

HIDROGEOQUÍMICA DE AGUAS TERMALES Y MINERALIZADAS DE LA ZONA DE JARAÑA, PARATIA, PUNO

Vicentina Cruz¹

¹INGEMMET, Av. Canadá N° 1470, San Borja Lima 41, Perú, Apartado 889 (vcruz@ingemmet.gob.pe, vcruz24@hotmail.com).

INTRODUCCIÓN

La zona geotermal de Jaraña (ZGJ) está ubicada en el altiplano de los Andes, perteneciente al distrito de Paratía, provincia de Lampa en el Departamento de Puno, a una altitud de 4,500 m s n m (Fig. 1). La descarga de las manifestaciones termales ocurre en una zona de alteración hidrotermal en torno al centro volcánico Turputa con fuerte control estructural y litológico. La ZGJ forma parte de la franja metalogénica XXI correspondiente a yacimientos de Au-Ag (Pb-Zn-Cu) y depósitos polimetálicos con superposición epitermal del Mioceno (Acosta et al., 2009).

Los objetivos del presente estudio, son: (a) caracterizar química e isotópicamente las manifestaciones geotermales; (b) identificar el origen del agua geotermal utilizando isótopos estables ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$); (c) estimar la temperatura del reservorio.

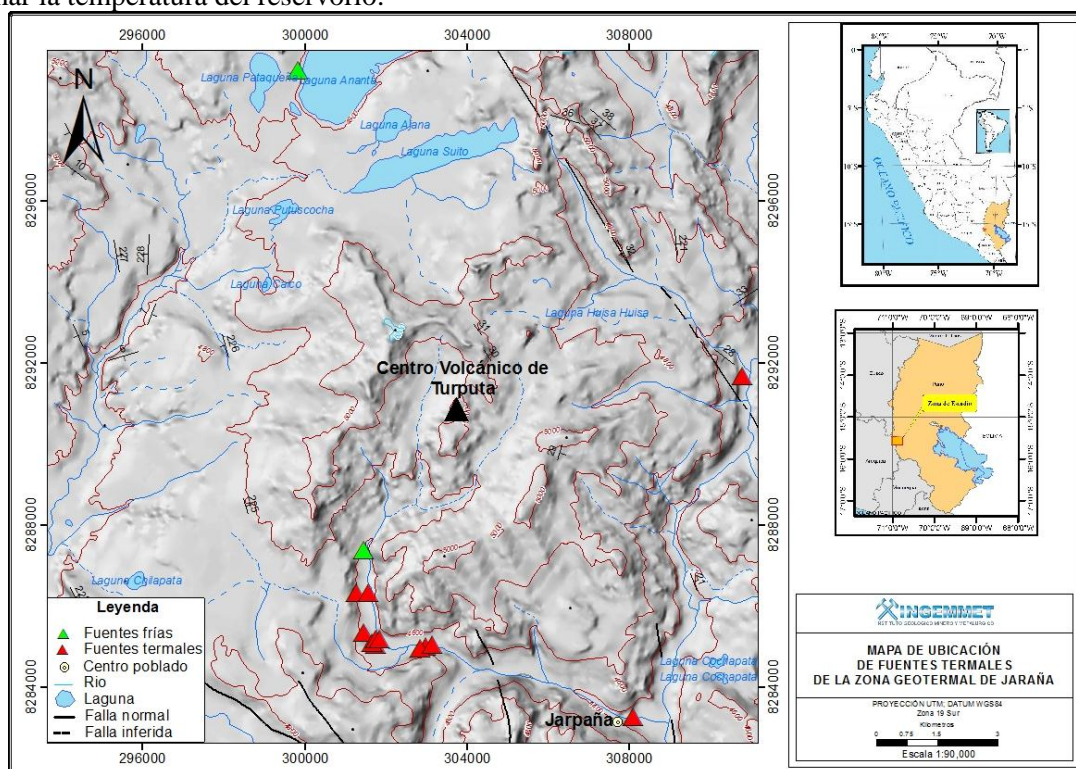


Fig. 1. Mapa de localización de la Zona geotermal de Jaraña.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A nivel regional se expone el Grupo Tacaza como basamento referido a depósitos volcánicos y volcanoclásticos emplazados entre 30-24 Ma (Aguilar, 2012). Asimismo, en la zona se distinguen pequeños afloramientos de granodioritas y cuerpos subvolcánicos. Las unidades volcánicas de pre-mineralización son afines a eventos volcánicos de los grupos Tacaza, Palca y Sillapaca del Oligoceno-Mioceno (Aguilar, 2012).

A nivel local, Valdivieso (2015) describe cuatro unidades geológicas: 1) unidad basal conformada de flujos de lava andesítica porfírica gris verdosa, intemperizadas con venillas de carbonatos, clorita y epidota, así como toba de lapilli de cristales y fragmentos líticos de composición dacítica a riodacítica del evento Palca, 2) unidad inferior con presencia de flujos de lava andesítica porfírica con

intercalaciones de horizontes volcanoclásticos laminados de tonalidad gris a verdosa que pueden ser asignadas al Grupo Sillapaca y parcialmente al Grupo Palca, 3) unidad intermedia con flujos de lava en bloques, afaníticos de composición traquiandesíticas de tonalidad gris oscura a verdosa, que por su posición estratigráfica se le asigna al Grupo Sillapaca y 4) unidad superior con horizontes volcanoclásticos, depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. También, se identificaron cuerpos subvolcánicos (diques y domos lava) de composición andesítica a dacítica principalmente.

El sistema hidrotermal en la zona presenta una dirección de NE-SO correspondiente a alteración argílica asociada al centro volcánico Turputa, con manifestaciones de Lithocap y Silica Cap, hospedado en rocas de composición traquiandesítica con secuencias volcanoclásticas del Grupo Sillapaca, que está ubicado en la franja volcánica de edad Mio-Holocénica del Sur del Perú, conformada por depósitos epitermales de Au-Ag Au-Ag (Pb-Zn-Cu) de alta, intermedia y baja sulfuración (Valdivieso, 2015; Acosta et al., 2009).

La zona donde emergen las fuentes termales se caracteriza por presentar estructuras silicificadas de cuarzo granular asociado a estructuras NNO-SSE y EO con predominancia de cuarzo-caolín, piritita diseminada y presencia de diques andesíticos (Valdivieso, 2015).

La ZGJ se encuentra afectada por un control estructural dominante, enmarcado por sistemas de fallas: 1) sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo de orientación NO-SE, y 2) sistema de fallas Sillapaca de tendencia NE-SO inferidas de los lineamientos topográficos, generando actividad magmática, microcuencas volcanosedimentarias e hidrotermalismo (Valdivieso, 2015).

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Durante la evaluación hidrogeoquímica de los fluidos termales se realizaron determinaciones “in situ” de pH, temperatura y conductividad eléctrica. Asimismo, se colectaron muestras representativas de 13 fuentes de aguas termales y frías para su análisis en el laboratorio. En todos los casos, las muestras se tomaron por triplicado para la determinación de iones mayoritarios, minoritarios y una tercera para el análisis del contenido relativo de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Las muestras se refrigeraron a 4°C hasta su traslado al laboratorio. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de química del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico y en laboratorio de la LaGeo, El Salvador los análisis isotópicos.

Los datos de campo y laboratorio son reportados en la tabla 1 y 2. Los principales componentes iónicos y las proporciones químicas pueden actuar como un historial de la interacción agua-roca durante el flujo (Moller et al, 2007). Las características hidroquímicas de las aguas se pueden ver a partir de los datos físico-químicos (Tabla 2) y representados en el diagrama de Piper (Piper, 1944; Fig. 2), donde se observa que las aguas termales y frías se distribuyen en dos campos del diagrama, cuyo análisis químico muestra que los iones dominantes son Na, Ca, Cl y SO_4 , respectivamente. Los tipos de agua que emerge en la ZGJ son: 1) $\text{Cl}.\text{SO}_4\text{-Na}$ y $\text{SO}_4.\text{Cl-Ca}$.

Tabla 01. Composición química (elementos mayores en mg/L) de las fuentes termales de la ZGJ.

Código	Norte	Este	Altura	T° (°C)	pH	CE mS/cm	Li	Na	K	Ca	Mg	Cl	F	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
31u-P-001	8287363	301433	4599	10.00	3.39	0.454	0.01	3.82	3.15	12.40	2.69	0.29	0.54	168.36	1.00	nd		
31u-P-002	8286327	301248	4585	65.00	6.60	5.400	1.77	982.85	51.68	289.96	25.80	947.21	2.03	1346.89	186.16	1.75		
31u-P-003	8286312	301567	4579	60.00	6.37	5.000	1.70	907.97	48.95	267.73	25.74	858.43	2.62	1242.49	170.99	1.34		
31u-P-004	8285033	301743	4517	61.00	6.16	5.030	1.90	1003.55	79.25	174.28	15.99	964.91	2.09	1002.21	150.92	nd		
32u-P-023	8285331	301453	4571	69.00	6.03	5.300	2.02	1011.20	94.84	172.67	16.00	980.03	4.36	1159.38	93.61	nd	-18	-132.5
32u-P-024	8285078	301658	4581	74.00	6.75	5.330	1.91	1030.85	75.69	176.06	16.38	1017.14	2.23	1026.05	187.50	nd	-18	-131.2
32u-P-025	8285170	301738	4572	55.00	6.66	5.280	1.92	1025.12	73.75	170.45	16.19	1023.14	2.86	1025.10	194.82	2.00		
32u-P-026	8285182	301840	4568	58.00	6.58	5.180	1.93	1021.23	73.52	173.75	16.36	1005.05	2.00	1005.60	198.43	2.00	-18.0	-131.8
32u-P-027	8291665	310795	4448	38.00	6.40	15.530	9.23	3052.28	336.91	321.16	90.55	4915.38	0.60	159.41	1278.17	18.61	-17.7	-134.3
32u-P-028	8283262	308101	4361	50.00	6.07	35.700	16.92	6459.70	544.00	1479.99	169.95	12982.81	0.70	1079.88	661.03	nd	-16.0	-126.1
32u-P-029	8284989	302971	4546	64.00	6.65	3.960	0.96	563.27	29.33	465.63	32.27	492.03	1.57	1438.04	139.82	nd	-18.4	-134.2
32u-P-030	8284960	302844	4556	63.60	6.55	3.860	1.00	591.70	32.22	458.93	32.50	490.99	1.39	1432.43	137.35	nd		
32u-P-030A	8285049	303126	4539	62.00	6.42	3.880	0.95	544.06	28.46	459.96	31.39	486.94	1.34	1423.02	134.86	nd		

Tabla 02. Composición química (elementos menores en mg/L) de las fuentes termales de la ZGJ.

Código	SiO2	B	As	Rb	Cs	Sr	Co	Cu	Fe	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Ti	Tl	V	W	Zn
31u-P-001	48.90	0.00	0.0030	0.0100	0.0116	0.0792	0.0291	0.0067	7.10	0.1522	<0.0002	0.0602	0.0022	<0.0008	0.003	0.0018	0.0006	0.0018	0.0006	0.086
31u-P-002	109.00	3.16	1.3300	0.2600	1.1711	6.1919	0.0003	0.0011	0.38	0.1728	0.0304	0.0020	<0.0005	0.0074	0.007	0.0096	0.0014	0.0096	0.0014	0.003
31u-P-003	48.10	3.23	1.5900	0.2500	1.1143	5.7579	0.0003	0.0009	2.20	0.1480	0.0167	0.0020	<0.0005	0.0040	0.009	0.0089	0.0023	0.0089	0.0023	0.002
31u-P-004	56.30	3.74	1.8900	0.3700	1.0442	4.3091	0.0009	0.0008	1.60	0.1939	0.0271	0.0016	<0.0005	0.0105	0.007	0.0077	0.0042	0.0077	0.0042	0.005
32u-P-023	54.30	3.49	1.6400	0.4400	1.1772	3.9775	0.0009	0.0009	3.10	0.3423	0.0007	0.0012	<0.0005	0.0038	0.010	0.0082	0.0032	0.0082	0.0032	0.004
32u-P-024	66.40	3.75	1.5600	0.3700	1.0429	4.5413	0.0004	0.0009	0.12	0.1900	0.0333	0.0012	<0.0005	0.0179	0.007	0.0072	0.0043	0.0072	0.0043	0.002
32u-P-025	72.50	3.67	1.4800	0.3700	1.0356	4.6181	0.0009	0.0009	0.14	0.1617	0.0325	0.0011	<0.0005	0.0180	0.007	0.0072	0.0042	0.0072	0.0042	0.002
32u-P-026	74.60	3.79	1.5900	0.3700	1.0588	4.7246	0.0008	0.0008	1.05	0.1923	0.0253	0.0012	<0.0005	0.0098	0.007	0.0073	0.0015	0.0073	0.0015	0.002
32u-P-027	135.00	15.90	4.3300	2.1700	2.7086	12.6276	<0.001	0.0034	2.13	0.9583	0.0125	0.0040	0.0015	<0.0008	0.086	0.0028	0.0150	0.0028	0.0150	0.010
32u-P-028	66.20	22.20	3.9500	3.2200	5.3648	48.6350	<0.002	0.0128	6.34	1.8811	0.0057	0.0178	0.7062	0.0022	0.132	0.0081	0.0550	0.0081	0.0550	4.438
32u-P-029	91.50	1.03	1.0300	0.1600	0.6421	7.4248	<0.003	0.0021	0.93	0.2883	0.0138	0.0055	<0.0005	0.0051	0.005	0.0095	0.0011	0.0095	0.0011	0.006
32u-P-030	88.10	2.05	1.0300	0.1600	0.6576	7.5857	<0.004	0.0013	0.95	0.2791	0.0135	0.0034	0.0013	0.0055	0.004	0.0101	0.0011	0.0101	0.0011	0.006
32u-P-030A	91.70	1.91	0.9930	0.1600	0.6463	7.4521	<0.005	0.0010	0.99	0.2825	0.0134	0.0033	<0.0005	0.0063	0.004	0.0100	0.0013	0.0100	0.0013	0.002

El contenido de Cl, Li y B de las muestras de agua de la ZGJ, han sido representadas en el diagrama ternario de Cl-Li-B (Giggenbach, 1991; Fig. 3), en el cual se observa que las aguas provendrían de un mismo reservorio. Asimismo, en el diagrama podemos notar que las aguas se localizan en el vértice de la especie clorurada por su predominancia en su concentración en relación a las especies B y Li; donde hay una baja absorción de vapor B/Cl. Por lo tanto, indicaría que las aguas están asociadas a sistemas hidrotermales antiguos y posiblemente el fluido ha migrado desde la roca antigua del basamento.

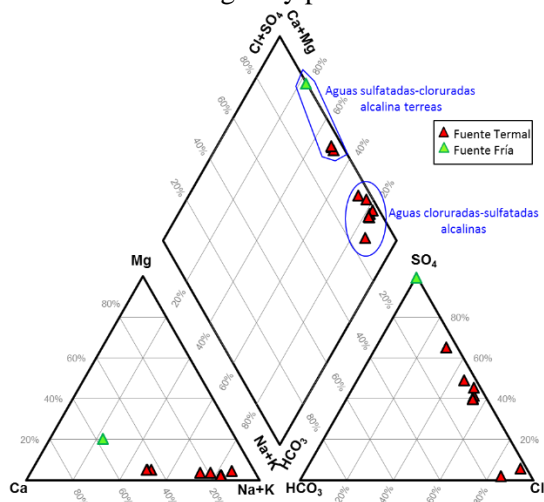


Fig. 2. Diagrama Piper-Hill.

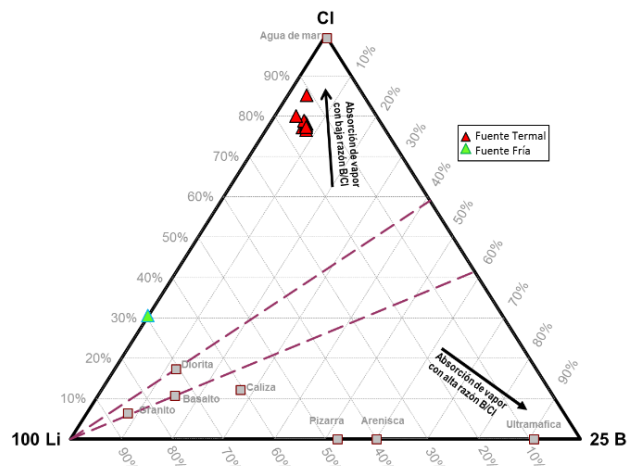


Fig. 3. Diagrama ternario Cl-Li-B.

La baja proporción química B/Cl de 0.006 a 0.014, son un indicativo que las aguas interactúan a nivel profundo con rocas subvolcánicas, posiblemente asociado al calor conductivo de las rocas de intrusión. Este tipo de roca se evidencia a nivel local y regional representada por pequeños afloramientos de granodioritas y cuerpos subvolcánicos de composición andesítica y dacita relacionados a centros volcánicos, los cuales se emplazaron en distintos periodos eruptivos (Aguilar, 2012; Valdivieso, 2015).

Elementos traza en las aguas de la ZGJ

La abundancia de elementos traza (Tabla 2) en las aguas termales, indica que tienen una mayor capacidad de reacción que conduce a la disolución de los elementos menores desde la roca hospedante durante la circulación profunda y la variación en sus concentraciones estarían asociados al tiempo de residencia. Esta característica guarda relación química con la metalogénesis hidrotermal de elementos característicos: Co, Cu, Fe, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl, V, W, Zn, Sr, Ba, Rb, Cs, As y Ti (tabla 2), entre otros como Au y Ag con límites de detección bajos, indicativo de la existencia de yacimientos importantes.

El diagrama de Li, Rb y Cs (Giggenbach, 1991; Fig. 4) muestra que las aguas pertenecen a un mismo reservorio, sin embargo durante su recorrido el Rb disminuye, debido que el Rb es incorporado en las redes cristalinas de la Illita y Feldespato Potásico a temperaturas > 300°C. Asimismo, los bajos contenidos de Li, se debe a la precipitación de cuarzo que durante el ascenso de las aguas, incorporan

dentro de su estructura a este elemento a temperaturas menores a 200°C. Las proporciones químicas de Li/Cs de las aguas termales van desde 1.4 hasta 3.4, refleja la interacción fluido-roca con descarga de flujo ascendente (Giggenbach, 1991), favorecido por el sistema de fallas y fracturas de la zona.

Geotermómetro de Na-K- Mg

Los geotermómetros proporcionan información de las condiciones profundas de un sistema geotérmico. El diagrama Na-K-Mg (Giggenbach, 1988; Fig. 5) muestra que las aguas analizadas no han alcanzado el equilibrio total, ya que en su mayoría las muestras están localizadas en la zona de aguas inmaduras con alto contenido de magnesio, asociado a procesos de mezcla, ebullición, dilución durante el ascenso. Mientras tanto, las fuentes 32u-P-028 y 32u-P-028 presentan bajo flujo de descarga en superficie probablemente debido a la intensa evaporación de la zona; contribuyendo a la concentración de los iones y precipitación de sales. Dicho proceso influye en la fiabilidad de los resultados de temperatura estimada para el reservorio.

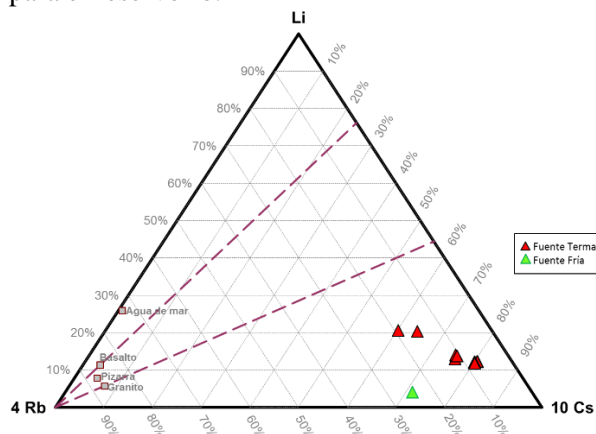


Fig. 4. Diagrama ternario Li-Rb-Cs.

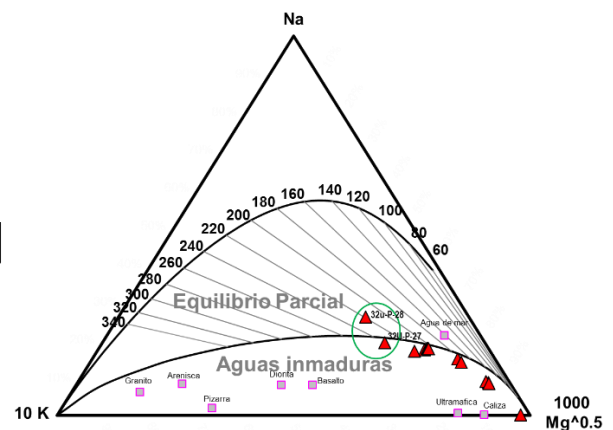


Fig. 5. Diagrama ternario (Giggenbach, 1988).

Los procesos de alteración hidrotermal afectan la eficiencia en la aplicación de geotermómetros de intercambio catiónico y de la solubilidad de sílice, ya que estos procesos físicos afectan el equilibrio químico agua-mineral, proporcionando resultados de temperatura de reservorio no fiables.

En el diagrama binario $\text{SiO}_2\text{-logK}^2/\text{Mg}$ (Giggenbach et al., 1994; Fig. 6), muestra que las aguas alcanzan el equilibrio en el campo del cuarzo, calcedonia y cristobalita alfa con temperaturas menores a 140 °C. Los fluidos geotermales podrían estar experimentando enfriamiento conductivo, dado que ambos sistemas químicos ($\text{SiO}_2\text{-logK}^2/\text{Mg}$) responden rápidamente a los cambios de temperatura, pueden proporcionar información del equilibrio final del sistema agua-roca (Gherardi et al., 2000).

Resultado isotópico

Los resultados del análisis isotópico de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas de la ZGJ son representados en el diagrama $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ (Fig. 7), donde se observa que las aguas se agrupan, sobre y cerca de la línea correspondiente a las aguas meteóricas globales (Craig, 1961). Los valores de $\delta^2\text{H}$ en las fuentes termales varían entre -126.1‰ a -134.3‰, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -16.0‰ a -18.00‰ (Tabla 1). Estos resultados indican que las aguas geotérmicas en la ZGJ se originan de agua meteórica que es calentada por calor conductivo a niveles profundos, asociado a fuente de calor relacionado a la presencia de cuerpos intrusivos, en la zona se evidencias este tipo de rocas. Las aguas logran alcanzar horizontes profundos favorecidos por el sistema de fallas existente en la zona.

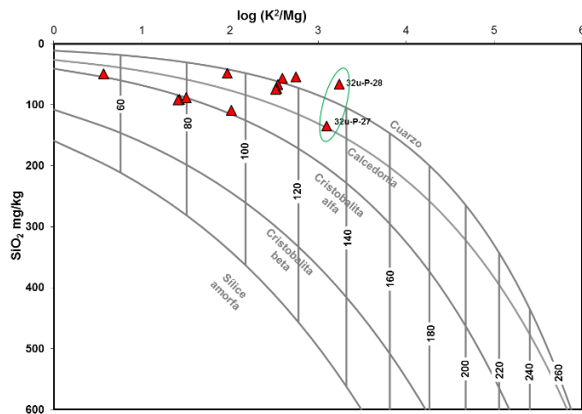


Fig. 6. Diagrama de equilibrio SiO₂ vs log K²/Mg.

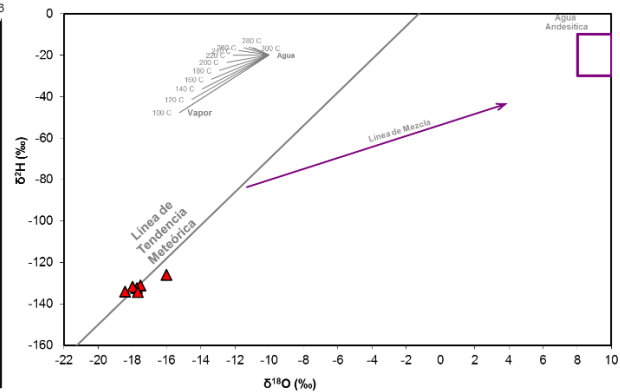


Fig. 7. Diagrama que muestra la relación $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$.

Conclusión

Los resultados hidrogeoquímicos de las aguas termales de la ZGJ, muestra que las aguas son del tipo Cl.SO₄-Na y SO₄.Cl-Ca. Además son aguas mineralizadas asociadas a procesos de alta, intermedia y baja sulfuración. Por otro lado, la geotermometría química en fase líquida estima la temperatura en profundidad por debajo de 140°C. Finalmente, los isotopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, indican que las aguas termales se originan de agua meteórica, que ingresan hacia horizontes profundos favorecido por el sistema de fallas y son calentadas por calor conductivo asociado a cuerpos intrusivos y son devueltos a la superficie a través de roca permeable.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Aguilar, R. (2012) - Magmatismo, Tectónica y Metalogénia de los Centros Volcánicos Miocénicos entre Condorama y Paratia (Cusco-Puno) Sur del Perú, Tesis profesional, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, Perú.
2. Acosta, J., Rivera, R., Valencia, M., Chirif, H., Huanacuni, D., Rodríguez, I., Villarreal, E., Paico, D. & Santisteban, A. (2009) – Mapa metalogénico del Perú, memoria, INGEMMET.
3. Craig, H. (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.
4. Giggenbach, W.F. (1988) - Geothermal solute equilibria; derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(12): 2749-2765.
5. Giggenbach, W.F. (1991) - Chemical techniques in geothermal exploration. In Applications of geochemistry in geothermal reservoir development, (Ed) D'Amore, United Nations Institute for Training and Research, USA, Pub., 119-144.
6. Giggenbach, W.F., Sheppard, D.S., Robinson, B.W., Stewart, M.K., and Lyon, G.M. (1994) - Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. Geothermics, 23, 599-644.
7. Gherardi, F., Panichi, C., Caliro, S., Magro, G., Pennisi, M. (2000) - Water and gas geochemistry of the Euganean and Berician thermal district (Italy). Applied Geochemistry, 15, 455-474.
8. Möller, P., Rosenthal, E., Geyer, S., Flexer, A. (2007) - Chemical evolution of saline waters in the Jordan–Dead sea transform and in adjoining areas. Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch) 96, 541–566.
9. Piper, A. M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Am. Geoph. Union Trans. V. 25, pp. 914-923.
10. Valdivieso, L. (2015) – Proyecto de exploración Sabina, comparación con los depósitos Arasi y Pinaya, franja metalogénica XXI, Sur del Perú, Tesis profesional, Universidad Nacional Mayor De San Marcos, Perú.