



XVIII Congreso Peruano de Geología

INTERPRETACIÓN HIDROQUÍMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE ALTA TEMPERATURA DE LA CUENCA DEL RÍO TAMBO

Josemanuel Carpio¹, Danitza Machaca², Fluquer Peña³.

¹ INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja, Lima, Perú. jcarpio@ingemmet.gob.pe

² INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja, Lima, Perú. dmachaca@ingemmet.gob.pe

³ INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja, Lima, Perú. fpena@ingemmet.gob.pe

1. Introducción

En la cuenca del río Tambo se encuentra uno de los ríos más importantes de la vertiente del Pacífico, nace en las cimas del flanco occidental de la Cordillera de los Andes entre los 4000 y 6700 m s.n.m., donde se originan los cursos principales de agua y descienden por la cuenca hasta su desembocadura en la costa, a la altura de la localidad de Cocachaca. Las características geológicas y geomorfológicas son variables, están condicionadas por la presencia de rocas volcánicas, sedimentarias y en menor porcentaje de rocas intrusivas. Dentro de la gran variedad litológica destaca la importancia de las rocas fisuradas y fracturadas que favorecen a la recarga y alimentación de los acuíferos, donde además la influencia tectónica generó características hidrogeológicas idóneas para movilizar y almacenar potenciales reservas de agua subterránea. Para interpretar la presencia de este recurso en profundidad se registraron un gran número de evidencias naturales y fuentes termales, estas últimas de surgencia ascendente que evidencia la existencia de presión hidráulica natural. El incremento y variabilidad de la temperatura y las condiciones tectónicas en la cuenca permitieron identificar sectores de actividad geotérmica, donde además se registraron características físico-químicas, hidráulicas y se tomaron muestras para análisis químico de las fuentes termales que nos permita comprender la relación que existe entre las aguas subterráneas, la geología, y los procesos que condicionan el incremento de temperatura en las aguas subterráneas. Las técnicas hidroquímicas nos permiten establecer comparaciones de

geotermómetros químicos y la temperatura registrada en el campo, ya que presenta más de un sector con gran potencial geotérmico.

El agua subterránea en la cuenca del río Tambo se evidencia a través de la surgencia de 639 manantiales y 51 fuentes termales donde se registraron in situ parámetros físico-químicos e hidráulicos tales como: Temperatura, conductividad eléctrica (C.E.), total de sólidos disueltos, pH y caudal; adicionalmente 38 fuentes termales fueron seleccionadas para el muestreo y un análisis químico. La fuente con mayor temperatura es la fuente termal Putina Carumas (131810-020) con una temperatura de 86.1°C, cuyo contenido de conductividad eléctrica es elevado, por lo que interpretamos que se deba a que la fuente tiene tiempos de residencia relativamente largos en el subsuelo, sin embargo; se evidencian valores bajos que indican que a pesar de su temperatura estas aguas no disuelven las rocas por donde circulan o el tiempo de residencia es corto. La fuente Jesús María (131807-043), tiene un valor de 39 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ que indica el alto contenido de sales y presencia de CaCO_3 . El pH en la mayoría de las fuentes termales es neutro.

2. Características Geotérmicas en la Cuenca Tambo

Los sistemas geotérmicos como en el caso de la cuenca tambo responden a zonas donde es notoria la aproximación del calor interno de la tierra hacia la superficie, y una de las evidencias más notables, es la interacción del agua subterránea que fluye a través de fallas y fracturas profundas, condicionando la surgencia de manantiales, fuentes termales y geiseros. Una fuente

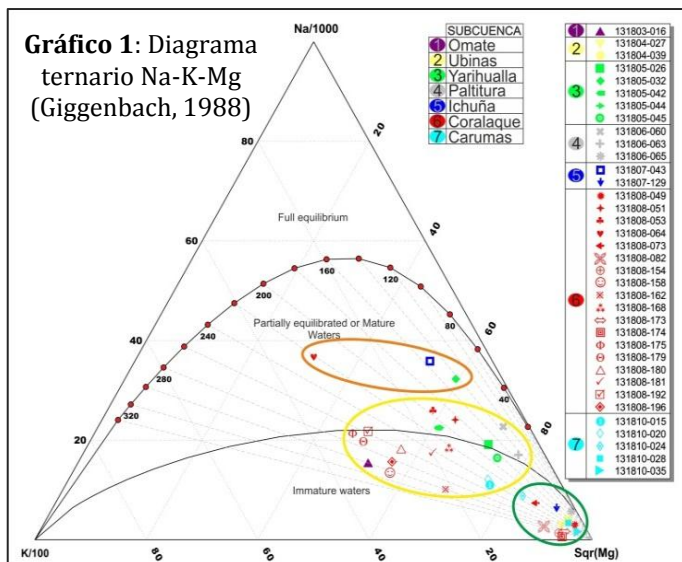
termal se considera un fluido geotérmico que se originan principalmente a partir de aguas meteóricas que se infiltran en el subsuelo y circulan en profundidad alcanzando altas temperaturas, sin embargo; no se descarta que la percolación sea cerca de una fuente de calor (cercanía a fluidos magmáticos) proporcionando un gran potencial geotérmico.

3. Geotermometría

Los geotermómetros químicos son herramientas usadas para la exploración y desarrollo de recursos geotérmicos, concretamente se usa para estimar la temperatura de las fuentes termales en profundidad, donde ocurre el equilibrio químico de la interacción agua-roca. Los más usados son: el geotermómetro Na-K-Mg de Giggenbach (1989), el geotermómetro Na/K, el geotermómetro Na-K-Ca, entre otros.

3.1. Geotermómetro Na-K-Mg de Giggenbach

En el diagrama ternario Na-K-Mg Giggenbach (1988) (Gráfico 1), se aprecia la evolución de las fuentes termales estas no llegan a un equilibrio total entre fluido-roca; un primer grupo de fuentes con código 131808-064 y 131807-043 son las más próximas a la curva de equilibrio en la línea guía de 220°C y 160°C respectivamente, cerca de esta última se ubica la fuente 131805-032 cuya temperatura de equilibrio es de 140° C aproximadamente. En el segundo grupo, 6 fuentes se encuentran en equilibrio parcial y 12 fuentes son inmaduras al estar por debajo de la línea límite, estas aguas fueron menos afectadas o influenciados por aguas subterráneas frías provenientes de otros acuíferos (dilución, mezcla, etc.). El tercer grupo se encuentra próximo al vértice inferior derecho, donde la concentración de Mg es alta, permitiendo interpretar que las aguas de estas fuentes termales se encuentran por debajo de 100°C en profundidad, debido a que el magnesio presenta mayor solubilidad en aguas con menores temperaturas, además existiría una mezcla de aguas procedentes de un acuífero termal con aguas de un acuífero superficial de baja temperatura.



La temperatura de reservorio de la cuenca del rio tambo, se situaría en un rango muy amplio, Al hacer un análisis por subcuenca en la gráfica 1 se observa que las amplitudes generadas son más definidas. La subcuenca Yarihualla (código 131805) presenta un rango de temperatura de reservorio entre 220-140°C, la subcuenca Paltiture (código 131806) se presenta siguiendo un alineamiento de rango menor entre 140-100°C; la subcuenca Ichuña (código 131807) está en el rango de 180-160°C; las fuentes correspondientes a la subcuenca Coralaque presentan un rango más amplio, pero al hacer una discretización en esta subcuenca se identifica dos sectores con potencial geotérmico. El primero está formado por las fuentes 131808-049, 131808-051, 131808-053, 131808-064, 131808-073, 131808-082 en el rango 220-180°C y el segundo 131808-154, 131808-158, 131808-162, 131808-168, 131808-173, 131808-174, 131808-175, 131808-179, 131808-180, 131808-181, 131808-192 y 131808-196 con un rango alto entre 300-220°C; y por último de la subcuenca Carumas (código 131810) la cual presenta un alineamiento próximo a los 240- 200°C.

3.2. Geotermómetro Na/K

Se basa en la relación empírica entre la razón Na/K y la temperatura profunda del agua; se utiliza para estimar la temperatura del reservorio geotermal. La relación de equilibrio es: $NaAlSi_3O_8 + K^+ \leftrightarrow KAlSi_3O_8 + Na^+$.

Esta conjetura se desarrolló en la década de los '60 siendo los pioneros que destacan a Orville (1963) y Hemley (1967). Los cuales demostraron que la razón de Na/K disminuye en el agua al aumentar la temperatura (Ellis & Mahon, 1967). Llegando en esos años a algunas conclusiones:

- Bajo los 300°C, las reacciones de intercambio entre los minerales y fluido hidrotermal son lentas.
- Este geotermómetro tiende a estimar temperaturas mayores que los geotermómetros de sílice, esto debido a que se reequilibra más rápido, permitiendo estimar temperaturas a mayor profundidad.
- Este geotermómetro presenta dos inconvenientes principales, que su utilización supone que el equilibrio fue alcanzado, lo cual es difícil de demostrar y la importancia del error posible de cálculo. En la mayoría de los casos este ratio está comprendido entre 3 y 30, lo que conduce a encontrar temperaturas del reservorio de 145°C a 500°C.

Teniendo estas premisas, se hizo el cálculo del geotermómetro teórico Na/K de distintos autores:

$T^{\circ}C = \frac{1217}{1,483 + \log Na/K} - 273,15$ (Fournier, 1977)
$T^{\circ}C = \frac{855,6}{0,8573 + \log Na/K} - 273,15$ (Truesdell, 1976)
$T^{\circ}C = \frac{1390}{1,75 + \log Na/K} - 273,15$ (Giggenbach, 1988)
$T^{\circ}C = \frac{933}{0,993 + \log Na/K} - 273,15$ (Arnórson, 1983)
$T^{\circ}C = \frac{833}{0,908 + \log Na/K} - 273,15$ (Díaz-Gonzalez et al., 2008)

Las concentraciones de Na⁺ y K⁺ deben de estar en la unidad mg/L; los resultado son variados pero muy próximos (Cuadro 1). Se observa que algunos manantiales presentan temperaturas estimadas mayores a >300°C

estos son: 131808-077, 131808-082, 131808-154, 131808-158, 131808-162, 131808-173 y 131808-174; este último presenta temperaturas de mayor valor: 497.68°C a 666.51°C. Del total de las fuentes termales estos manantiales mencionados de manera inversa presentan los valores más bajos en la razón Na/K. Esta razón puede ser directamente afectada por reacciones, como el intercambio catiónico con los minerales arcillosos (Weissberg y Wilson, 1977) o también por un enriquecimiento en K⁺ proviniendo de rocas sedimentarias o volcánicas de reservorios más superficiales (Michard et al., 1976). Eso a su vez puede ser algo desfavorable, ya que la razón Na/K puede generar falsas estimaciones de temperatura del reservorio, en el caso de aguas provenientes de entornos de baja temperatura (reservorios superficiales) (Henley et al., 1984); debido a que la temperatura de equilibrio entre feldespatos y aguas geotermales no es posible ser alcanzada en bajas temperaturas.

Cuadro 1 Temperaturas estimadas (en °C) con el uso del geotermómetro Na/K

Fuente termal	Temperaturas estimadas (°C)						
Código	T°C Fuente	Fournier	Truesdell	Giggenbach	Arnrsson	Dias-Gonzalez	Promedio
131803-016	72.9	290.03	284.16	299.35	285.22	252.09	282.17
131804-027	28	243.98	222.09	257.31	227.56	195.26	229.24
131804-039	37.6	177.47	139.18	195.22	148.88	118.71	155.89
131805-026	40.5	160.82	119.58	179.42	129.99	100.51	138.06
131805-032	21.9	123.81	77.49	143.91	89.06	61.28	99.11
131805-042	36	192.33	157.06	209.24	166.01	135.28	171.99
131805-044	30.4	189.98	154.20	207.02	163.28	132.64	169.43
131805-045	27.9	168.86	128.98	187.06	139.07	109.25	146.64
131806-060	46.8	110.56	62.91	131.08	74.77	47.65	85.40
131806-063	42.7	127.03	81.08	147.03	92.57	64.63	102.47
131806-065	21.7	100.72	52.24	121.49	64.26	37.65	75.27
131807-043	51.1	134.53	89.47	154.25	100.77	72.46	110.30
131807-129	43.7	167.74	127.66	186.00	137.80	108.02	145.44
131808-049	21.2	175.14	136.41	193.02	146.22	116.15	153.39
131808-051	31.7	167.53	127.43	185.80	137.57	107.80	145.23
131808-053	78.7	177.16	138.82	194.93	148.53	118.38	155.56
131808-064	65.2	204.19	171.58	220.36	179.86	148.72	184.94
131808-073	48.4	206.82	174.84	222.82	182.96	151.72	187.83
131808-077	30.2	395.36	442.98	392.73	428.11	395.68	410.97
131808-082	44.1	315.37	320.12	322.17	318.15	284.83	312.13
131808-130	25.4	224.79	197.38	239.56	204.31	172.52	207.71
131808-154	23	377.58	414.35	377.23	402.83	369.99	388.39
131808-158	24.7	297.39	294.46	306.00	294.69	261.48	290.80
131808-162	27.2	290.91	285.38	300.15	286.34	253.21	283.20
131808-168	51.3	208.35	176.74	224.25	184.76	153.48	189.52
131808-173	20.8	308.59	310.36	316.08	309.24	275.96	304.04
131808-174	21.2	519.04	666.51	497.68	618.61	593.43	579.05
131808-175	53.3	255.33	237.00	267.74	241.51	208.96	242.11
131808-179	54.7	259.83	243.00	271.87	247.10	214.45	247.25
131808-180	51.8	246.45	225.30	259.58	230.57	198.22	232.02
131808-181	38.5	229.38	203.22	243.82	209.83	177.91	212.83
131808-192	43.1	244.09	222.22	257.41	227.68	195.38	229.36
131808-196	29.9	273.37	261.23	284.23	264.04	231.14	262.80
131810-015	66	231.58	206.04	245.86	212.48	180.50	215.29
131810-020	86.1	222.10	193.97	237.06	201.09	169.38	204.72
131810-024	48.3	210.40	179.29	226.17	187.18	155.84	191.78
131810-028	40.7	196.80	162.51	213.44	171.22	140.33	176.86
131810-035	21.9	235.97	211.70	249.92	217.81	185.71	220.22

3.3. Geotermómetro Na-K-Ca

Propuesto por Fournier y Truesdell (1974 y 1975), a diferencia de los demás autores involucra la relación Na/K junto con el Ca, demostrando que las reacciones de la plagioclasa cálcica junto con el agua puede ser complementaria con las reacciones de los feldespatos sódicos y potásicos, lo que implicaría que no solo la relación Na/K es suficiente para enmarcar el contexto de un sistema natural, por lo que Fournier y Truesdell elaboraron una relación empírica integrada por Na-K-Ca y la temperatura de equilibrio, plasmando esta relación en la fórmula:

$$\text{Log}(\text{Na}/\text{K}) + \beta \text{Log}(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) = -2.24 + (1647/T)$$

Este proceso se calcula con las concentraciones de Na⁺, K⁺ y Ca²⁺ expresadas en las unidades mol/L, la temperatura en grados Kelvin y la constante adquiere el valor de β = 1/3 en el caso de que el agua haya alcanzado el equilibrio a temperaturas superiores a 100°C o de β =

4/3; si se alcanza el equilibrio a temperaturas inferiores a los 100°C. El uso del valor de β = 1/3 o 4/3 se selecciona calculando la razón Log(√Ca/Na). Si el resultado es negativo, se utiliza β = 1/3, pero sí el resultado es positivo, el cálculo se hace con β=4/3. Y por último se hace el despeje y la debida conversión a grados °C, Fournier y Truesdell (1974) utilizo la siguiente ecuación derivada:

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{2.24 + \text{log}(\text{Na}/\text{K}) + \beta \cdot \text{log}(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na})} - 273.15$$

Las temperaturas obtenidas con este geotermómetro Na-K-Ca (Cuadro 2) están comprendidas entre 100°C a 275°C, haciendo una comparación detallada con las temperaturas obtenidas en la gráfica 1 de Giggenbach; Se aprecia que en los manantiales cercanos a la línea de equilibrio como las fuentes 131808-064 y 131807-043 presentan una temperatura estimada de 220°C y 160°C respectivamente y con el geotermómetro Na-K-Ca es 217.18°C y 158.20°C respectivamente, siendo semejantes los valores entre ambos geotermómetros, la fuente 131805-032 tiene un valor poco mayor de 140°C en la gráfica 1 y por el geotermómetro empírico Na-K-Ca presenta 147.92°C con lo que se estaría corroborando la estimación de la temperatura del reservorio; así mismo podemos cotejar los demás valores representados en la gráfica 1, sin embargo la comparación de los valores será menos precisa, puesto que los puntos al separarse de la línea de equilibrio generan un mayor margen de error.

Cuadro 2 Temperaturas estimadas con el geotermómetro Na-K-Ca

Fuente termal	Concentraciones Na/Ca/K (mol/L)			Temperatura estimada geotermómetro (°C)	
Código	T°C	Ca	Na	K	(Na/K/Ca) β=1/3
131803-016	72.9	0.007	0.088	0.011	250.28
131804-027	28	0.006	0.013	0.001	184.61
131804-039	37.6	0.007	0.011	0.000	140.85
131805-026	40.5	0.007	0.080	0.002	159.95
131805-032	21.9	0.003	0.149	0.002	147.92
131805-042	36.0	0.004	0.078	0.003	188.27
131805-044	30.4	0.005	0.079	0.003	184.25
131805-045	27.9	0.006	0.051	0.002	159.87
131806-060	46.8	0.011	0.123	0.001	125.40
131806-063	42.7	0.010	0.083	0.001	133.17
131806-065	21.7	0.001	0.010	0.000	100.36
131807-043	51.1	0.013	0.331	0.006	158.20
131807-129	43.7	0.004	0.020	0.001	147.67
131808-049	21.2	0.001	0.004	0.000	144.80
131808-051	31.7	0.004	0.129	0.004	179.24
131808-053	78.7	0.006	0.142	0.005	183.67
131808-064	65.2	0.005	0.244	0.012	217.18
131808-073	48.4	0.000	0.006	0.000	175.29
131808-077	30.2	0.000	0.000	0.000	248.77
131808-082	44.1	0.001	0.003	0.000	213.82
131808-130	25.4	0.000	0.001	0.000	176.28
131808-154	23.0	0.000	0.000	0.000	227.74
131808-158	24.7	0.003	0.043	0.006	250.28
131808-162	27.2	0.003	0.029	0.004	235.74
131808-168	51.3	0.001	0.046	0.002	200.59
131808-173	20.8	0.000	0.001	0.000	204.82
131808-174	21.2	0.000	0.000	0.000	275.65
131808-175	53.3	0.003	0.091	0.008	240.39
131808-179	54.7	0.002	0.072	0.007	238.98
131808-180	51.8	0.002	0.057	0.005	224.66
131808-181	38.5	0.003	0.051	0.003	208.00
131808-192	43.1	0.002	0.044	0.003	221.39
131808-196	29.9	0.001	0.031	0.003	236.40
131810-015	66.0	0.003	0.015	0.001	187.24
131810-020	86.1	0.002	0.023	0.001	191.51
131810-024	48.3	0.003	0.022	0.001	179.37
131810-028	40.7	0.005	0.009	0.000	151.36
131810-035	21.9	0.000	0.002	0.000	171.26

4. Ubicación de los Fluidos Geotérmicos

En base a la temperatura de las aguas subterránea (fuentes termales y fuentes frías) se elaboró una interpolación, generando un mapa de zonas de potencial geotérmico (Figura 1), permitiendo zonificar evidencias de calor que se relacionan con el interior de la tierra. En base a la corteza continental se cree que las temperaturas varían entre 200 a 1000 °C, este calor es transferido del

interior de la tierra a través de la litósfera generando un gradiente geotérmico de 2 a 4 °C por cada 100 m de profundidad (Orche, 2011). Los afloramientos de aguas termales en la cuenca se ubican en sectores marcados lo que nos conlleva a establecer zonas. Al este del embalse Pasto grande los afloramientos de aguas termales se encuentran distribuidos generando temperaturas altas, desde un punto central disipándose en forma concéntrica hacia los alrededores, por lo cual interpretamos que estas fuentes pueden estar relacionadas con niveles de calor, que emergen producto de una zona de buena permeabilidad. En el sector norte del embalse Pasto grande, las fuentes termales presentan un alineamiento noroeste sureste, precisamente por la presencia de la falla que tiene la misma dirección, interpretando que el calor proviene del interior por gradiente geotérmico al estar condicionado por la falla. En la subcuenca Carumas el gran número de fuentes termales se encuentran dispuesta en los alrededores del volcán Ticsani, siendo probable que este sea la fuente principal de calor para las fuentes termales presentes en la zona. En general una exploración geotérmica más detallada sería lo idóneo, requiriendo un análisis litológico y estructural que contribuya con la determinación de la geometría de los campos acuíferos y la relación de los materiales permeables con la hidrogeología y las manifestaciones de aguas termales.

5. Conclusiones

Al comparar las temperaturas obtenidas del geotermómetro de Giggenbach y del geotermómetro Na-K-Ca, se aprecia que en los manantiales cercanos a la línea de equilibrio, los valores de temperaturas son muy cercanos y mientras más se alejan de la línea de equilibrio, la comparación de los valores será menos precisa y con mayor margen de error.

Se han identificado 10 posibles zonas de potencial

geotérmico, destacando los lugares con mayor número de afloramientos termales, como en la subcuenca Coralaque, al este y norte del embalse Pasto grande y en la subcuenca Carumas en el sector de San Cristóbal de Calacoa.

Las fuentes termales en la cuenca estarían relacionadas con niveles de calor que emergen producto de una zona de buena permeabilidad, teniendo dos fuentes principales, la primera por la presencia de alineamientos de un sistema de fallas de dirección noroeste sureste, por donde el calor emergería del interior (Gradiente Geotérmico). La segunda sería por el aporte de una fuente o punto de calor, en este caso el volcán Ticsani, siendo probable que este sea el origen principal de calor para estas fuentes termales, las mismas que se encuentran distribuidas en los alrededores.

Referencias

- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H., (1983b): The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geothermometry in geothermal investigations.
- Díaz-González, L., (2008), Desarrollo de nuevas herramientas estadísticas y geotermométricas para la industria geotérmica: Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Ellis & Mahon, (1967), Natural Hydrothermal systems and experimental hot- water/rock interactions (part 2).
- Fournier, R.O., (1979): A revised equation for Na-K geothermometer.
- Giggenbach, W.F., (1988): Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators.
- Truesdell, A.H., (1976): Summary of section III - geochemical techniques in exploration. Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources.

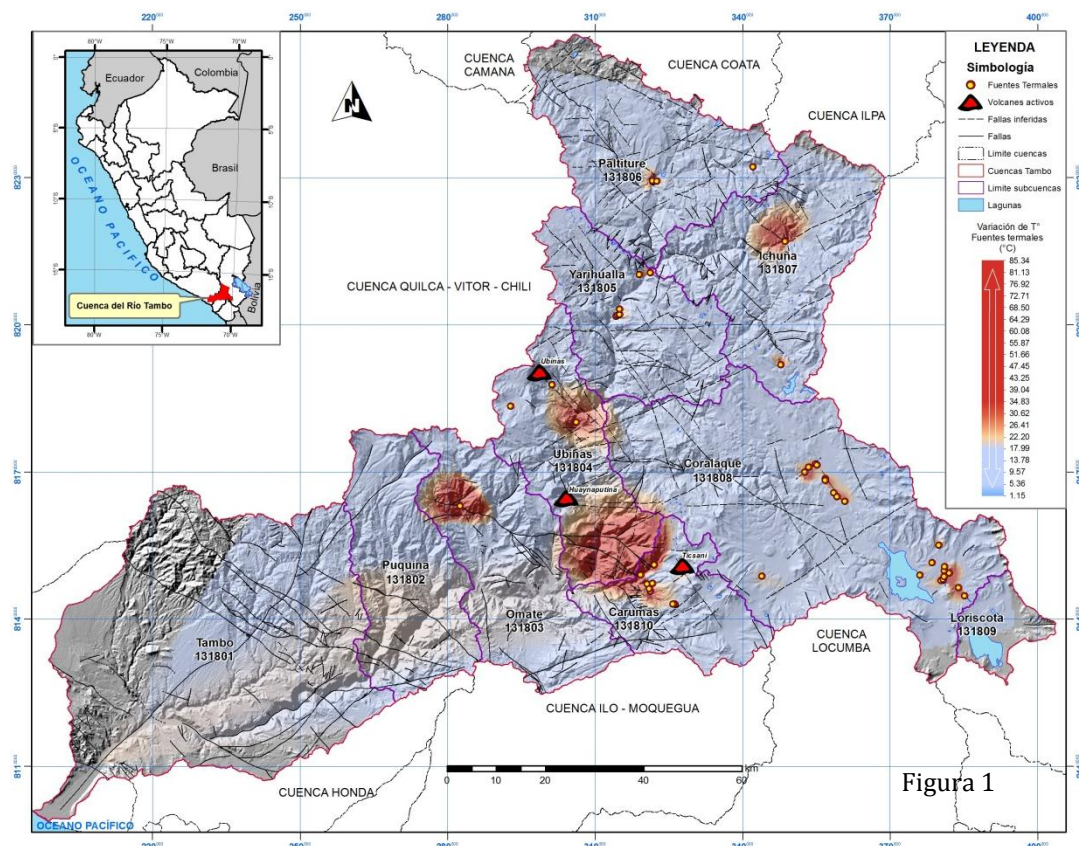


Figura 1