



Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG)

Diplomado de especialización en geotermia-2015

Universidad de El Salvador
Facultad de Ingeniería y Arquitectura
Unidad de Postgrados

LaGeo



Estudio de correlación entre la química de fluidos y la geología en un sistema geotermal de alta entalpía

Proyecto final para optar por el título de
Diplomado de Especialización en Energía Geotérmica

Autor: Hernan Barcelona

Tutores: Antonio Matus y Elizabeth Torio

3 de Noviembre del 2015

Resumen

El ambiente geológico-estructural de los campos geotermales controla la disposición de los distintos elementos del sistema y el desarrollo de su reservorio. El patrón de circulación de fluidos, su migración lateral y las zonas de *upflow* condicionan el quimismo de los fluidos, que a su vez subordina su interacción con la roca. Por lo tanto, el análisis composicional de los fluidos es una excelente herramienta para determinar características del reservorio, su dinámica e incluso para calibrar el modelo del sistema geotermal. El objetivo de la tesis es determinar aspectos geológicos-estructurales relevantes del reservorio a partir de la química de los fluidos de un campo geotermal de alta entalpía. El trabajo se enfocó en un estudio de geotermometría multicomponente y en un análisis estadístico y de agrupamiento en base a datos geoquímicos de pozos productores.

EL programa WATCH se utilizó para la reconstrucción del fluido *flasheado* a la condición del reservorio a partir de la química de las fases líquida y gaseosa y con los resultados obtenidos se realizó un análisis estadístico enfocado al agrupamiento jerárquico. El análisis geotermométrico multicomponente con el que se estimó la temperatura y el ensamble mineral equilibrado con el fluido del reservorio se realizó con el programa GeoT.

Las similitudes y diferencias entre los fluidos de los pozos fueron el criterio de agrupamiento. La distribución espacial de los grupos de pozos propuestos tiene buena correlación con las estructuras mapeadas y sugiere la presencia de un reservorio parcialmente compartimentalizado por estructuras que controlan la migración lateral del fluido o que permiten su alimentación desde niveles inferiores en zonas de *upflow*. Además, los resultados sugieren que la zona de producción principal está separada en dos subgrupos de pozos. Se destaca que los pozos periféricos son los que presentan mayores diferencias composicionales respecto al área central y el control de su quimismo está asociado a las fallas circundantes al campo.

El patrón de variación espacial de los ensambles minerales modelados para cada pozo presentó una correlación moderada con los grupos de pozos previamente definidos y algunas discrepancias se explicaron mediante la incertidumbre del método.

Los resultados obtenidos validaron la metodología aplicada para a) entender la relación entre la química de los fluidos y la geología local b) obtener patrones de comportamiento del fluido potencialmente predictivos y c) el análisis de un campo geotérmico en producción. Aunque en el presente estudio se utilizó valores puntuales, se recomienda un análisis de agrupamiento y de varianza que considere las fluctuaciones en la química de los fluidos de cada pozo.

Contenido

Resumen	i
1. Introducción	1
2. El sistema geotermal y la composición química de sus fluidos	2
3. Análisis comparativo entre los fluidos de cada pozo y clasificación jerárquica	4
3.1. Reconstrucción del fluido a condiciones del reservorio con el programa WATCH	4
3.2. Análisis multiparamétrico y de agrupamiento de los fluidos de cada pozo	5
3.2.1. Aspectos metodológicos generales	5
3.2.2. Resultados e interpretaciones.....	6
4. Modelado del ensamble mineral en el reservorio	9
4.1. Introducción al método de índices de saturación mineral y a la geotermometría multicomponente.....	9
4.2. El programa GeoT	10
4.3. Tratamiento de los datos.	12
4.4. Resultados.....	13
5. Aspectos geológicos-estructurales del reservorio inferidos a partir de la química de los fluidos y de la clasificación jerárquica de los pozos.....	19
6. Conclusiones	22
Bibliografía.....	23

1. Introducción

El contexto geológico-estructural de los campos geotermales de alta entalpía usualmente condicionan el quimismo de los fluidos geotermales y al tipo de alteraciones hidrotermales que allí se forman (Browne, 1978; Nicholson, 2012). El proceso vinculante se desarrolla a nivel de la interacción fluido-roca, donde intensos procesos de intercambio iónico, disolución-precipitación, reacciones de oxidación-reducción y cambios mineralógicos controlados por la temperatura, el gradiente químico y la presión parcial de CO₂, principalmente, tienden a equilibrar la fase sólida (la roca) con la fase fluida. De esta forma, los fluidos de los pozos guardan una impronta del estadio en que se encuentra la relación fluido-roca en condiciones presión-temperatura del reservorio. Por lo tanto, el análisis composicional de las muestras de los fluidos geotermales en pozos productores son excelentes herramientas para determinar características del reservorio, su estructura y dinámica e incluso para calibrar el modelo del campo geotermal.

El objetivo específico de este trabajo es dilucidar la impronta geológica-estructural a partir del quimismo de los fluidos de reservorio de un campo geotermal de alta entalpía. El trabajo se enfocó en un análisis convencional, de geotermometría multicomponente y estadístico de los datos geoquímicos de pozos productores. Los potenciales patrones identificados fueron vinculados al sistema geológico-estructural local con el fin de realizar una interpretación integral del quimismo de los fluidos.

Los objetivos generales del trabajo se enfocan en aprender distintas metodologías de análisis de un campo geotérmico en producción, reconstituir la química original de los fluidos a partir de muestras de pozos y entender la relación entre la química de los fluidos y la geología local para obtener patrones de comportamiento potencialmente predictivos.

El trabajo planteado se basó en la reconstitución del fluido de cada pozo a una misma presión con el fin que sus valores puedan ser comparables unos a otros. De esta forma, se realizó el estudio de la variabilidad espacial de los datos y una clasificación basada en similitud de la química de los fluidos en cada pozo. A posterior, se calculo la mineralogía que se encuentra en equilibrio fluido-roca. El ensamble mineral obtenido fue contrastado con datos de testigos de pozo y *cutting* de perforación. Cada instancia del proyecto aporta observaciones que serán discutidas en el marco geológico estructural del sistema geotermal. La figura 1 sintetiza el flujo de trabajo del presente proyecto.

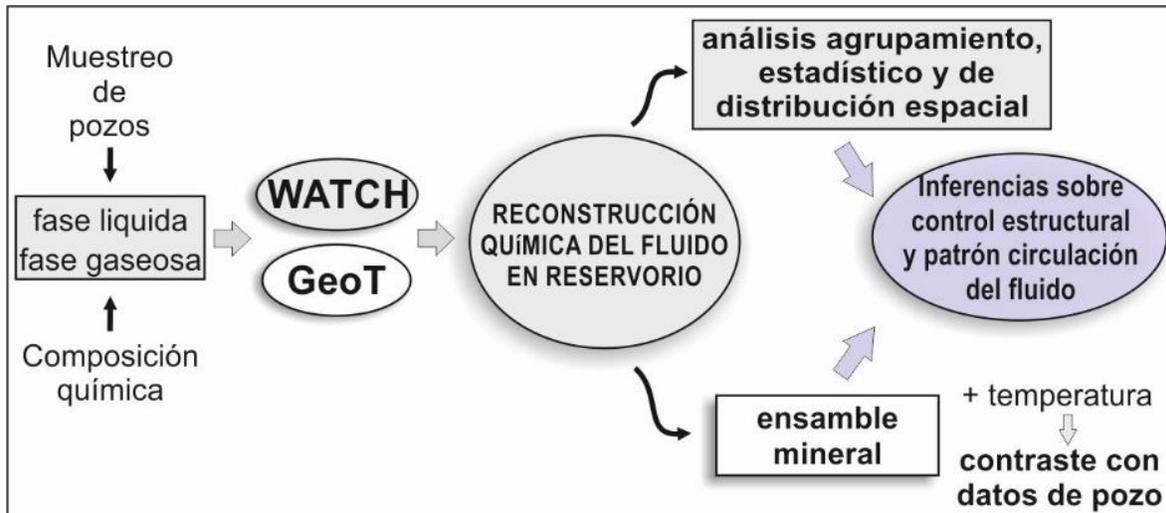


Figura 1. Diagrama de flujo del trabajo propuesto. En la etapa I se utilizará el programa GeoT para realizar un estudio de índices de saturación mineral multicomponente, mientras que en la etapa II se utilizará el programa WATCH para reconstruir la composición química del fluido a una misma presión para todos los pozos y así realizar comparaciones entre estos. Las observaciones realizadas en cada etapa serán analizadas en el marco geológico-estructural del sistema geotermal para determinar si hay correlación entre la química del fluido y las características geológicas-estructurales locales.

2. El sistema geotermal y la composición química de sus fluidos

El presente trabajo se realizó en un sistema geotermal de alta entalpía vinculado a un ambiente de volcanismo activo ubicado en un arco volcánico cuaternario. El reservorio es del tipo líquido dominante y se encuentra por debajo de los 1700 m de profundidad. Rocas volcánicas y volcanoclásticas dominan la secuencia litoestratigráfica donde se ubica el recurso y se encuentra parcialmente intersectada por cuerpos hipoabisales.

El área del campo geotérmico está dominada por dos tipos de estructuras: un sistema de estructuras está vinculada al desarrollo del edificio volcánico (p.ej. estructuras de colapso de caldera, anulares y de distintas edades) y otro sistema de fractura está vinculadas a la tectónica regional (p.ej. sistema de fallas en un ambiente transtensivo con dirección predominante E-W) que genera un graben longitudinal que separa arcos volcánicos de distintas edades.

La figura 2 muestra un esquema de la distribución de los pozos considerados en el trabajo. Los datos de la química de los fluidos se muestran en las tablas 1 (fase líquida) y 2 (fase gaseosa).

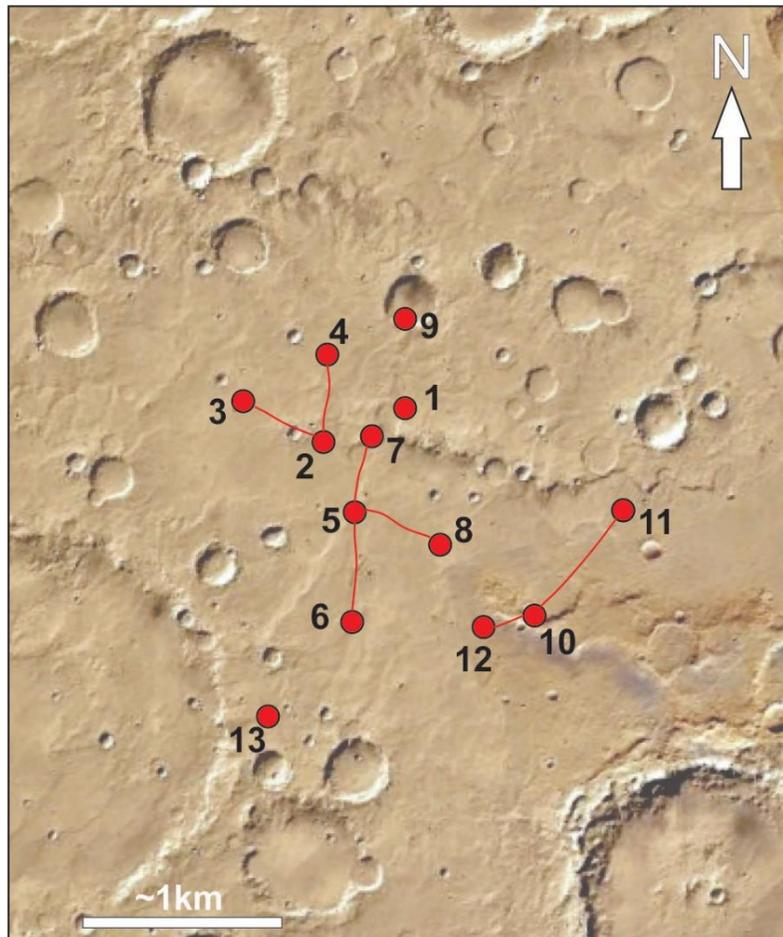


Figura 2. Esquema en planta de la zona de estudio y distribución de los pozos de donde se obtuvieron las muestras de fluidos (líquido y gases). Los pozos están representados con puntos rojos y las líneas rojas indican la trayectoria en planta de los pozos direccionales. Imagen de fondo modificada de Google Earth.

Pozo	entalpia total de descarga (kJ/kg)	Presion de muestreo (bar-g)	Temperatura a acuífero (°C)	pH	especies químicas en fase líquida [ppm]															
					Protones	SiO ₂	B	Na	K	Mg	Ca	Al	Fe	F	Cl	SO ₄	CO ₂	NH ₃	I.B. (%)	
1	1171	9.4	284	5.9	1.26E-06	746	118	3874	683	0.086	117	0.63	0.12	0.52	7048	14.7	2.55	0.45	1.9	
2	1291	8	288	6.84	1.45E-07	786	95	3222	594	0.019	58	0.47	0.01	1.02	5428	15.2	4.74	0.13	-1.5	
2B	1316	11.1	281	7.05	8.91E-08	718	82	2403	484	0.011	32	0.74	0.01	0.75	4257	12.4	12.4	0.19	0.9	
2C	1290	11	275	6.86	1.38E-07	678	121	3886	675	0.022	142	0.73	0.03	0.67	7164	19.6	7.2	0.29	2.3	
3	1278	10.1	282	6.12	7.59E-07	733	115	3536	712	0.059	57	0.43	0.03	0.48	6018	11.5	2.7	0.23	-1.4	
3A	1216	10.2	272	6.75	1.78E-07	663	97	2950	534	0.038	60	0.3	0.65	0.74	5380	18.5	4.2	0.16	2.4	
3B	1182	10.2	295	6.31	4.90E-07	816	140	4230	765	0.121	139	0.32	0.68	0.61	7947	13.2	2.6	0.42	3.2	
3C	1193	11	275	6.08	8.32E-07	681	132	3744	715	0.11	132	0.63	0.06	0.63	6840	12.4	2.6	0.21	1.4	
4	1189	10.4	247	7.09	8.13E-08	519	95	3110	487	0.011	156	0.64	0.03	0.82	5887	22.4	4.2	0.37	3.4	
5	1141	6.9	277	6.04	9.12E-07	719	129	4283	736	0.158	189	0.22	0.23	0.79	7650	10.2	2.6	0.21	0.3	
5A	1156	7.3	244	7.1	7.94E-08	517	123	4167	620	0.15	273	0.33	0.1	1.15	7636	25.5	3.1	0.22	1.2	
5B	1101	7.5	281	6.7	2.00E-07	742	131	4090	675	0.152	215	0.2	0.73	0.93	7564	17.8	2.6	0.18	1.9	
6	1168	9.6	268	7.49	3.24E-08	645	84	1875	308	0.011	34	0.99	0.04	0.76	3248	24.8	20.3	0.35	0.8	
6A	1693	8.6	238	6.01	9.77E-07	502	82	1911	332	0.011	71	0.92	0.09	3.48	3384	17.7	9	1.68	0.6	

Tabla 1. Resumen de la composición química de la fase líquida del fluido de los pozos considerados en el presente trabajo. Datos obtenidos de Hernández (2014).

Pozo	mmol/mol						fraccion molar						fraccion molar vapor
	CO2	H2S	H2	CH4	N2	O2	CO2	H2S	H2	CH4	N2	O2	
1	0.696	0.213	0.014	0.003	0.012	0.0002	74.18	22.70	1.49	0.32	1.28	0.02	0.990618
2	1.329	0.259	0.018	0.0036	0.047	0.0002	80.21	15.63	1.09	0.22	2.84	0.01	0.983432
2B	1.94	0.153	0.019	0.0034	0.043	0.0002	89.87	7.09	0.88	0.16	1.99	0.01	0.978414
2C	1.49	0.24	0.017	0.0035	0.035	0.0002	83.44	13.44	0.95	0.20	1.96	0.01	0.982143
3	1.08	0.29	0.016	0.0031	0.024	0.0002	76.42	20.52	1.13	0.22	1.70	0.01	0.985867
3A	0.91	0.22	0.012	0.0027	0.027	0.0003	77.65	18.77	1.02	0.23	2.30	0.03	0.98828
3B	0.86	0.19	0.012	0.0026	0.01	0.0001	80.02	17.68	1.12	0.24	0.93	0.01	0.989253
3C	0.99	0.24	0.013	0.003	0.019	0.0005	78.23	18.96	1.03	0.24	1.50	0.04	0.987345
4	0.73	0.2	0.015	0.003	0.014	0.0003	75.86	20.78	1.56	0.31	1.45	0.03	0.990377
5	0.85	0.15	0.004	0.0002	0.015	0.0002	83.38	14.71	0.39	0.02	1.47	0.02	0.989806
5A	0.49	0.11	0.001	0.0002	0.012	0.0001	79.90	17.94	0.16	0.03	1.96	0.02	0.993867
5B	0.6	0.1	0.001	0.0001	0.009	0.0001	84.48	14.08	0.14	0.01	1.27	0.01	0.992898
6	1.96	0.37	0.003	0.0005	0.056	0.0002	82.02	15.48	0.13	0.02	2.34	0.01	0.976103
6A	6.33	0.46	0.036	0.0006	0.089	0.0012	91.52	6.65	0.52	0.01	1.29	0.02	0.930832

Tabla 2. Resumen de la composición química de la fase gaseosa del fluido de los pozos considerados en el presente trabajo. Datos obtenidos de Hernández (2014).

3. Análisis comparativo entre los fluidos de cada pozo y clasificación jerárquica

3.1. Reconstrucción del fluido a condiciones del reservorio con el programa WATCH

Las concentraciones de las especies químicas de los datos presentados en las tablas 1 y 2 tienen una variación intrínseca controlada por la separación de las fases vapor y líquido a distintas presiones (de muestreo). Por lo tanto, previo a un análisis comparativo entre pozos se modelaron las concentraciones de las especies químicas de cada fase a una misma presión. A continuación, se describe la metodología que se aplicó en este trabajo para ponderar este problema y que fue realizada por Hernández (2014).

Se calculó la composición química de la fase líquida y gaseosa de todos los pozos a una presión de vapor de 10 bar-a (180°C) mediante el programa WATCH a partir de la entalpía total de descarga y la presión de muestreo. La temperatura inicial utilizada para la composición inicial del fluido en el reservorio fue la media entre las mediciones directas y las estimaciones de los geotermómetros de cuarzo presentados por Hernández (2014).

Para la reconstrucción del fluido inicial en el reservorio se utilizó el modelo de ebullición adiabática, donde el sistema es cerrado y, por consiguiente, la entalpía de descarga es igual a la entalpía del reservorio (Arnórsson y Stefánsson, 2005). En este modelo la composición de la descarga total se considera representativa de la composición del fluido inicial (en el reservorio líquido dominado) y se descartan procesos secundarios como la precipitación o disolución de minerales durante el ascenso del fluido hasta el punto de muestreo. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 3.

Pozo	T (°c)	pH	SiO2	B	Na	K	Mg	Ca	Al	Fe	F	Cl	SO4	CO2	H2S	H2	CH4	N2	H2CO3	H2S	H2
1	284	4.98	565	89	2933	517	0.07	89	0.48	0.09	0.39	5336	11.1	415	98	0.39	0.64	4.5	-2.03	-2.54	-3.71
2	288	5.54	578	70	2370	437	0.01	43	0.35	0.01	0.75	3993	11.2	862	130	0.53	0.86	19.4	-1.71	-2.43	-3.58
3	281	5.8	558	63	1868	376	0.01	25	0.58	0.01	0.58	3308	9.6	1066	64	0.48	0.67	15	-1.62	2.74	-3.62
4	275	5.46	537	96	3079	535	0.02	112	0.58	0.02	0.53	5676	15.5	762	93	0.4	0.65	11.3	-1.77	-2.57	-3.7
5	282	5.07	563	88	2714	546	0.05	44	0.33	0.02	0.37	4619	8.8	615	127	0.41	0.64	8.8	-1.86	-2.43	-3.69
6	272	5.5	527	77	2343	424	0.03	48	0.24	0.52	0.59	4273	14.7	461	86	0.28	0.5	8.5	-1.98	-2.6	-3.86
7	295	5.27	598	103	3101	561	0.09	102	0.23	0.5	0.45	5825	9.7	563	98	0.35	0.61	4.2	-1.89	-2.54	-3.76
8	275	4.95	540	105	2966	566	0.09	105	0.5	0.05	0.5	5419	9.8	507	93	0.31	0.55	6.1	-1.94	-2.57	-3.81
9	247	5.52	445	82	2669	418	0.01	134	0.55	0.03	0.7	5051	19.2	257	53	0.24	0.39	3.1	-2.24	-2.82	-3.92
10	277	5.07	543	97	3233	556	0.12	143	0.17	0.17	0.6	5774	7.7	510	70	0.1	0.05	5.8	-1.94	-2.69	-4.3
11	244	5.58	434	103	3496	520	0.13	229	0.28	0.08	0.97	6406	21.4	197	32	0.02	0.02	2.9	-2.36	-3.05	-5
12	281	5.5	557	98	3068	506	0.11	161	0.15	0.55	0.7	5674	13.4	369	48	0.02	0.01	3.6	-2.08	-2.86	-5
13	268	5.9	516	68	1500	246	0.01	27	0.79	0.03	0.61	2598	19.8	974	138	0.07	0.08	17.5	-1.66	-2.41	-4.46

Tabla 3. Composición química modelada para la fase líquida inicial en el reservorio (Hernández, 2014). La temperatura corresponde al geotermómetro de cuarzo de Gudmundsson y Arnórsson (2002), seguido del pH a esa temperatura. Los componentes de la fase líquida están expresados en mg/kg, mientras que H₂CO₃, H₂S y H₂ están expresados en log mol.

3.2. Análisis multiparamétrico y de agrupamiento de los fluidos de cada pozo

3.2.1. Aspectos metodológicos generales

El conjunto de datos de la tabla 3 está caracterizado por 13 muestras puntuales de fluido geotérmico (una por cada pozo) que fueron analizadas mediante más de 20 variables. Por lo tanto, la matriz de base se presta para realizar un estudio multiparamétrico. En este tipo de estudios, cada caso es estudiado a partir del conjunto de sus variables y no mediante la consideración de variables por separado.

El primer paso para el análisis multiparamétrico de un conjunto de datos es estudiar las características de las variables y de los datos propiamente dichos. Para ello se realizó una matriz de correlación. Esta matriz muestra el grado de correlación entre una variable y otra. Cuando la correlación es perfecta, el valor que adopta es 1, mientras en ausencia de correlación, el valor que adopta es 0. Además, se calculó la significancia de la correlación a un 0.05.

El análisis de agrupamiento se basa en medir las distancias que existen entre los objetos (pozos o conjunto de pozos, en este caso) y agruparlos según estas a partir de una regla jerárquica. El primer paso de este análisis es determinar la escala en que se miden las distancias. El comportamiento del Cl y el B en los datos son descriptivos. La diferencia entre los valores máximos y mínimos del Cl y B son 3000 ppm y 40 ppm, respectivamente (tabla 3). El Cl presenta un rango de dos órdenes de magnitud mayor respecto del B y esto influencia a que el Cl controle, sobre las otras especies químicas, la distancia entre los objetos. Entonces, es conveniente realizar una estandarización de los datos si se considera que tanto el Cl como el B tienen igual importancia en el análisis. En este trabajo los datos fueron estandarizados a partir del cociente entre la diferencia con su media y la desviación estándar. De esta forma, todas las variables quedan adimensionales, adquieren valores entre -1 y 1 e incluso se pueden agregar variables al análisis con distintas unidades.

Una vez estandarizado los datos se debe decidir la forma en que se miden las distancias entre objetos. La distancia, o disminución de la similitud entre objetos, puede ser ponderada a partir de distintos algoritmos. En este proyecto se utilizó la distancia euclideana.

Los criterios vinculo simple y vinculo completo fueron utilizados como regla de apareamiento entre objetos (i.e. entre que pozos se debe establecer la unión). La regla del vínculo simple presentó agrupamientos menos uniformes y se aplicó para establecer grupos con mayor correlación espacial, mientras que la regla de vinculo completo desarrolló agrupamientos fuertes entre los dos individuos más cercanos y presentaron una desviación mayor en su correlación con la distribución espacial de los resultados.

A partir de estos parámetros se desarrollaron una batería de gráficos de agrupamiento jerárquico o de árbol jerárquico y de la consistencia y correlación espacial entre los resultados se establecieron inferencias sobre el control geológico sobre el reservorio.

3.2.2. Resultados e interpretaciones

La matriz de correlación entre las variables utilizadas se muestra en la tabla 4. Además de la esperada fuerte correlación entre la temperatura, el SO₂ y el SO₄, también se destaca la fuerte correlación entre el Cl y el K, Na y Ca. En un procedimiento típico, estas variables deberían ser resumidas en un componente o factor principal. Las correlaciones mencionadas son propias de factores externos que controlan al sistema de estudio y, por lo tanto, es conveniente mantener las variables implicadas para no perder capacidad de discriminación.

	T (°c)	pH	SiO2	B	Na	K	Mg	Ca	Al	Fe	F	Cl	SO4	CO2	H2S	H2	CH4	N2	H2CO3	H2S
T (°c)	1.00	-0.32	1.00	-0.05	-0.10	0.23	-0.03	-0.52	-0.22	0.29	-0.65	-0.14	-0.81	0.47	0.53	0.54	0.52	0.29	0.64	0.21
pH	-0.32	1.00	-0.32	-0.63	-0.61	-0.81	-0.50	-0.18	0.38	-0.04	0.56	-0.57	0.61	0.43	-0.10	-0.18	-0.21	0.52	0.23	0.38
SiO2	1.00	-0.32	1.00	-0.06	-0.12	0.22	-0.04	-0.54	-0.20	0.27	-0.66	-0.16	-0.82	0.49	0.54	0.54	0.52	0.30	0.66	0.23
B	-0.05	-0.63	-0.06	1.00	0.91	0.85	0.82	0.75	-0.49	0.29	-0.04	0.92	-0.10	-0.66	-0.36	-0.35	-0.28	-0.77	-0.56	-0.56
Na	-0.10	-0.61	-0.12	0.91	1.00	0.90	0.78	0.83	-0.62	0.23	0.11	0.99	-0.11	-0.74	-0.50	-0.24	-0.20	-0.77	-0.66	-0.52
K	0.23	-0.81	0.22	0.85	0.90	1.00	0.68	0.52	-0.62	0.20	-0.23	0.87	-0.48	-0.52	-0.24	0.08	0.12	-0.63	-0.38	-0.35
Mg	-0.03	-0.50	-0.04	0.82	0.78	0.68	1.00	0.75	-0.67	0.38	0.16	0.77	-0.17	-0.62	-0.48	-0.56	-0.54	-0.71	-0.57	-0.38
Ca	-0.52	-0.18	-0.54	0.75	0.83	0.52	0.75	1.00	-0.44	0.18	0.54	0.85	0.34	-0.78	-0.76	-0.63	-0.60	-0.75	-0.82	-0.46
Al	-0.22	0.38	-0.20	-0.49	-0.62	-0.62	-0.67	-0.44	1.00	-0.67	-0.15	-0.59	0.35	0.53	0.35	0.21	0.19	0.50	0.42	0.32
Fe	0.29	-0.04	0.27	0.29	0.23	0.20	0.38	0.18	-0.67	1.00	-0.03	0.28	-0.11	-0.35	-0.25	-0.31	-0.25	-0.41	-0.23	-0.24
F	-0.65	0.56	-0.66	-0.04	0.11	-0.23	0.16	0.54	-0.15	-0.03	1.00	0.12	0.64	-0.26	-0.54	-0.50	-0.50	0.00	-0.44	-0.12
Cl	-0.14	-0.57	-0.16	0.92	0.99	0.87	0.77	0.85	-0.59	0.28	0.12	1.00	-0.05	-0.76	-0.55	-0.27	-0.22	-0.82	-0.70	-0.51
SO4	-0.81	0.61	-0.82	-0.10	-0.11	-0.48	-0.17	0.34	0.35	-0.11	0.64	-0.05	1.00	-0.25	-0.27	-0.52	-0.46	-0.04	-0.43	-0.29
CO2	0.47	0.43	0.49	-0.66	-0.74	-0.52	-0.62	-0.78	0.53	-0.35	-0.26	-0.76	-0.25	1.00	0.60	0.48	0.40	0.90	0.97	0.63
H2S	0.53	-0.10	0.54	-0.36	-0.50	-0.24	-0.48	-0.76	0.35	-0.25	-0.54	-0.55	-0.27	0.60	1.00	0.47	0.49	0.64	0.70	-0.09
H2	0.54	-0.18	0.54	-0.35	-0.24	0.08	-0.56	-0.63	0.21	-0.31	-0.50	-0.27	-0.52	0.48	0.47	1.00	0.99	0.43	0.54	0.42
CH4	0.52	-0.21	0.52	-0.28	-0.20	0.12	-0.54	-0.60	0.19	-0.25	-0.50	-0.22	-0.46	0.40	0.49	0.99	1.00	0.37	0.47	0.31
N2	0.29	0.52	0.30	-0.77	-0.77	-0.63	-0.71	-0.75	0.50	-0.41	0.00	-0.82	-0.04	0.90	0.64	0.43	0.37	1.00	0.84	0.42
H2CO3	0.64	0.23	0.66	-0.56	-0.66	-0.38	-0.57	-0.82	0.42	-0.23	-0.44	-0.70	-0.43	0.97	0.70	0.54	0.47	0.84	1.00	0.53
H2S	0.21	0.38	0.23	-0.56	-0.52	-0.35	-0.38	-0.46	0.32	-0.24	-0.12	-0.51	-0.29	0.63	-0.09	0.42	0.31	0.42	0.53	1.00

Tabla 4. Matriz de correlación entre las variables utilizadas en el trabajo. Los valores en rojo indican que la correlación es significativa a p < 0.05.

A continuación, se presentan resultados del agrupamiento jerárquico realizado con el fin de determinar similitudes y diferencias entre los pozos y establecer su espacialidad, determinar zonas de similares características. La figura 3a muestra el resultado de un análisis de agrupamiento donde solo se utilizaron todas las variables y en el que las diferencias fueron medidas por las distancias euclidianas a partir de enlaces simples entre las muestras.

Tres conjuntos de pozos o dominios fueron diferenciados. El grupo de pozos 1-8-7-5-4 están ubicados en la zona central, mientras que el grupo integrado por los pozos 6-2-3 están inmediatamente al SW y los pozos 9, 11 y 13 se ubican en la periferia. Además, se destaca la similitud entre los pozos 10 y 12, ubicados al SE del campo geotermal.

La figura 3b sintetiza la relación espacial entre los grupos de pozos descritos. Cabe destacar que similares resultados fueron obtenidos cuando variables altamente correlacionadas fueron reducidas mediante análisis factorial o directamente excluidas del análisis.

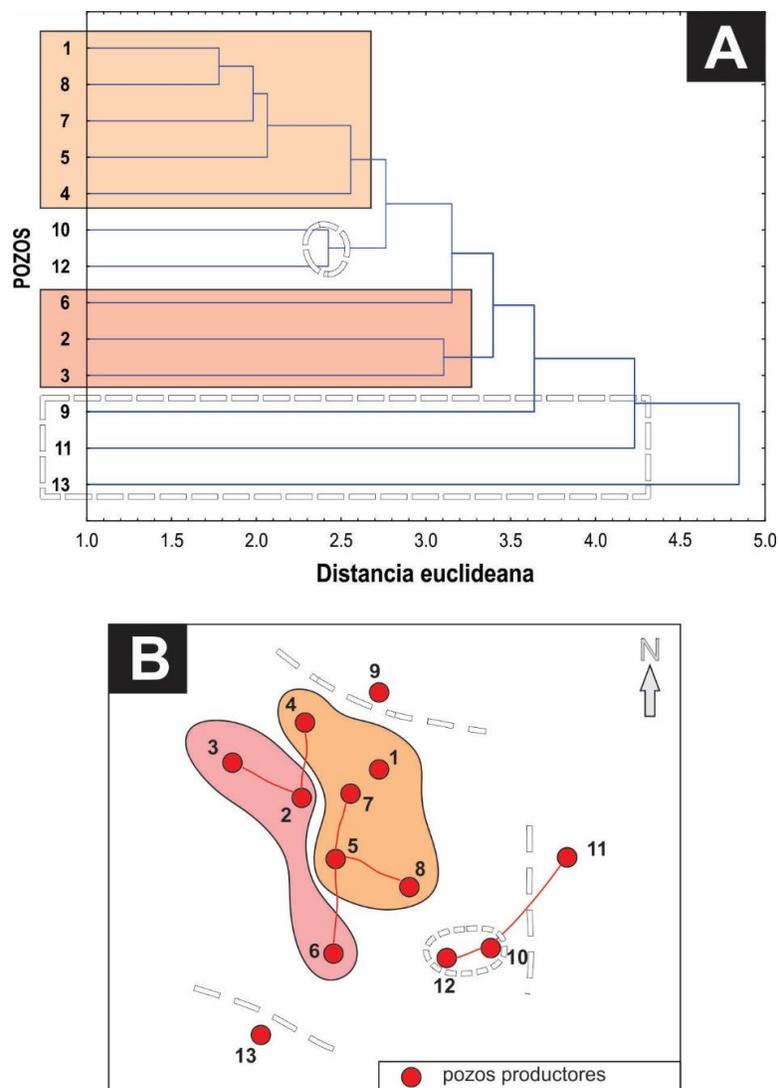


Figura 3. A) diagrama de árbol jerárquico. En la clasificación se utilizaron todas las variables y las similitudes y diferencias entre los pozos se calcularon a partir de distancias

euclidianas con la regla del enlace simple. B) esquema en planta de la distribución espacial de los grupos diferenciados en a.

Las zonas de *upflow* son caracterizadas usualmente a partir de su temperatura y del contenido de Cl, SiO₂, Cl/B, Cl/F y Na/K, principalmente. Estas variables junto con los gases H₂S y CO₂ fueron utilizadas para realizar una clasificación jerárquica. La figura 4 sintetiza los conceptos aportados por este enfoque. Las reglas de enlace simple (figura 4b) y enlace completo (b) generaron diagramas de árbol jerárquico donde se pudieron diferenciar los mismos grupos.

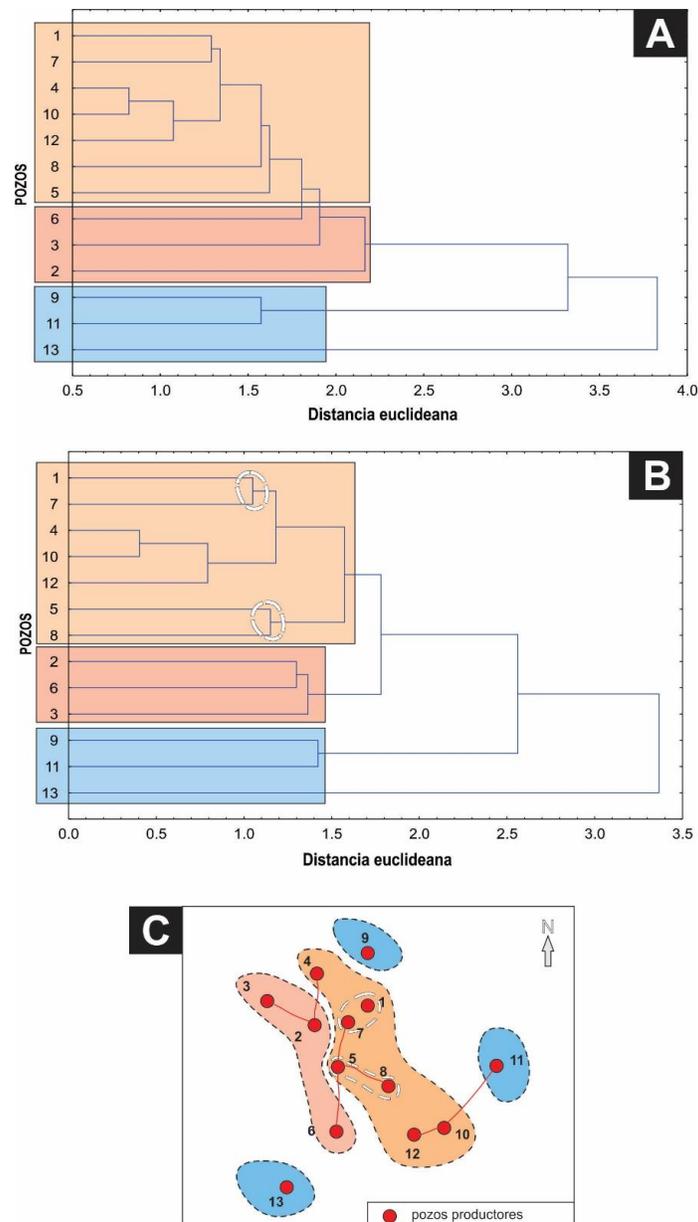


Figura 4. Diagramas de árbol jerárquico a partir de enlaces simples (A) y completos (B) en los que se utilizaron las variables temperatura, Cl, SiO₂, Cl/B, Cl/F y Na/K para caracterizar zonas de *upflow*. C) distribución espacial de los grupos caracterizados en A y B.

En general, se diferenciaron grupos de pozos cuya distribución en el espacio permiten definir dos grupos en posición central y un tercer grupo de pozos diseminados en la periferia (fig. 4c). Se destaca que los pares de pozos 1/7 y 5/8 presentan fuerte afinidad química, que los pozos 2 y 5 no integran los mismos grupos, tal cual pasa con los pozos 2 y 7. Las diferencias entre los pozos 2, 5 y 7 generan un gradiente químico marcado y establecen el límite entre los grupos de pozos de la zona central. Los grupos centrales se caracterizan por la elongación con dirección preferencial NW-SE y los periféricos por ser los que menor similitud tienen con los restantes pozos.

Los grupos definidos son similares a los definidos en la figura 3, mediante el análisis con todas las variables. Esto puede ser interpretado de dos formas: la selección de variables que definen el *upflow* no presentan la sensibilidad suficiente como para definir esta zona o que la impronta de todos los pozos está condicionada por este fenómeno y por su posición respecto a la zona central.

A modo de resumen, se mencionan 4 observaciones que destacan los vínculos entre pozos más relevantes:

- el pozo 2 presenta diferencias entre los pozos 5 y 7 y en la mayoría de las clasificaciones, también con el pozo 4, a pesar de sus cercanías
- los pozos 10 y 12, ubicados al SE del campo geotérmico, tienen mayor similitud con los pozos 5 y 8 que con los pozos 11 y 6
- los pozos 1 y 7 parecen estar fuertemente conectados; esta situación se repite para los pozos 5 y 8
- los pozos 8 y 13 presentan diferencias significativas, a pesar de su cercanía

4. Modelado del ensamble mineral en el reservorio

4.1. Introducción al método de índices de saturación mineral y a la geotermometría multicomponente

Los fluidos termales comúnmente sufren procesos de exsolución de gases e interactúan con acuíferos someros mediante mezcla y/o dilución que alteran sus características geoquímicas. En este contexto, los geotermómetros clásicos (p.ej. Fournier y Rowe, 1966; Fournier y Truesdell, 1973) suelen dar resultados inconsistentes y pueden no ser adecuados para la estimación de la temperatura de reservorios geotermiales.

La estimación de la temperatura de reservorio más precisa se puede obtener al considerar simultáneamente el estado de equilibrio entre el fluido y los minerales hidrotermales en función de la temperatura (p.ej. Bruton et al., 1997; Gendenjamts, 2003; Shevenell y De Rocher 2005). Esta metodología resulta más eficiente, especialmente cuando los geotermómetros clásicos dan resultados inconsistentes (p.ej. Peiffer et al., 2014).

El método multicomponente tiene la ventaja respecto de los geotermómetros clásicos de a) cuantificar el grado de dilución y pérdida de gases de los fluidos termales b) optimizar otros parámetros como las concentraciones de Al o Mg (en el presente trabajo las concentraciones de Al fueron bien determinadas) y c) reconstruir de la composición del fluido de reservorio profundo y disminuir la incertidumbre en la estimación de la temperatura del reservorio (Peiffer et al., 2014).

A continuación, se describe brevemente el concepto teórico del método. La disolución de un mineral está controlada por la actividad iónica (Q) y la energía libre parcial de una reacción de disolución está definida por la constante de equilibrio termodinámica de cada mineral (K). Las constantes de equilibrio son dependientes tanto de la temperatura como de la presión, aunque en el rango de presión en que ocurren los sistemas geotermales (0-200 bar) esta variable tiene un efecto muy limitado (Gendenjamts, 2003).

Si se tiene en cuenta que cualquier reacción que está en equilibrio tiene una energía libre igual a cero, entonces $Q=K$ y el índice de saturación mineral, definido como $\log(Q/K)$, es igual a 0 (Reed y Spycher, 1984). Por lo tanto, en un gráfico $\log(Q/K)$ vs. Temperatura los valores de todos los minerales que están en contacto con la solución van a converger a 0 a una misma temperatura.

Esta temperatura corresponderá a la más probable temperatura del reservorio o acuífero origen de los fluidos termales. Cuando existen condiciones de desequilibrio, como podría ser el caso de mezcla de aguas, dilución, efectos de ebullición y separación de fases, esto se traduce en una fuerte dispersión de las curvas $\log(Q/K)$.

4.2. El programa GeoT

En este trabajo se utilizó el programa GeoT, recientemente presentado por Spycher et al. (2011, 2014b) y que está desarrollado a partir de los códigos de los programas SOLVEQ/CHILLER (Reed, 1982, 1998). El programa se basa en el método de índices de saturación mineral originalmente desarrollado por Reed y Spycher (1984), Pang y Reed (1998) y Palandri y Reed (2001).

GeoT calcula los productos de la actividad iónica (Q) y la constante de equilibrio termodinámica (K) de cada mineral en base a los análisis químicos de los fluidos (fig. 5). De esta forma, el programa se basa en un algoritmo de especiación geoquímica que resuelve ecuaciones de balance de masa/balance de actividad mediante iteraciones Newton-Raphson (p.ej. Reed 1982).

Conceptualmente, el programa se enfoca en la reconstrucción de la química del fluido en profundidad, reintegrando la composición química de los gases exseltos y corrigiendo la composición por efectos de dilución o mezcla (Spycher et al, 2011). Los datos para el cálculo de los índices de saturación ($\log(Q/K)$) junto con las constantes de equilibrio de complejos acuosos y minerales a distintas temperaturas son leídas de una base de datos termodinámicos.

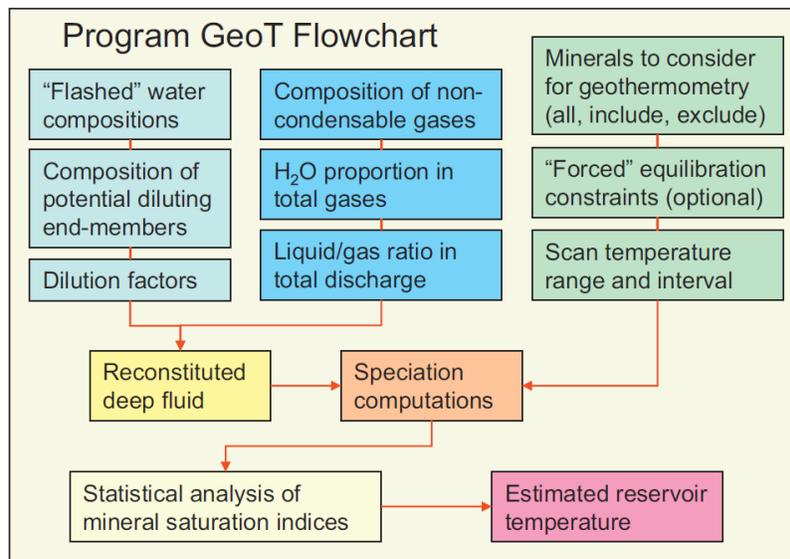


Figura 5. Estructura general del programa de especiación multicomponente GeoT (Spycher et al., 2014).

La estimación de la temperatura del reservorio se determina mediante las temperaturas a las que los valores absolutos de la mediana de los índices de saturación mineral adoptan los valores mínimos. La mediana es utilizada con tal motivo debido a que su valor no paramétrico evita un sesgo asociado a valores muy grandes de índices de saturación que están por fuera del agrupamiento (Spycher et al., 2014a). Además, el programa evalúa estadísticamente el agrupamiento de las curvas de índices de saturación mineral y determina la temperatura para la cual el agrupamiento cercano a 0 es óptimo (Gherardi y Spycher, 2014).

Para cuantificar la calidad del agrupamiento de las curvas, el programa también calcula otros parámetros estadísticos (media=RMED, desviación estándar=SDEV y error cuadrático medio=RMSE, por sus siglas en inglés; R significa residuales, ya que los minerales cuyos índices de saturación no presentan una pendiente mínima son excluidos del análisis estadístico). En el caso de un perfecto agrupamiento, todos los parámetros estadísticos serán iguales a 0 a una misma temperatura.

Por otro lado, el programa permite asumir que las concentraciones de determinado elemento están constreñidas por un equilibrio termodinámico entre el elemento y el respectivo mineral. Este enfoque fue propuesto por Pang y Reed (1988) para solucionar el problema de la falta de calidad en las mediciones de concentración de aluminio (en este caso, conocido como "FixAl").

Una serie de parámetros pueden ser optimizados mediante ensayo de error y en base a datos bibliográficos, entre los que se destaca la calidad del fluido bifásico y el porcentaje molar de vapor de agua de la descarga.

4.3. Tratamiento de los datos.

El procedimiento para el cálculo de los índices de saturación mineral se realizó en forma sistemática y consistió en a) modelar el ensamble mineral a partir de todos los minerales presentes en la base termodinámica b) modelar a partir del ensamble mineral acotado restringido definido anteriormente c) aplicar el método FixAl con microclino y albita d) suponer un equilibrio entre la calcita y la concentración carbonatos. La temperatura del reservorio fue estimada a partir de los 10 (a) y 6 (b) mejores minerales agrupados y los índices de saturación mineral fueron calculados cada 2°C en un rango entre 150°C y 350°C.

En este trabajo se utilizó la base de datos termodinámicos de Reed y Palandri (2006), diseñada para alta temperatura. El ensamble mineral acotado fue confeccionado a partir de los antecedentes del sistema geotermal (e.g. Hernández 2014, Magaña et al., 2003; D'amore y Mejia, 1999). Su aplicación tiene como función restringir los grados de libertad durante la selección de las curvas de saturación mineral por parte del software para el cálculo de geotermométrico.

La lista de minerales es la siguiente: cuarzo, calcedonia, calcita, albita, epidoto, anhidrita, illita, pirita, magnetita, clorita (clinocloro), microclino, montmorillonita, beidelita, laumontita, actinolita, wairakita, diópsido, tremolita, heulandita y hematita. En cierto aspecto, la utilización de este ensamble sesga el equilibrio a estos componentes, que se deduce tienen mayor probabilidad de estar presentes en el reservorio.

El porcentaje en moles de agua en fase gaseosa fue estimado a partir de la diferencia con los gases no condensables reportados en la tabla 1. Además, la calidad (o *steam weight factor*) del fluido bifásico muestreado tuvo que ser calculada debido a que es uno de los parámetros más importantes para introducir la fase gaseosa en el líquido presurizado del acuífero y reconstituir su química.

La calidad se define como la relación entre la diferencia de la entalpía total de descarga y la entalpía del líquido respecto de la diferencia entre la entalpía de la fase vapor y la entalpía de la fase líquida. Este parámetro fue calculado a partir de las entalpías totales de descarga de la tabla 1, las presiones de muestreo y el uso de las tablas de valor se obtuvieron las entalpías respectivas de la fase líquida y vapor. Los valores resultantes para cada pozo se muestran en la tabla 5.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Htotal descarga	1171	1291	1316	1290	1278	1216	1182	1193	1189	1141	1156	1101	1168
Presion muestreo	10.4	9	12.1	12	11.1	11.2	11.2	12	11.4	7.9	8.3	8.5	10.6
h-liq	770.079	742.562	799.999	798.329	782.809	784.578	784.578	798.3	788.08	718.58	728	731.954	773.779
h-v	2778.58	2773.03	2784.03	2783.74	2780.98	2781.3	2781.3	2783.7	2781.93	2767.79	2769.8	2770.76	2779.29
CALIDAD	0.20	0.27	0.26	0.25	0.25	0.22	0.20	0.20	0.20	0.21	0.21	0.18	0.20

Tabla 5. Resultados del cálculo de la calidad del fluido a partir de la entalpía de descarga total y las entalpías de líquido y de vapor sacados por tablas a la presión de muestreo.

4.4. Resultados

A continuación, se muestran los resultados de los modelados de la composición química del fluido en el reservorio a partir de la adición de los gases *flaseados* durante el ascenso (adiabático) del fluido geotérmico para algunos pozos representativos de los grupos centrales (pozos 2, 3 y 6 y pozos 1, 8 y 12). En el cálculo se consideró el pH medido en campo como fuente de protones, el uso de toda la base de datos termodinámica, y con la adición al fluido original de los gases exsueitos. En general, los resultados obtenidos muestran que no necesitaron forzar el equilibrio termodinámico del aluminio con los feldespatos ni tampoco con la calcita.

La figura 6a muestra los índices de saturación mineral modelados para el pozo 1, donde la mineralogía ponderante está constituida por cuarzo, albita, montmorillonita, beidelita y wairakita. La temperatura de reservorio estimada (~310°C) es muy superior a los geotermómetros catiónicos calculados (~280°C). Los minerales de wairakita, heulandita, cuarzo y beidelita, junto con la albita y laumontita son los que presentan el mejor ajuste al considerar el ensamble mineral seleccionado previamente (fig. 6b y c). Las curvas de índices de saturación mineral presentan un agrupamiento muy bueno a los 298°C, temperatura menor que en el primer caso, pero superior a la esperada.

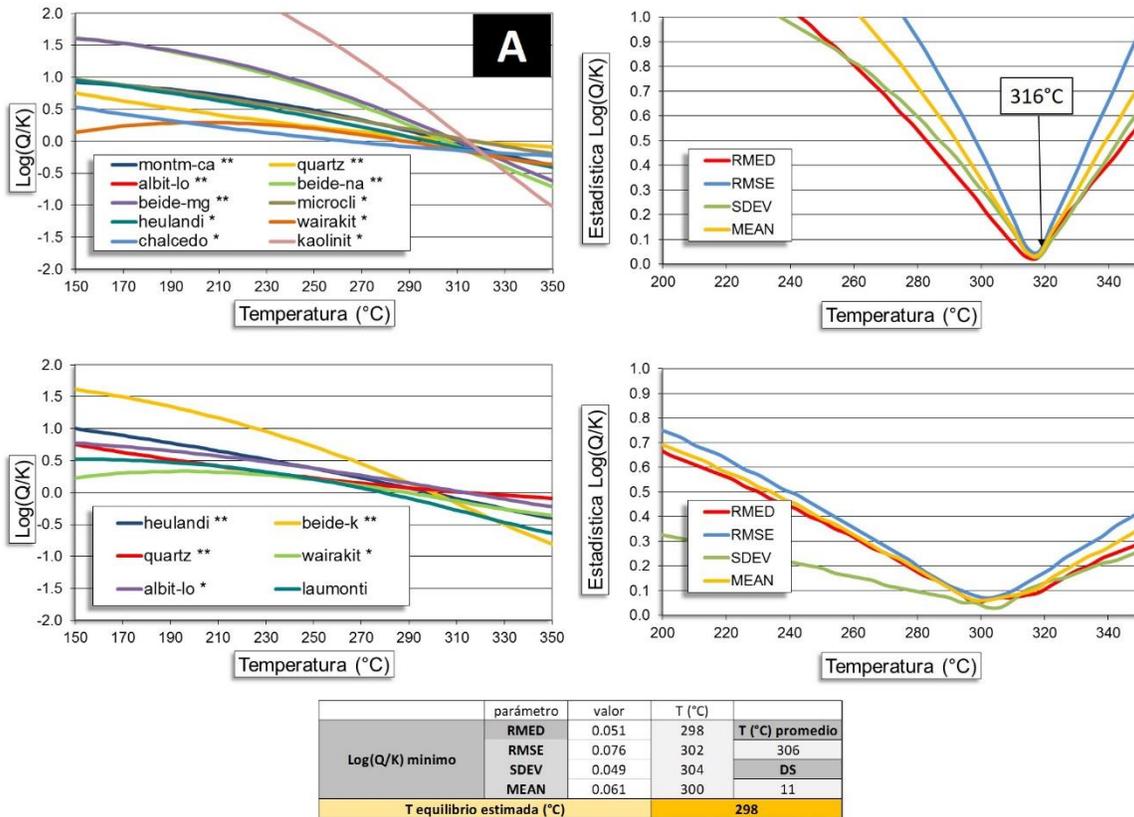


Figura 6. Índices de saturación mineral ($\log(Q/K)$) calculados con GeoT para la muestra representativa del pozo 1 (izquierda) y el análisis estadístico del agrupamiento de los índices de saturación (derecha) a partir de A) toda la base de datos termodinámica y B) el ensamble mineral seleccionado. El recuadro en (C) muestra los parámetros estadísticos del

agrupamiento en B (RMED, media de la mediana; RMSE, error cuadrático medio; SDEV y DS, desviación estándar; MEAN, media). La temperatura del reservorio se infiere de la temperatura a la que el RMED es mínimo (flecha y recuadro en el gráfico de la derecha).

El pozo 8 se caracteriza por un ensamble compuesto por epidoto, albita, esmectitas y ceolitas (fig. 7a). Las curvas de índices de saturación mineral de estos mienrales tienen una distribución favorable y se agrupan a una temperatura de reservorio de 292°C. el ensamble de la figura 7b (epidoto, albita, wairakita y montmorillonita) presenta una temperatura de 298°C, mas consistente con las medidas en pozo y calculadas por geotermómetros de cuarzo (Hernandez, 2014). En general, ambos ensambles minerales presentados para esta muestra del pozo 8 son consistentes entre si.

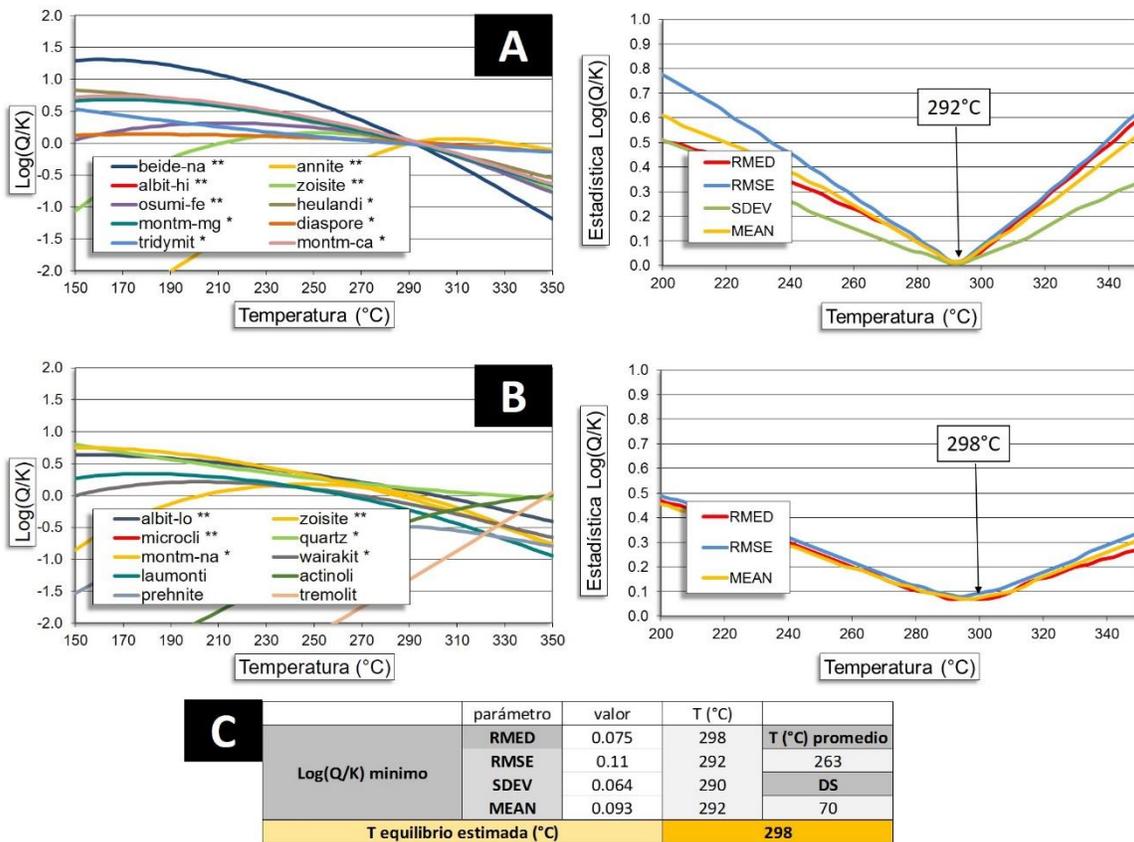


Figura 7. Índices de saturación mineral ($\log(Q/K)$) calculados con GeoT para la muestra representativa del pozo 8 (izquierda) y el análisis estadístico del agrupamiento de los índices de saturación (derecha) a partir de A) toda la base de datos termodinámica y B) el ensamble mineral seleccionado. El recuadro en (C) muestra los parámetros estadísticos del agrupamiento en B (RMED, media de la mediana; RMSE, error cuadrático medio; SDEV y DS, desviación estándar; MEAN, media). La temperatura del reservorio se infiere de la temperatura a la que el RMED es mínimo (flecha y recuadro en el gráfico de la derecha).

La composición química del fluido del pozo 12 permite inferir temperaturas de reservorio cercanas a los 275°C (fig. 8). Los ensambles minerales sugieren un exceso de aluminio, debido a la presencia de cianita y montmorillonita, entre otros.

También se destaca la presencia de pumpellita (extremo de la serie prehenita), diáspora y albita. Además, el pozo 12 se destaca por presenta un ensamble mineral similar al del pozo 11, aunque con una participación de hematita en el equilibrio.

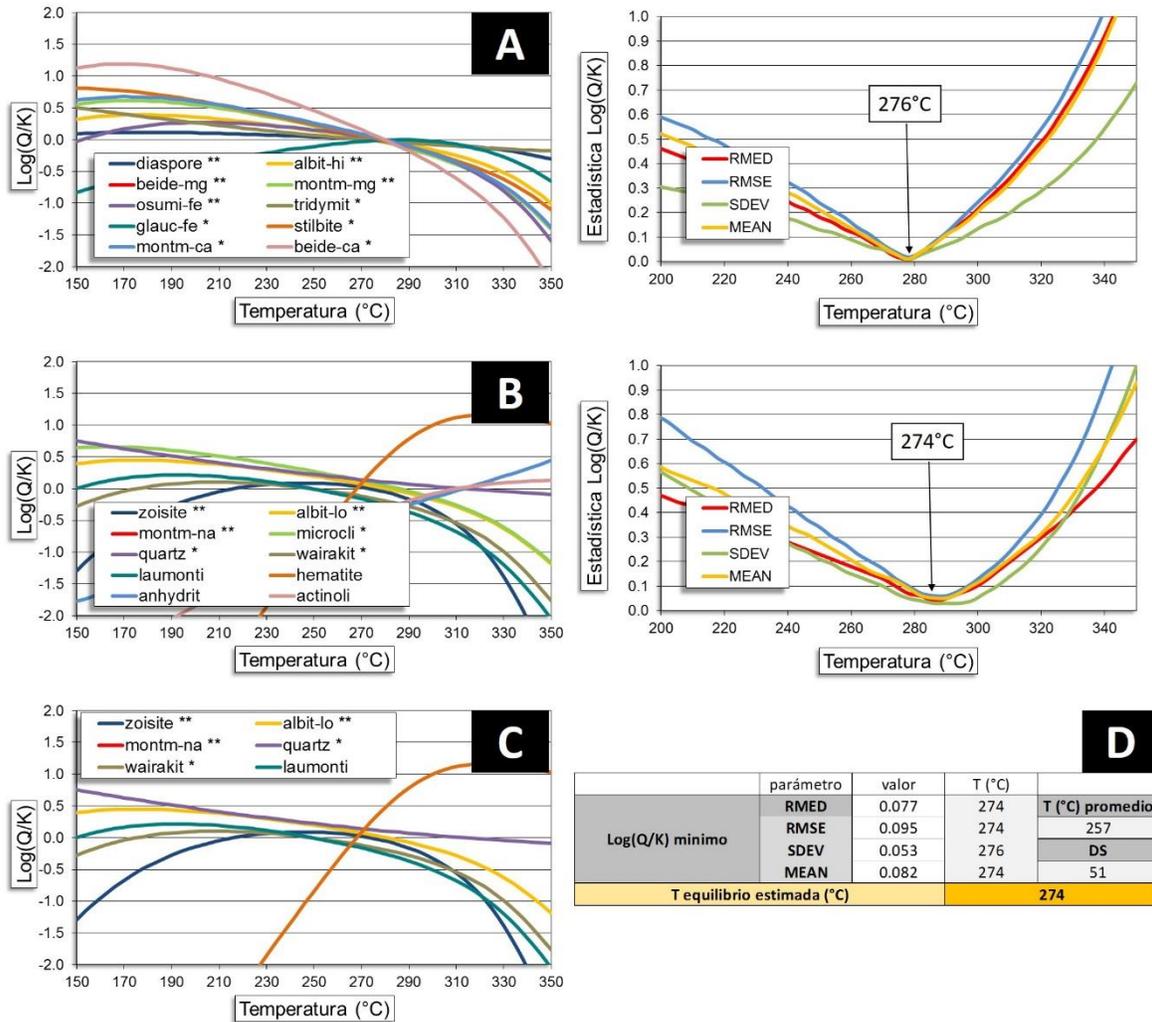


Figura 8. Índices de saturación mineral ($\log(Q/K)$) calculados con GeoT para la muestra representativa del pozo 12 (izquierda) y el análisis estadístico del agrupamiento de los índices de saturación (derecha) a partir de A) toda la base de datos termodinámica y B) el ensamble mineral seleccionado. Una síntesis de los minerales del ensamble se presenta en C y el recuadro en (D) muestra los parámetros estadísticos del agrupamiento en B (RMED, media de la mediana; RMSE, error cuadrático medio; SDEV y DS, desviación estándar; MEAN, media). La temperatura del reservorio se infiere de la temperatura a la que el RMED es mínimo (flecha y recuadro en el gráfico de la derecha).

La figura 9 muestra que los ensambles minerales obtenidos de las muestras del pozo 2 presentan buen agrupamiento a una temperatura de ~285°C, consistente con valores de mediciones realizadas en los pozos. El modelo sin restricciones presenta un ensamble constituido por esmectitas (montmorillonita y beidelita), albita y cuarzo mientras que el ensamble con restricciones en la mineralogía esta constituido por beidelita, epidoto, albita, wairakita, laumontita y cuarzo, principalmente. Ambos modelos presentan un buen ajuste según los parametros estadísticos de agrupamiento calculados.

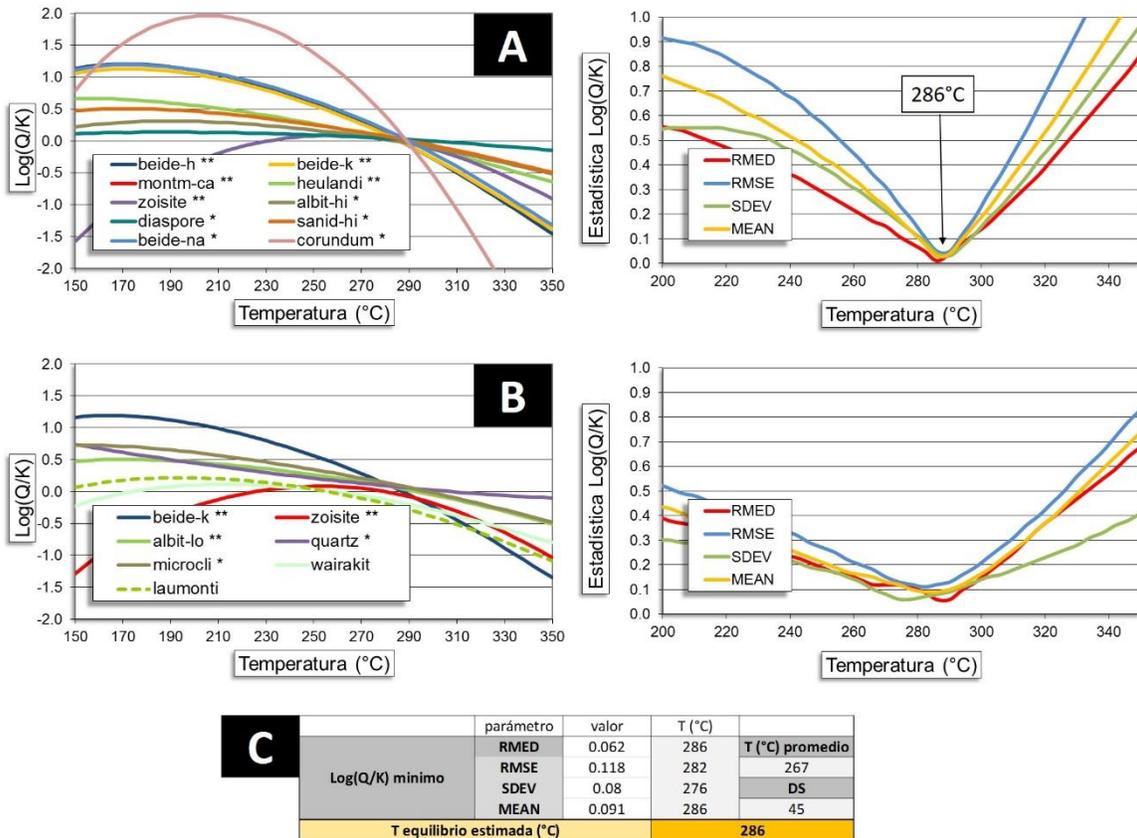


Figura 9. Índices de saturación mineral ($\log(Q/K)$) calculados con GeoT para la muestra representativa del pozo 2 (izquierda) y el análisis estadístico del agrupamiento de los índices de saturación (derecha) a partir de A) toda la base de datos termodinámica y B) el ensamble mineral seleccionado. El recuadro en (C) muestra los parámetros estadísticos del agrupamiento en B (RMED, media de la mediana; RMSE, error cuadrático medio; SDEV y DS, desviación estándar; MEAN, media). La temperatura del reservorio se infiere de la temperatura a la que el RMED es mínimo (flecha y recuadro en el gráfico de la derecha).

El ensamble mineral más estable modelado sin limitaciones en la mineralogía inicial en el fluido del pozo 3 está constituido por esmectitas (beidelita y montmorillonita), ceolitas, albita y cuarzo a una temperatura de 294°C (fig. 10a). Por otro lado, la figura figuras 10b, c y d

muestra que el ensamble beidelita-wairakita-heulandita-epidoto-albita-cuarzo se agrupa muy bien a 294°C, temperatura similar a la obtenida por mediciones directas en pozo.

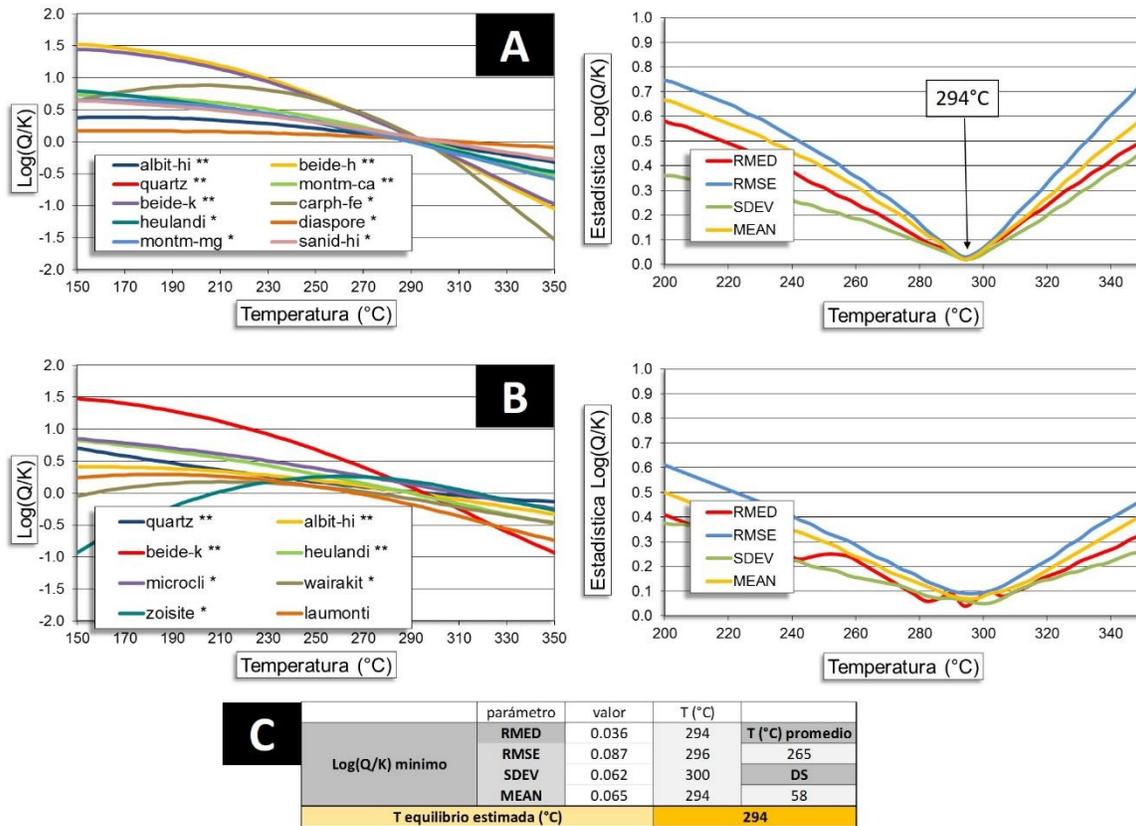


Figura 10. Índices de saturación mineral ($\log(Q/K)$) calculados con GeoT para la muestra representativa del pozo 3 (izquierda) y el análisis estadístico del agrupamiento de los índices de saturación (derecha) a partir de A) toda la base de datos termodinámica y B) el ensamble mineral seleccionado. El recuadro en (C) muestra los parámetros estadísticos del agrupamiento en B (RMED, media de la mediana; RMSE, error cuadrático medio; SDEV y DS, desviación estándar; MEAN, media). La temperatura del reservorio se infiere de la temperatura a la que el RMED es mínimo (flecha y recuadro en el gráfico de la derecha).

El modelo de ensamble mineral del pozo 6 (esmectitas-ceolitas-epidoto-albita) indica una convergencia de las curvas de índices de saturación mineral a una temperatura de 276°C, por debajo de los 296°C medidos en pozo (fig. 11a). Sin embargo, el modelo de ensamble mineral acotado de la figura 11b muestra que las curvas de la epidota, esmectitas, albita y hematita se agrupan a una temperatura de 288°C, mas consistente con las mediciones directas. Se destaca la presencia de hematita en este pozo y la ausencia de equilibrio de la calcedonia, que suele estar presente en los modelos realizados en condiciones de variabilidad muy similares a la del cuarzo en funcion de la temperatura.

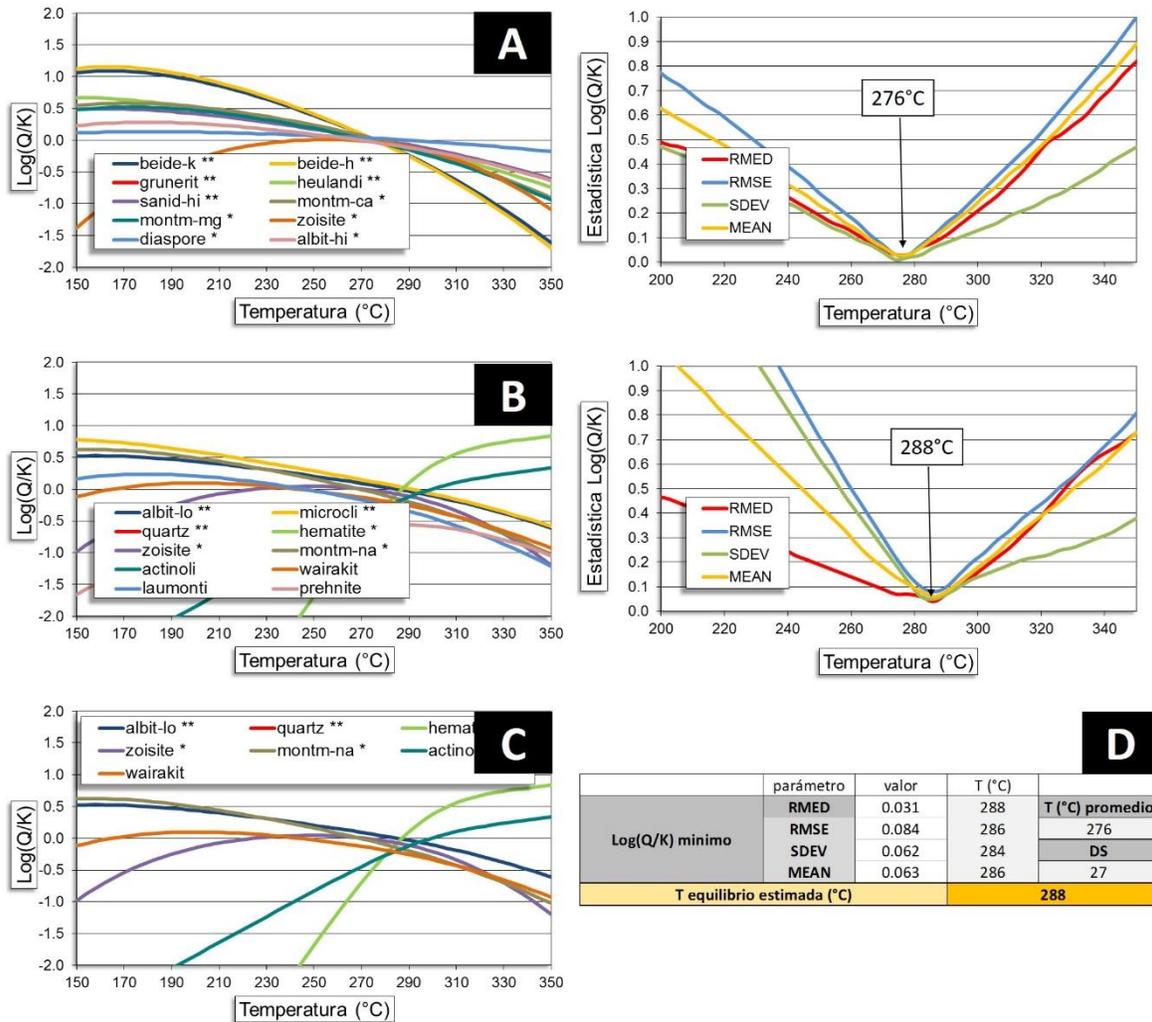


Figura 11. Índices de saturación mineral ($\log(Q/K)$) calculados con GeoT para la muestra representativa del pozo 6 (izquierda) y el análisis estadístico del agrupamiento de los índices de saturación (derecha) a partir de A) toda la base de datos termodinámica y B) el ensamble mineral seleccionado. Una síntesis de los minerales del ensamble se presenta en C y el recuadro en (D) muestra los parámetros estadísticos del agrupamiento en B (RMED, media de la mediana; RMSE, error cuadrático medio; SDEV y DS, desviación estándar; MEAN, media). La temperatura del reservorio se infiere de la temperatura a la que el RMED es mínimo (flecha y recuadro en el gráfico de la derecha).

De acuerdo a las referencias bibliográficas, la mineralogía en el reservorio de este sistema geotermal está constituido por epidota, cuarzo, albita, prehenita, clorita, actinolita, wairakita, adularia, anhidrita e hidrogranate (Hernandez, 2014). Los ensambles minerales obtenidos mediante el modelado de la composición química del fluido del reservorio y la especiación química son consistentes con los observados en testigos de pozos del reservorio. Esta observación legitima el método empleado y permite realizar nuevas calibraciones.

5. Aspectos geológicos-estructurales del reservorio inferidos a partir de la química de los fluidos y de la clasificación jerárquica de los pozos

Previamente se definieron 3 grupos de pozos que se diferencian por la composición química de sus fluidos. Dos grupos están ubicados en la parte central del campo geotérmico y el tercer grupo está caracterizado por 3 pozos que se distribuyen en forma periférica.

El grupo ubicado sobre la parte NE de la zona central está constituido por los pozos 1, 4, 7, 8, 10 y 12, mientras que el grupo ubicado sobre la parte SW de la zona central del campo está constituido por los pozos 3, 2 y 6. El grupo periférico está integrado por los pozos 9, 11 y 13, de norte a sur y en sentido horario.

Hernández (2014) mostro la existencia de anomalías térmicas, de concentración de Cl y de gases (CO₂, H₂S, N₂ y H₂). La figura 12 muestra la correlación espacial entre estas anomalías y los grupos de pozos.

La anomalía térmica se ubica sobre los grupos centrales, lo que sugiere que en esta zona se encuentran los fenómenos de *upflow* o ingreso desde niveles más profundo de fluido geotérmico al reservorio, mientras que la anomalía de Cl presente en el pozo 11 parece condicionar su quimismo y separación respecto a los pozos más cercanos.

Esta diferenciación del área E del reservorio no es solo dependiente de las concentraciones de Cl, sino que también depende de los demás elementos químicos, ya que los grupos fueron analizados en forma multiparamétrica.

Las concentraciones de CO₂ tienen buena correlación con el grupo SW de la zona central y tanto la anomalía de CO₂ como de N₂+H₂ discriminan los pozos 2 de 5, lo que conlleva a validar la segmentación de la zona central en dos grupos de pozos.

La figura 13a muestra la distribución de estructuras principales en el campo geotermal. La familia de estructuras principal son las NW-SE y en forma subordinada se encuentran las NE-SW. Los grupos de pozos centrales tienen su límite en dirección NW-SE y una elongación de su geometría en el mismo sentido, lo que sugiere que son estas estructuras las que controlan el desarrollo del reservorio en este sector.

Los pozos 2 y 5, que están muy cercanos entre sí, parecen estar separados por la intersección de dos estructuras. Una subestructura NW-SE podría estar presente inmediatamente al N de la estructura NW-SE que pasa por los pozos 2 y 5. Esta estructura separaría los pares de pozos 3-4, 2-7 y 2-5 y podría ser antitética a la principal o una secundaria sintética de este graben principal. Por consiguiente, el grupo de pozos 2-3-6 podría vincularse a una secuencia de estructuras NW-SE que los circunda y diferencia del resto de la parte central.

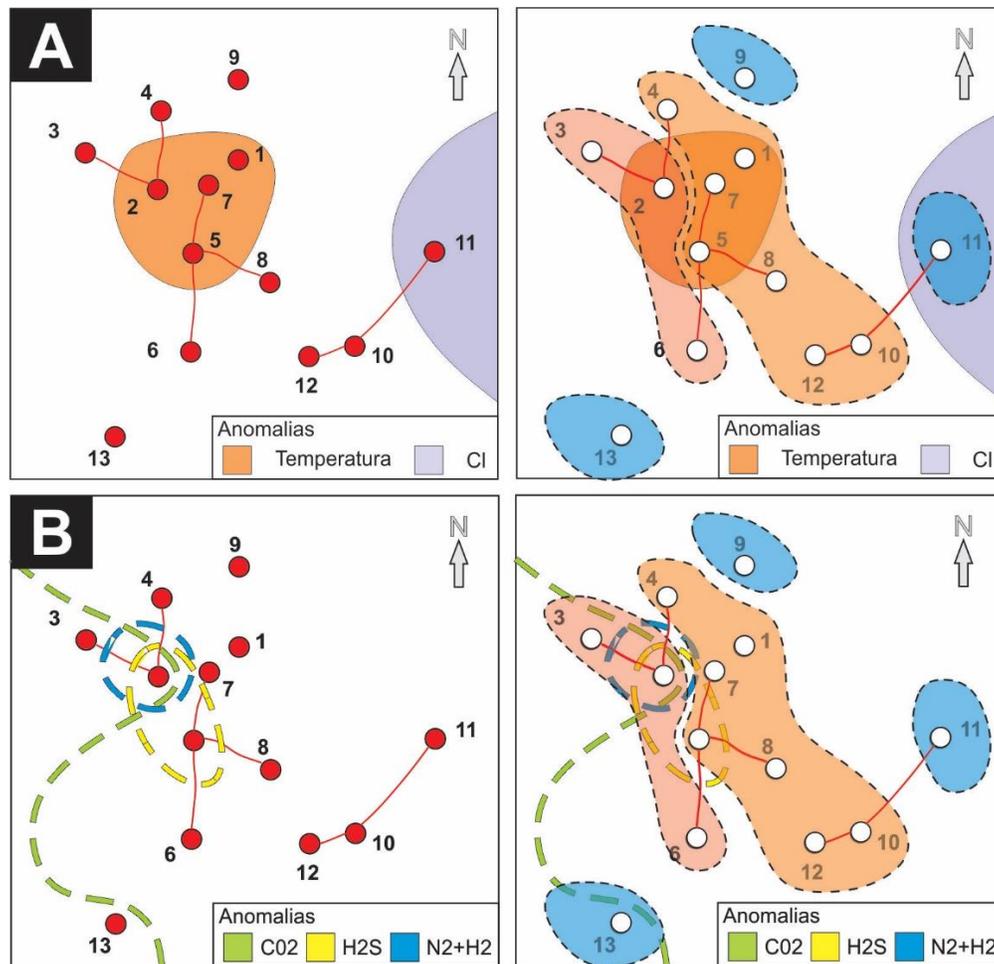


Figura 12. Esquema visto en planta de la distribución de anomalías de A) temperatura y cloro y B) de gases y en el recuadro de la derecha el solapamiento de estas anomalías con la geometría de los grupos de pozos definidos en este trabajo.

Las diferencias químicas entre los pozos 10-12 y el grupo 5-8 se expresó en varias clasificaciones jerárquicas realizadas. Se infiere que la pequeña estructura mapeada entre estos pozos tiene una significancia mayor en la conexión entre los pozos.

Además, la figura 13b muestra que la ubicación de los pozos periféricos está asociada a la presencia de estructuras NW-SE, ya sea fallas normales o de caldera. La falla que desde el pozo 9 se extiende al SE podría ser prolongada hasta la intersección con una línea imaginaria entre los pozos 10 y 11.

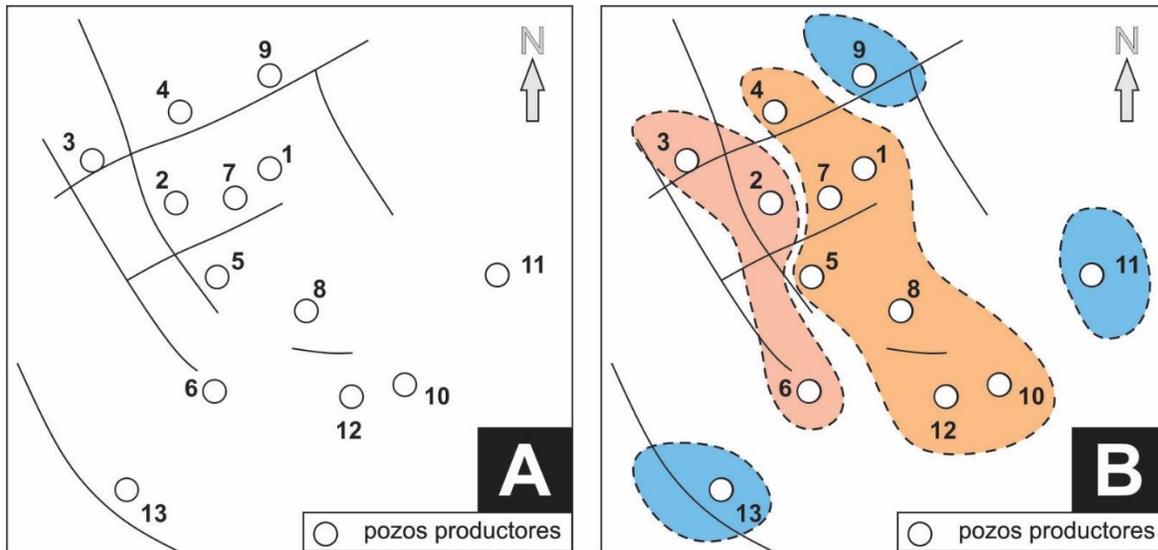


Figura 13. Esquema en planta de la distribución de estructuras geológicas (fallas normales, principalmente) del campo geotérmico (A) y su correlación con los grupos de pozos definidos en el presente trabajo (B).

Al considerar válida la premisa de que las estructuras modifican sustancialmente la permeabilidad a nivel local, que a su vez controla los gradientes de presión en el reservorio en forma significativa, las estructuras obtienen un rol fundamental en el patrón de circulación de los fluidos y en general, de la dinámica del reservorio.

En general, la geometría de los grupos de pozos y su distribución espacial sugieren que las estructuras NW-SE controlan la dinámica del fluido, lo que determina que pozos con esa dirección tengan mayor similitud en sus características químicas. Esto se suma a que las estructuras subordinadas NE-SW son las que suelen estar relacionadas a pozos con una estrecha similitud (p.ej. pozos 1 y 7).

La estructura definida entre el pozo 2 y 5 divide a la zona central del campo geotérmico en dos segmentos. Esta observación podría estar reflejando la existencia de dos celdas de circulación parcialmente conectadas entre sí o la caracterización de una zona de *upflow* que afecta la química del reservorio.

Los pozos periféricos se pueden interpretar como márgenes del campo geotermal o que sus posiciones son distales a un fenómeno (p.ej. zona de alimentación profunda del reservorio o *upflow*) que le imprime la impronta geoquímica en forma diferencial a los pozos en función de su distancia.

Todas estas características apuntan a una compartimentalización química parcial del reservorio, tanto en la zona central como en la periferia.

Por último, los ensambles minerales calculados no pudieron ser correlacionados espacialmente. Parte de su variabilidad podría tener su origen en el propio ajuste de los

modelos. La otra parte podría deberse a que todos los pozos están bajo el mismo equilibrio y el ensamble mineral es común para todos los pozos.

6. Conclusiones

El presente proyecto se enfocó en determinar aspectos geológicos-estructurales relevantes del reservorio a partir de la química de los fluidos de un campo geotermal de alta entalpía. Con tal motivo, se realizó un análisis estadístico y de agrupamiento multiparamétrico y un estudio de geotermometría multicomponente en base a datos geoquímicos de pozos productores.

El cálculo de la composición química del reservorio se realizó con el modelo de ebullición adiabática y para ello se utilizó el programa WATCH. Con las concentraciones de las especies químicas modeladas se procedió a una categorización jerárquica de los pozos.

El análisis multicomponente de los fluidos permitió determinar vínculos de similitud entre pares de pozos. Algunos aspectos destacados son que a) el pozo 2 presenta diferencias entre los pozos 5 y 7 y 4, a pesar de sus cercanías b) los pozos 10 y 12 tienen mayor similitud con los pozos 5 y 8 que con los pozos 11 y 6 c) los pozos 1 y 7 parecen estar fuertemente conectados; también los pozos 5 y 8 y d) los pozos 8 y 13 presentan diferencias significativas a pesar de su cercanía.

Un total de tres grupos de pozos fueron propuestos a partir de similitudes y diferencias composicionales. Dos grupos están ubicados en la parte central del campo geotérmico y el tercer grupo está caracterizado por 3 pozos que se distribuyen en forma periférica. En base a datos previos, se determinó la correlación conceptual entre los grupos de pozos propuestos, las anomalías químicas y las estructuras principales del campo geotérmico.

En general, la geometría de los grupos de pozos y su distribución espacial sugieren que las estructuras NW-SE controlan la dinámica del fluido, lo que determina que pozos con esa dirección tengan mayor similitud en sus características químicas. Estas fallas podrían estar controlando el desarrollo del reservorio en este sector y actuar como barreras parciales, o químicas, sobre los fluidos.

La formación de dos grupos de pozos en la zona central del campo geotérmico podría ser en respuesta a la existencia de dos celdas de circulación parcialmente conectadas entre sí o la caracterización de una zona de *upflow* que afecta la química del reservorio.

Los pozos periféricos también están controlados por estructuras NW-SE normales o de caldera y se pueden interpretar como márgenes del campo geotermal o que sus posiciones son distales a un fenómeno (p.ej. zona de alimentación profunda del reservorio o *upflow*) que le imprime la impronta geoquímica en forma diferencial a los pozos en función de su distancia.

Además, se propuso extender algunas fallas y se constató la relevancia de algunas estructuras menores en la conexión entre pozos. Por otro lado, las estructuras subordinadas NE-SW están frecuentemente relacionadas a pozos con estrecha similitud.

Todas estas características sugieren que a) las estructuras obtienen un rol fundamental en el patrón de circulación de los fluidos y en general, de la dinámica del reservorio y b) existe compartimentalización química parcial del reservorio, tanto en la zona central como en la periferia.

Los ensambles minerales fueron modelados con el programa GeoT y los resultados tuvieron un buen ajuste a los datos iniciales, aunque los parámetros en algunos modelos podrían ser optimizados. El patrón de variación espacial de los ensambles minerales modelados para cada pozo tuvo una correlación moderada con los grupos de pozos previamente definidos. Además, las temperaturas estimadas no son significativamente distintas a las obtenidas por métodos directos u otros geotermómetros catiónicos.

Finalmente, se concluye que los resultados obtenidos validaron la metodología aplicada para a) entender la relación entre la química de los fluidos y la geología local b) obtener patrones de comportamiento del fluido potencialmente predictivos y c) el análisis de un campo geotérmico en producción. Aunque en el presente estudio se utilizó valores puntuales, se recomienda un análisis de agrupamiento y de varianza que considere las fluctuaciones en la química de los fluidos de cada pozo.

Bibliografía

Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 229-250.

Bruton, C., Counce, D., Bergfeld, D., Goff, F., Johnson, S., Moore, J. y Nimz, G. 1997. Preliminary investigation of scale formation and fluid chemistry at the Dixie Valley geothermal field, Nevada. *Geothermal Resources Council Transactions* 21: 157–164.

Fournier, R.O. y Rowe, J.J. 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *American Journal of Science* 264: 685–697.

Fournier, R.O. y Truesdell, A.H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 1255–1275.

Gendenjams, O. 2003. Interpretation of chemical composition of geothermal fluids from Árkógsströnd, Dalvík, and Hrísey, N-Iceland and in the Khagai area, Mongolia. United Nations University, Geothermal Training Programme, Report 10: 219-252, Islandia.

Gherardi, F. y Spycher, N. 2014. Application of Integrated Multicomponent Geothermometry at the Chachimbiro Thermal Area, a Difficult Geothermal Prospection Case. *Proceedings of the 38^o Workshop on Geothermal Reservoir Engineering: SGP-TR-202*, Stanford, California.

Hernandez, Jaime, 2014. Gas-mineral equilibrium in the Berlín geothermal field, El Salvador. *Geothermal Trining Program*, Reykjavik, Iceland, 14.

Palandri, J. y Reed, M.H. 2001. Reconstruction of in situ composition of sedimentary formation waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65: 1741–1767.

Pang, Z.H. y Reed, M.H. 1998. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: Problems and methods. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1083–1091.

Peiffer, L., Wanner, C., Spycher, N., Sonnenthal, E. L., Kennedy, B. M., y Iovenitti, J. 2014. Optimized multicomponent vs. classical geothermometry: Insights from modeling studies at the Dixie Valley geothermal area. *Geothermics* 51: 154-169.

Reed, M.H. 1982. Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and an aqueous phase. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 513-528.

Reed, M.H. 1998. Calculation of simultaneous chemical equilibria in aqueous-mineral-gas systems and its application to modeling hydrothermal processes. En Richards, J. y Larson, P. (eds.) *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Economic Geology* 10: 109-124.

Reed M.H. y Palandri J. 2006. SOLTHERM.H06, a database of equilibrium constants for minerals and aqueous species. University of Oregon, Eugene, Oregon.

Reed, M.H. y Spycher, N.F. 1984. Calculation of pH and Mineral Equilibria in Hydrothermal Waters With Application to Geothermometry and Studies of Boiling and Dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 1479–1492.

Shevenell, L. y De Rocher, T. 2005. Evaluation of chemical geothermometers for calculating reservoir temperatures at Nevada geothermal power plants. *Geothermal Resources Council Transactions* 29: 303– 308.

Spycher, N., Sonnenthal, E. y Kennedy, B.M. 2011. Integrating multicomponent chemical geothermometry with parameter estimation computations for geothermal exploration. *Geothermal Resources Council Transactions* 35: 663–666.

Spycher, N., Peiffer, L. y Sonnenthal, E. 2014a. GeoT User's Guide a computer program for multicomponent geothermometry and geochemical speciation version 1.5. Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, 40 p., Berkeley.