidamente y luego de 5 meses ambos pozos exhibían características comunes atribuidas a la producción de la capa más profunda (debajo de 1400m) con los siguientes parámetros termodinámicos:

Temperatura	250 -260°C
T del vapor descargado	200 -220°C
Fracción de vapor	0,03 - 0,05
Relación G/V	$(1,62 - 2,43)10^{-3}$
PCO_2	100 -200 kPa
$\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2$	> 1
$\delta^{18}\text{O}$	-10,0 ‰

-En el diagrama FT-HSH, el pozo COP-III tenía en el año 1991 valores intermedios a los del COP-I en 1986 y el mismo pozo en 1987 (Fig. 5).

El número importante de análisis y la alta precisión analítica permitió distinguir claramente dos capas productivas, calcular las condiciones dentro del reservorio y reformular el modelo de Panarello *et al.* (1988).

-Los análisis de gases no reactivos, obtenidos en 1986 y posteriormente por Martini *et al.* (1997) confirman el origen magmático-andesítico de los mismos. Asimismo, los valores isotópicos del carbono del CO_2 , concuerdan con los obtenidos en sistemas volcánicos por reacciones de metamorfismo a temperaturas elevadas.

Estas conclusiones se obtuvieron previamente a la perforación del tercer pozo de exploración (COP-III) que alcanzó los 1065 metros de profundidad y produjo vapor y gas de acuerdo con lo predicho con la información geoquímica obtenida previamente en los otros dos pozos y las manifestaciones naturales.

Agradecimientos

El autor dedica este trabajo a la memoria de Franco D'Amore quién fuera uno de los más grandes investigadores en el campo de la geotermia. Asimismo, agradece al Dr. H. Osera, al Ing. J.L. Sierra, al Dr. J.L. Mas, al Lic. M.O. Gingins y a la Ing. G. Pedro por las sugerencias y datos suministrados, por último al personal

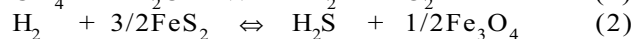
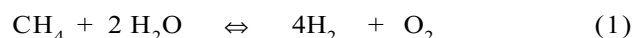
del laboratorio de isótopos estables del INGEIS por los análisis realizados y las sugerencias que aportaron.

Apéndice: justificación teórica de algunas aplicaciones

El diagrama FT- HSH

Se parte de dos reacciones de equilibrio químico que involucran las especies químicas medidas más comúnmente (H_2 , H_2S , CO_2 y CH_4), respecto al H_2O .

P.ej.:



Aplicando la ley de acción de masas a estos equilibrios y siguiendo las consideraciones de Giggenbach (1980), D'Amore y Truesdell (1985,1988), se pueden obtener las dos ecuaciones siguientes:

$$4 \log (\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}) - \log (\text{CH}_4/\text{CO}_2) = -15,350 - 3952,8/T + 4,635 \log T + f_1(y, B_i) = \text{FT} \quad (3)$$

$$3 \log (\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2\text{O}) - \log (\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}) = -6,231 - 6223,0/T - 0,412 \log T + f_2(y, B_i) = \text{HSH} \quad (4)$$

donde FT y HSH son los símbolos que se usan como coordenada Y y X en los diagramas. La temperatura esta dada en K, e y es la fracción de vapor *in situ*. Y tendrá un valor positivo cuando una fracción de vapor esté en equilibrio con una fase líquida y negativa si esa fracción de vapor se perdió en forma irreversible desde el líquido original (Giggenbach, 1980; D'Amore y Truesdell (1988).

En un sistema bifásico como el de Copahue se tiene, que si B_i son los coeficientes de distribución de la especie "i" entre el vapor y el líquido:

$$f_1(y, B_i) = 4 \log [y+(1-y) / \text{BH}_2 + \log [y + (1-y) / \text{BCO}_2] - \log [y +(1-y)/\text{BCH}_4] \quad (5)$$

$$f_2(y, B_i) = 3 \log [y+(1-y) / \text{BH}_2\text{S}] + \log [y + (1-y) / \text{BH}_2] \quad (6)$$

A partir de los valores simulados de la fracción de vapor y temperatura se puede calcular la saturación de líquido S_1 *in situ*.

$$S_1 = (1-y)v_1 / [yv_s + (1-y) v_1] \quad (7)$$

Donde v_1 y v_s son los volúmenes específicos del agua líquida y vapor respectivamente.

La solución gráfica del sistema dado por las ecuaciones 3 y 4 genera un diagrama en que los parámetros químicos FT y HSH se representan como

coordenadas, mientras que los parámetros físicos T e y generan una grilla dentro del diagrama. Este sistema se ha empleado con éxito en sistemas con fracciones de vapor positivas y negativas (Giggenbach, 1980; D'Amore *et al.*, 1993)

Método basado en el contenido de CO

Se usa una técnica química para calcular los parámetros físicos de los fluidos en el reservorio, usando las concentraciones de CO con otras especies reactivas en el gas seco. La metodología se desarrolló por Saraco y D'Amore (1989). Los gases reactivos CO, H₂, CH₄, H₂S, CO₂ se emplean en las fórmulas matemáticas como relaciones respecto del CO₂ y no del agua.

El método calcula parámetros del reservorio geotérmico como la temperatura (T), la fracción de vapor (Y) y la presión parcial de CO₂. En campos geotérmicos explotados se pueden producir varios procesos como la condensación, evaporación y mezclas con aguas de diferente origen a la del fluido almacenado en la zona explotada del reservorio, como puede ser la reinyección de vapor o la salmuera, así como la recarga natural inducida. Estos factores pueden introducir relaciones de gas con respecto al agua que pueden ser muy difíciles de interpretar y que se encuentran a menudo en condiciones de no equilibrio. D'Amore *et al.* (1987a, 1987b, 1988) demostraron que la relación CO/CO₂ se puede considerar prácticamente independiente de los fenómenos de transporte del agua, como la mezcla o la condensación durante el ascenso del fluido a la superficie.

Las reacciones químicas consideradas en el equilibrio son las numeradas como 1, 2 y 8



Usando las ecuaciones de la ley de acción de masas, las relaciones de equilibrio de las reacciones pueden expresarse en términos de las presiones parciales de las diferentes especies. Para cada especie gaseosa "i", es posible expresar el logaritmo de su presión parcial como una función de la relación molar con respecto al CO₂ (D'Amore *et al.*, 1988):

$$\log P_i = \log (n_i/n\text{CO}_2) - \log A_i + \log A + \log \text{PCO}_2 \quad (9)$$

donde $n_i/n\text{CO}_2$ es la concentración molar del gas "i" medida con respecto al CO₂.

Si se inserta la ecuación (9) para cada P_i en las ecuaciones de la ley de acción de masas y se emplean las expresiones apropiadas de las constantes de equilibrio en función de la temperatura absoluta y la presión del vapor, se pueden obtener las expresiones siguientes. Las concentraciones de las especies gaseosas intervinientes, se re-

fieren como relación molar respecto del CO₂:

$$4 \log (\text{H}_2/\text{CO}_2) - \log (\text{CH}_4/\text{CO}_2) = f_1(t) + f_1(t, y) - 4 \log \text{PCO}_2 = \text{HC} \quad (10)$$

$$3 \log (\text{H}_2\text{S}/\text{CO}_2) - \log (\text{H}_2/\text{CO}_2) = f_2(t) + f_2(t, y) - 4 \log \text{PCO}_2 = \text{SHC} \quad (11)$$

$$4 \log (\text{CO}/\text{CO}_2) - \log (\text{CH}_4/\text{CO}_2) = f_3(t) + f_3(t, y) - 4 \log \text{PCO}_2 = \text{COC} \quad (12)$$

En cada una de las expresiones (10 a 12) el lado izquierdo de la ecuación se conoce a partir del análisis químico del gas seco. El lado derecho, en cambio es una función no lineal de la temperatura, la fracción de vapor y la presión parcial de CO₂.

El método se basa en la convergencia de los valores simulados de PCO₂ en un proceso iterativo que cambia progresivamente los valores de temperatura hasta que dos valores sucesivos de la PCO₂ calculada sean iguales o su diferencia menor que un 20%.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Box W. T., D'Amore F. and Nuti S., 1987. Chemical and isotopic composition of the fluid sampled during drilling at The Geysers (Ca, USA). Proc. Int. Symp. on Development and Exploitation of Geothermal Resources, Cuernavaca, Mexico, 172-177.
- COPADE, Secretaría del (Provincia del Neuquén), 1982. Consideraciones breves sobre antecedentes hidroquímicos de vertientes, condensados acuosos y gases no condensables del área geotérmica de Copahue (Neuquén Argentina). Informe a LATINOCONSULT ESIN S.A., 59 pp.
- COPADE, Secretaría del (Provincia del Neuquén (Provincia del Neuquén), LATINOCONSULT, 1981. ELC. Estudio de factibilidad geotérmica en Copahue primera etapa: Informe COP-I-5284. 98pp.
- Craig, H., 1961 Isotopic variations in meteoric waters. Science 133: 1702-1703.
- Delpino, D. y Bermúdez, A., 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisiones de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén-Argentina. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. 4: 292-301. Mendoza. Argentina.
- D'Amore F. and Gianelli G., 1984. Mineral assemblages and oxygen and sulphur fugacities in natural water-rock interaction processes. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 847-857.
- D'Amore F. and Pruess K., 1985. Correlations between vapour saturation, fluid composition and well decline in Larderello. Proc. 10th Workshop Res. Eng., Stanford University.: 113-121.
- D'Amore F. and Truesdell A. H., 1979. Models for steam chemistry at Larderello and The Geysers. Proc. 5th Workshop Res. Eng., Stanford University.: 283-293.
- D'Amore F. and Truesdell A. H., 1985. Calculation of geothermal reservoir temperatures and steam fractions from gas compositions. GRC Symp. on Geothermal Energy, Kona, Hawaii, 9: 303-310.
- D'Amore F. and Truesdell A. H., 1988. A review of solubilities and equilibrium constants for gaseous species of geothermal interest. Appendix to CNR 1987 Report to European Communities (Part II), (Proposal A2/083/I, Contract 0022-I). 32pp.
- D'Amore F., Fancelli R. and Saracco L., 1986. Development of a methodology for measuring CO and its geothermometric applications. Part I. Model development. CNR Report to European Communities (Contract 0022-I). 85pp.

- D'Amore F., Fancelli R. and Saracco L., 1987a. Gas geothermometry based on CO content. Application in Italian geothermal fields. Proc. 12th. Workshop Res. Eng., Stanford University, 247-252.
- D'Amore F., Fancelli R., Mussi M., Saracco L., Caprai, A., Calvi E., Del Chicca G., 1987b. Development of a methodology for measuring carbon monoxide and its geothermometric applications (Part II). CNR Report to European Communities (Proposal A2/083/1, Contract 0022-1). 85pp.
- D'Amore F., Sierra J. L., Panarello H., 1988. Informe Avance del Contrato de Investigación OIEA N° 3988/IG.
- D'Amore F., Ramos Candelaria, M.N., Seastres Jr., J.S., Ruaya, J.R. and Nuti, S., 1993 Applications of gas chemistry in evaluating physical processes in the Southern Negros (Palinpinon) geothermal field, Philippines. *Geothermics* 22: 535-553.
- Exley, R.A., Matthey, D.P., Boyd, S.R., Pillinger, C.T., 1986. Carbon isotope systematics of a mantle "hot Spot": a comparison of Loihi seamount and MORB glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 78: 189-199.
- Folguera, A. y Ramos, V.A., 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): Implicancias tectónicas para el Arco Volcánico Cuaternario (36-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3): 229-244.
- Giggenbach, W.F., 1980. Geothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52:2749-2769.
- Giggenbach, W.F. and Steward, M.K., 1982. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas. *Geothermics*, 11(2): 71-80.
- JICA (Japan International Cooperation Agency, 1991. The feasibility study of the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Interim Report. Ente provincial de Energía del Neuquén, EPEN, (Inédito)
- Jurío R. L., 1977. Características geoquímicas de los fluidos termales de Copahue (Neuquén - Argentina). Principales implicancias geotérmicas. Apartado de la revista "Minería", N° 172, 11 pp.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Linares, E., Ostera, H. A., Mas, L. C., 1999. Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(3): 240-247.
- Martini, M., Bermúdez, A. Delfino, D. and Giannini, L., 1997. The thermal manifestations of Copahue Volcano area. Neuquén. Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta. Tomo IV pag. 352-356.
- Mas, L., C., 1993. El Campo Geotérmico de Copahue: Los minerales de alteración y las inclusiones fluidas como indicadores de los parámetros físico-químicos del sistema. Tesis para optar al título de Doctor en Geología. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. 199pp.
- Mazzoni, M.M. y Licitra, D. T., 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3): 188-200.
- Muñoz Bravo, J.O., Stern, Ch., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M.F. y Frey, F. A., 1989. El vulcanismo de LosAndes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 44(1-4): 270-283.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J., 1983. Hoja Laguna de La Laja. Región del Bio Bio. Carta Geológica de Chile. Esc. 1: 250000; N° 57. Servicio Nacional de Geología y Minería. Chile.
- Panarello H. O., Sierra J. L., Gingsins M. O., Levin M. y Albero M.C., 1986. Estudio geoquímico e isotópico de los sistemas geotermiales de la Provincia del Neuquén, República Argentina, primera parte: área Copahue. Informe anual de avance del contrato OIEA N° 3988 IG. (B).
- Panarello H. O., Levin M., Albero M. C., Sierra J. L. and Gingsins M.O., 1988. Isotopic and geochemical study of the vapour dominated geothermal field of Copahue (Neuquén, Argentina). *Int. Meeting on Geothermics and Geothermal Energy*, Guaruja, Brasil, 10-14 Aug. 1986. *Revista Brasileira de Geofísica*, 5 N° 2: 275-282.
- Pesce, A., 1989. Evolución vulcano tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue; su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4):307-327.
- Saracco L. and D'Amore F., 1989. CO₂B, a computer program for applying a gas - geothermometer to geothermal systems. *Computers and Geosciences*, vol15, N°7: 1053-1065.
- Sierra J. L., Gingsins M. O., Panarello H. O., Levin M., D'Amore F. y Gianelli G., 1986. Estudio geoquímico e isotópico de los fluidos geotermiales de la Provincia del Neuquén. Informe de avance OIEA. (Convenio N° 3988/IG), nov. 1986, 15 pp.
- Sierra, J.L., F. D'Amore H.O. Panarello & G. Pedro, 1992. Reservoir characteristics of the vapour dominated geothermal field of Copahue, Neuquén, Argentina, as established by isotopic and geochemical techniques. *Proceeding of a meeting on Nuclear Techniques in Geothermal Resources investigation*. San José, Costa Rica. International Atomic Energy Agency (IAEA) TECHNICAL Document (TECDOC) 641: 13-30.

Recibido: 11 de diciembre, 2001

Aceptado: 8 de abril, 2002